

СОВЕТ МИНИСТРОВ АРМЯНСКОЙ ССР
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР

**ТРУДЫ
УПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИИ
И ОХРАНЫ НЕДР**

№ 2

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ЕРЕВАН—1959

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Адамян Г. Г., Асланян А. Т. (главный редактор), А. Т. Вегуни (ответственный секретарь), Гулян Э. Х. (зам. главного редактора), Кочарян А. Е.

Арутюнян Г. М.

Г. М. АРУТЮНЯН, Г. А. ПИЛОЯН,
Х. О. ГЕВОРКЯН

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА СЕВАН И ПУТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

1. ВВЕДЕНИЕ

Северо-восточное побережье озера Севан характеризуется широким развитием ультраосновных пород, протягивающихся в виде непрерывного пояса. Оно привлекало внимание многих исследователей, как область, обладающая значительными реальными и потенциальными возможностями в отношении минерально-сырьевых богатств. Здесь обнаружен ряд месторождений полезных ископаемых, на которых в настоящее время ведется детальная разведка и промышленное освоение их считается задачей ближайшего времени.

С 1954 года на указанной территории Армгеолуправлением проводятся детальные поисковые, разведочные и научно-исследовательские работы с целью комплексного изучения магнезиальных силикатов Шоржинского месторождения, как сырья для производства форстеритовых огнеупоров и керамических изделий. Одновременно с этим изучался также ряд других полезных ископаемых, генетически связанных с ультраосновными породами.

Наиболее интересными в отношении нахождения сырья для огнеупорной промышленности являются участки Шоржинского, Джильского, Бабаджанского, Даринского и других месторождений магнезиальных пород.

Развитие тяжелой индустрии требует значительного расширения производства огнеупоров, особенно, форстеритовых и основных. Южные промышленные районы (РСФСР, УССР, Гр. ССР, Аз. ССР и Арм. ССР) удалены от месторождений магнезиальных пород и поэтому металлургическая (черная и цветная) цементная и др. промышленности указанных районов до настоящего времени базируются только на привозном сырье с перевозкой его в огромных количествах на очень далекие расстояния. В связи с этим возникла необхо-

димось в выявлении новых месторождений форстеритовых и основных огнеупорных пород вблизи южных промышленных районов. Имеющееся на территории Арм. ССР Шоржинское месторождение магнезиальных и хромомagneзиальных пород является единственной надежной базой, которая может обеспечить магнезиальными огнеупорами не только нужды Закавказской промышленности, но и южных областей СССР с целом.

За последние 10—15 лет, особенно интенсивно развивается потребность в форстеритовых огнеупорах. Объясняется это тем, что форстеритовые огнеупоры по своим свойствам приближаются к основным огнеупорам, заменить которые они могут во многих случаях. В связи с переходом мартеновских печей на более высокие температурные режимы, требующие огнеупорных изделий высокой стойкости, форстеритовые огнеупоры нашли применение в насадках регенераторов мартеновских печей. Опыт завода „Запорожсталь“ показывает, что форстеритовый кирпич в насадках регенераторов может стоять 2—3 компании по своду без снижения производительности печи. Установлено также, что форстеритовые огнеупоры служат в несколько раз дольше, чем динасовые.

Производство форстеритовых огнеупоров базируется на различных видах магнезиальных силикатов. Преимуществом форстеритовых огнеупоров перед другими является: хорошая устойчивость при воздействии металлургических шлаков, постоянство объема, большая стойкость под нагрузкой при высоких температурах, высокая огнеупорность, достигающая до 1750—1800°. В настоящее время в СССР форстеритовые огнеупоры широко применяются при кладке сводов медеплавильных отражательных печей и футеровки верхней части конвертеров. Форстеритовые огнеупоры применяются также в стенках и сводах керамических печей и в качестве материала для ремонта высокотемпературных печей. Такие огнеупоры особенно пригодны для вращающихся печей, в которых обжигается сырье для портландского цемента и в печах для плавки стекла.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Участок Шоржинского месторождения магнезиально-силикатных пород входит в состав Красносельского административного района Арм. ССР и расположен на северо-восточном побережье озера Севан.

На месторождении развиты следующие генетические типы пород:

1. Осадочные образования, представленные преимущественно известняками.

2. Эффузивные породы порфиритового состава.

3. Интрузии ультраосновных пород, с подчиненными им измененными разностями.

4. Жильные породы и

5. Измененные аналоги некоторых коренных пород (листвениты, серпентиниты и др.).

Ниже приводится краткое описание этих пород в порядке последовательного расположения их в стратиграфическом разрезе участка снизу вверх.

1. Осадочные образования. Наиболее древними породами являются известняки, распространенные в северной части месторождения. Возраст указанных пород, на основании палеонтологических находок определяется как сенон-средний-эоцен.

2. Эффузивные породы. Известняки без углового несогласия перекрываются толщей эффузивных пород—порфиритами, возраст которых датируется как средний эоцен. Эти породы выходят в северо-восточной части на небольшом участке.

3. Ультраосновные породы. Толща вышеописанных образований прорывается интрузией ультраосновных пород, среди которых наиболее отчетливо выделяются следующие типы: а) перидотиты; б) пироксениты.

Перидотиты являются основным членом комплекса интрузивных пород и занимают большую часть рассматриваемого массива. Пироксениты присутствуют в явно ограниченных масштабах; они встречаются сравнительно редко, в форме небольших шлировидных образований.

Породы интрузивного комплекса занимают большую часть площади месторождения, вытягиваясь в общем в широтном направлении. К западу от месторождения они прослеживаются с перерывами на 100 км, вплоть до Зодского перевала в Басаргечарском районе и далее переходят в пределы Аз. ССР (Курдистан), где несколько смещаются к северу от общего направления.

Мощность (ширина) выхода интрузивных пород в пределах месторождения колеблется от 0,4—0,8 км при длине массива 2—2,5 км. Возраст интрузии определен, как верхний эоцен. Некоторые исследователи относят их к верхнему мелу.

4. Жильные породы. Представлены несколькими дайками диабазов, выходящими в ю. з. части месторождения. Они имеют близширотное и с. в. простирание и прорывают ультраосновные породы интрузивного массива. Отсюда возраст их определяется как послеверхнеэоценовый, т. е. они являются самыми молодыми образованиями среди магматических пород описываемого участка.

5. Измененные породы. В эту группу объединены известные на месторождении измененные породы, обязанные своим происхождением как влиянию глубинных процессов, так и воздействию агентов выветривания.

а) *Контактово- и гидротермально-метаморфизованные породы.* К этому типу относятся листвениты (кварцкарбонатные породы), образовавшиеся в результате контактового и термального влияния интрузий на прорванные ими известняки. Но в лиственитах можно усмотреть и проявления гидротермальной деятельности, доказательством чего служат наличие густой сети прожилков жильного кварца и вкрапленного хромита, пронизывающих полосу лиственитов и редкие находки в них киновари. Листвениты приурочены к северному и южному контактам интрузии с известняками и в виде выдержанной узкой полосы вытягиваются вдоль указанных контактов на всем его протяжении, рельефно выделяясь на поверхности.

Другими членами этой группы являются серпентиниты и частично серпентинизированные породы. Как те, так и другие являются производными, главным образом дунитов и отчасти перидотитов и образовались под действием растворов эпитепмальной фазы интрузии. Эти породы сплошного поля не образуют, а залегают изолированными друг от друга участками, локально приурочиваясь к различным частям перидотитов. Размеры отдельных участков колеблются в больших пределах.

б) *Продукты поверхностного изменения.* Сюда относятся главным образом магнезитизированные (магнезитоносные) породы, характеризующиеся превращением (под влиянием поверхностных агентов выветривания) части ультраосновных пород—в большинстве случаев дунитов—в магнезит. Процессом магнетизации затронуты также перидотиты, но в меньшей степени.

Магнезитизированные породы залегают разобщенно, но в целом образуют прерывистую полосу широтного простирания, протяженностью в общей сложности 1,5 км. Последние 3 разновидности—серпентиниты, серпентинизированные дуниты и магнезитизированные (магнезитоносные) породы в совокупности представляют собственно форстеритовое—огнеупорные сырье.

Следует указать на развитие наносных отложений, представляющих существенный интерес с точки зрения характеристики горно-технических условий месторождения. Максимального развития эти образования достигают в поймах речной сети (не превышая при этом 10—15 м мощности), и на водоразделах и склонах ущелий, т. е. на большей части месторождения, они почти сходят на нет и коренные породы выходят непосредственно на дневную поверхность.

Отношение участка месторождения к элементам тектонической структуры, в частности к складчатым формам, определяется приуроченностью его к сводовой части антиклинали близширотного простирания, вытягиваясь вдоль оси ее примерно на 2 км. Крупных элементов дизъюнктивных нарушений не констатировано.

Роль тектонических структур в формировании месторождений

исключается, поскольку последние являются продуктом поверхностного изменения (магнетитизированные серпентиниты) и метаморфизма, обусловленного воздействием растворов эпимагматической фазы интрузии (серпентиниты), если, конечно, отвлечься от того факта, что внедрение интрузии (и генетически связанного с ней месторождения) обусловлено процессами-образования указанной антиклинали.

III. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

1. Серпентиниты. В виде отдельных разобщенных участков разбросаны по всей площади массива.

Наиболее крупные из них тяготеют к северным окраинам его; остальные тела, расположенные в южной половине, имеют незначительные размеры и поэтому не принимаются во внимание.

Все участки (тела), сложенные указанной породой, в плане имеют неправильную конфигурацию, не укладывающуюся в какой-либо выдержанный морфологический тип.

В общем они вытянуты в широтном направлении.

Размеры наиболее крупных участков в плане выражаются цифрами 1) 70×360 м, 2) 360×120 м и 3) 260×50 м. На глубину порода прослежена до 100 м.

2. Слабо серпентинизированные дуниты, сопровождаемые магнетитизированными участками. В отличие от серпентинитов, описываемые породы приурочены к южной половине месторождения и сплошного непрерывного поля не образуют, залегают отдельными островками среди дунитов и перидотитов, повторяя те же морфологические черты, что и серпентиниты, т. е. имеют площадное распространение и сложное очертание. В совокупности эти разнообразные тела образуют прерывистую полосу близ-широтного простирания, протяженностью до 1,5 км.

Магнетитизированные разности пространственно и генетически связаны со слабо серпентинизированными дунитами, но не во всех случаях; в некоторых из них магнетитизации не обнаружено. Магнетитоносные участки повторяют в общем те же морфологические черты, что и вмещающие их породы, но по размерам своим уступают им, хотя следует заметить, что контуры их окончательно не отбиты горными выработками. Имеются некоторые основания полагать, что они могут быть увязаны между собой. В этом случае площадь их может быть значительно расширена за счет промежуточных пространств.

На глубину эта разновидность распространяется в среднем на 15—20 м; глубже она постепенно сменяется серпентинитами.

В результате проведения детально поисково-разведочных работ

на Шоржинском месторождении оконтурены две разновидности магнезиально-силикатных пород, представленных:

а) серпентинитами и серпентинизированными дунитами и б) магнезитоносными дунитами.

а) Серпентиниты и серпентинизированные дуниты

Обе эти разновидности считаются основным видом промышленного огнеупорного сырья. Они, как показали произведенные технологические исследования, имеют много общих свойств и вполне могут заменить и дополнить друг друга в производстве, что неизмеримо расширяет промышленные перспективы месторождения в отношении запасов.

Требуемый для добавки к серпентинизированным дунитам магнезит может быть добыт за счет обогащения магнезитового сырья (магнезитосодержащих дунитов). По внешнему виду они характеризуются плотным сложением, тонкозернистой структурой, и нередко, брекчиевидной или мелкоасслоенной текстурой. Окраска серпентинизированных пород варьирует в больших пределах от почти черного до светло-зеленых тонов. Помимо основных породообразующих минералов: серпентинита, антигорита, хризотила и др. в породе часто встречаются также вкрапленные хромшпинелиды. Присутствие их в породе, является благоприятным моментом, открывающим перспективы в использовании ее в качестве хромофорстеритового сырья для производства изделий еще большей огнеупорности.

В этой связи следует отметить, что Шоржинское месторождение в литературе известно как месторождение хромистого железняка. С 1930 по 1951 г.г. месторождение разведывалось на хромит, спутной добычей хромита (начиная с 1933 года). Ознакомление с материалами работ указанного периода показывает, что далеко не исчерпаны возможности выявления новых запасов хромовой руды на глубоких горизонтах. Это обстоятельство, безусловно, поднимает интерес к месторождению не только в отношении выявления более качественного огнеупорного сырья, но и собственно хромитовой руды. Серпентиниты и, частично, серпентинизированные дуниты самостоятельно не обладают качеством промышленного огнеупорного-форстеритового сырья, вследствие низкого содержания в них окиси магния (36—42%). (см. табл. № 1)

б) Магнезитоносные дуниты

В 1956 г. перед геолого-разведочной партией была поставлена задача отыскать в пределах ультрабазитов северо-восточного побережья оз. Севан новый источник высокомагнезиальных пород, отве-

чающих требованиям огнеупорной промышленности без специальной добавки магнезитового порошка и потому поисково-разведочные работы были сосредоточены преимущественно на тех разновидностях магнезиальных силикатов, которые содержали свободной магнезит.

Проведенные работы показали, что таким типом пород являются магнезитоносные дуниты, пользующиеся на Шоржинском месторождении значительно более широким распространением, чем это можно было предполагать на основании наблюдений над естественным выходами.

Эти породы (магнезитоносные дуниты) представляют интерес не только как сырье для получения форстеритовых огнеупоров, без добавки магнезитового порошка, но и в смысле возможного извлечения из них чистого магнезита (до 25—30%), путем механического обогащения. Кроме того, они слагают значительные площади и на других участках распространения ультрабазитов северо-восточного побережья озера Севан.

Таким образом, магнезитоносные породы играют решающую роль в определении промышленных перспектив месторождения, благодаря содержанию в них свободного магнезита в виде прожилково-вкрапленного и гнездового типа оруденения. Прожилково-вкрапленный тип оруденения встречается как совместно, так и раздельно. Магнезит в этот случае обладает, как правило, низкой крепостью и легко растирается между пальцами. Более того, на поверхности он, под влиянием агентов выветривания, вспучивается и превращается в порошковатое вещество снежно-белого цвета. При гнездовом типе оруденения магнезит обладает высокой крепостью, плотным сложением, характерным раковистым изломом и почковидной наружной поверхностью. Размеры отдельных гнезд колеблется от 0,2 до 0,3 м, в некоторых случаях до 1 м. Кроме того, он легко извлекается из горной массы и поэтому обогащение его не представляет особых затруднений. Количество магнезита во вмещающих породах колеблется в широких пределах—от 15 до 80%. В среднем содержание его по оконтуренным участкам Шоржинского месторождения можно принять 25—30%.

Резко выраженная граница между магнезитом и вмещающими породами в значительной степени облегчает сортировку, позволяя получить магнезит с минимальным количеством посторонних включений.

Некоторые работы опытного характера, проводимые с целью изыскания рационального метода обогащения магнезитоносных дунитов для получения чистого магнезитоносного концентрата, соответствующего требованиям производства металлургического порошка партией производились в 1956 году, но к сожалению, они не были завершены ввиду отсутствия специалиста этих работ. Однако, судя

по имеющимся предварительным данным, работы по обогащению магнетита могут дать положительные результаты.

После пробной ручной сортировки по 8 укрупненным пробам (по 5 тн) удалось извлечь магнезитовый концентрат от первоначальной горной массы 25—30%, который содержал (в прокаленном веществе) MgO —85—90%, SiO_2 —2—3%, CaO от следов до 0,5%.

Потеря магнетита в хвостах составляет 10—15%. Применяя более точные методы механического обогащения, можно получить совершенно чистый магнезит, который содержит (в прокаленном веществе): MgO —94—98%, SiO_2 —0,5—0,8%, CaO —сл.—0,5%.

Химический состав (валовый) магнезитоносных дунитов по данным анализов массовых проб разведочных выработок следующий:

1. Содержание MgO —50,65—65% (в прокаленном веществе)*
2. " CaO —0,3—0,6%
3. " SiO_2 —30—38%

Весовое отношение $MgO : SiO_2 = 1,31 : 1$

Согласно кондициям, количество MgO должно быть не менее 42%, CaO не более 0,8% и весовое отношение $MgO : SiO_2 = 1 : 1$.

Как видно из сопоставления этих цифр, изучаемое сырье (магнезитовое) по вещественному составу значительно превосходит требования промышленности.

Дальнейшая перспектива в отношении магнезитового сырья (магнезитоносных дунитов) связана с разведкой Центрального участка Шоржинского месторождения, а также соседних с востока месторождений: Джильского, Бабаджанского, Даринского и др.

IV. ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ШОРЖИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для выяснения основных областей промышленного применения Шоржинского сырья были выполнены нижеследующие научно-исследовательские экспериментальные работы.

1) Получение форстеритовых огнеупоров

Для научного обоснования применения магнезиально-силикатных пород в керамике исключительно большое значение имели классические работы Андерсена, Боуэна и Шерара (1, 2) по исследованию диаграммы состояния магни-силикатных систем и физико-механические исследования Будникова и Бережного (3, 4, 5).

В системе $MgO-SiO_2$ имеются две соединения—метасиликат $MgSiO_3$ и ортосиликат Mg_2SiO_4 (форстерит), при этом второй из

* Отходами (хвостами) являются: хромит и никель—содержащие дуниты (до 1,5%), которые могут быть извлечены при дальнейшей переработке отходов.

низ форстерит является огнеупорным материалом: температура его плавления 1890°. Метасиликат магния имеет более низкую температуру плавления и поэтому при производстве огнеупорных изделий, добавкой необходимого количества окиси магния метасиликат переводят в ортосиликат— $\text{MgSi}_3 + \text{MgO} = \text{Mg}_2\text{SiO}_4$.

Изделия содержащие ортосиликат,—т. к. форстеритовые огнеупоры характеризуются содержанием окиси магния не менее 35—55% и отношением $\text{MgO} : \text{Si}_2 = 0,94—1,33$. Они обладают рядом ценных свойств—высокая температура деформации под нагрузкой, огнеупорность и шлакоустойчивость при действии основных шлаков. Форстеритовые огнеупоры получили широкое применение в металлургии, в частности, для кладки регенераторов мартеновских печей.

Первое технологическое исследование Шоржинского сырья было выполнено в 1946 г. в Ленинградском институте огнеупоров.

В 1953 г. в Харьковском институте огнеупоров (ВНИИО) было выполнено лабораторное исследование (6), на основании положительных результатов которого в 1954—55 г.г. на опытном заводе ВНИИО была изготовлена полузаводская партия форстеритовых огнеупорных кирпичей из серпентинитов Шоржинского месторождения (6).

Для этих исследований применялись серпентиниты и серпентинизированные дуниты.

В таблице № 1 приведены химический состав этих пород.

Наименование пород	Содержание в процентах окислов									
	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	R_2O	ППП
Серпентинит	33,52	0,36		5,61	1,33	0,22	0,40	41,0	0,20	17,6
Серпентинизированный дунит	32,28	0,76	0,41	6,18	1,08	0,20	0,80	40,53	0,20	17,64

На основании результатов испытания этих изделий было сделано заключение о пригодности Шоржинского серпентинита для производства форстеритовых огнеупоров, при этом в отчете ВНИИО указывается, что:

а) необходимо предварительно обжигать серпентиниты при температуре 1300—1350°;

б) в шихту надо вводить спекшийся магнезитовый порошок в количестве 25.—30% для осуществления вышеприведенных реакций форстеризации;

в) обжиг огнеупорных изделий надо проводить при температуре не ниже 1600°.

г) изготовление форстеритового кирпича из данного сырья имели следующие показатели:

предел прочности при сжатии	—615 кг/см ²
пористость	—22,9%
температура начала деформации под нагрузкой	—1660°
разрушения	1690—1730°
термостойкость (число теплосмен)	
огнеупорность	1750—1780°
объемный вес	2,60—3,06 г/см ³

На основании положительных результатов вышеупомянутых исследований в настоящее время разрабатывается вопрос организации в Арм. ССР производства форстеритовых огнеупоров. Актуальность последней задачи обуславливается развитием металлургии в южных районах, что требует значительного расширения производства огнеупоров и в частности форстеритовых изделий, необходимых для сталеплавленных печей и других промышленных тепловых установок.

Между тем металлургическая промышленность юга не обеспечена магнезиальным сырьем и работает за счет привозных материалов. Поэтому представляет значительный интерес выполнение нового месторождения сырья для форстеритовых огнеупоров вблизи южных промышленных районов.

2) Получение изделий строительной керамики

При выполнении вышеописанных технологических исследований, выяснилось, что требования огнеупорной промышленности к качеству сырья столь высокие, что не все разновидности Шоржинского сырья могут быть использованы для производства форстеритовых огнеупоров, а лишь только богатые окисью магния ($MgO > 37\%$).

В связи с этим возникает задача одновременного использования менее ценных разновидностей сырья. С этой целью в течение 1956, 57 г.г. кафедрой технологии силикатов Ереванского Политехнического Института были выполнены некоторые исследования для выявления новых возможностей промышленного использования сырья Шоржинского месторождения.

В частности были поставлены исследования, в результате которых была установлена возможность промышленного применения магнезиально-силикатных пород Шоржинского месторождения для производства:

- а) изделий строительной керамики,
- б) керамических электроизоляционных изделий,
- в) литых огнеупорных блоков, полученных в электроплавильных печах.

Было выполнено лабораторное и заводское испытание керамических масс, изготовленных на основе серпентинитов Шоржинского месторождения. При этом были сделаны следующие выводы:

1) Керамические массы, содержащие 50—60% серпентинита при обжиге выше 1000° образуют черепок, соответствующий изделиям строительной керамики. В области 1000—1100° образуются продукты соответствующие керамическим изделиям с пористым черепком; в температурном интервале 1140—1200° образуются продукты, соответствующие каменно-керамическим изделиям.

2) Серпентинит может найти применение в производстве изделий строительной керамики в качестве огнеупорного отощающего компонента сырьевой смеси. Как лабораторными, так и заводскими опытами установлена возможность изготовления метлахских плиток на основе серпентинита.

3) Заводские опыты показали, что опытно-метлахские плиты, изготовленные на основе Шоржинского серпентинита и обожженные в заводском горне периодического действия по своим физико-механическим свойствам отвечают требованиям ГОСТ—6787—53 на керамические плитки для полов (см. таблицу).

Результаты испытания опытных плиток

№ № пп.	Вид испытания	Для опытных плиток, обожженных при температурах			По ГОСТ—5787—53 для 1-го сорта	Для плиток харьковского плиточного завода ¹
		1130°	1170°	1190°		
1	Сопротивление истиранию (потеря веса в г/см ²)	0,01	0,07	0,014	=0,10	—
2	Водопоглощение (в %)	2,39	0,81	0,74	=4,0	—
3	Показатели внешнего вида: отбитые углы, трещины, зазубрины, „мушка“, искривления	нет	нет	нет	не допускаются	—
4	Предел прочности при ударе (кг. см.) см ³	0,06	0,09	0,06	—	0,03
5	Объемный вес (г/см ³)	2,60	2,65	2,64	—	2,52

3. Получение низковольтных установочных электроизоляционных изделий

Для получения низковольтных установочных изделий в лабораторных условиях были испытаны керамические плиточные массы, составленные из Шоржинского серпентинита, легкоплавкой глины и

¹ Для испытаний, не предусмотренных по ГОСТ-у (предел прочности при ударе и объемный вес), для сравнения в одинаковых условиях испытывались плитка Харьковского плиточного завода.

измельченного вулканического туфа. Ролики из таких масс обожженные при разных температурах подвергались испытаниям в соответствии с ГОСТ—1174—21, ГОСТ—4531—48 и ГОСТ—2634—44.

Испытания показали, что испытанные массы, изготовленные на основе серпентинитов Шоржинского месторождения по показателям физических и электротехнических свойств отвечают требованиям соответствующих стандартов и могут быть использованы для производства низковольтных установочных электроизоляционных изделий.

4. Получение плавленых огнеупоров

Изучение физико-механических свойств магнезиально-силикатных огнеупоров показывает, что пористость оказывает исключительно большое влияние на их остальные свойства: с уменьшением пористости резко улучшаются важнейшие свойства огнеупоров.

Резкое улучшение свойств огнеупоров с уменьшением пористости показывает необходимость изыскания нового способа изготовления огнеупоров электроплавкой в дуговой печи.

Учитывая вышеизложенное, кафедрой технологии силикатов ЕрПИ в 1956 г. на Ереванском муллитовом заводе были поставлены заводские опыты с целью изучения возможности получения электроплавленных огнеупоров из Шоржинского сырья.

Плавка опытных масс производилась по принятой на заводе технологии литых муллитовых изделий.

Часть литых изделий уже по внешним признакам была забракована из-за сильной пористости, пузырчатой структуры и наличия трещин. В последних плавках были получены литые изделия с удовлетворительными внешними показателями; такие образцы были отправлены в Харьковский Институт огнеупоров (ВНИИО) для испытаний.

Для составов №№ II и IV были получены следующие результаты испытаний:

предел прочности при сжатии	—930—1320 кг/см ²
температура деформации под нагрузкой	1690°
водопоглощение	—2,5—4,7%

На основании этих опытов, выполненных в 1956 г. в Ереванском муллитовом заводе были сделаны следующие выводы:

а) опыты, выполненные в 1956 г. по получению литых огнеупоров имели предварительный характер и проводились без предварительного обжига сырья. Серпентин перед плавкой следует обжигать.

б) в последней стадии опытов удалось получить образцы с хорошими физико-механическими свойствами: эти образцы характеризуются очень высокой механической прочностью, высокой темпера-

турой деформации под нагрузкой и сравнительно небольшой пористостью.

Организация производства литых магниевых изделий на Ереванском муллитовом заводе имеет большое значение для этого завода, так как последний не обеспечен местным сырьем и работает на заводных материалах (Тихвинских бокситах).

Кроме того, так же и металлургическая промышленность страны весьма заинтересована в получении высококачественных электроплавленных магниевых изделий.

Схема комплексного использования магниевых-силикатных пород Шоржинского месторождения

В результате вышеописанных исследований возникает возможность комплексного использования магниевых-силикатных пород Шоржинского месторождения.

Задача комплексного использования этих пород в промышленности обуславливается прежде всего сложностью минералогического состава этих пород. При этом предварительная классификация сырья даст возможность разделить его на ряд классов, отличающихся по содержанию окиси магния. Часть сырья, богатая окисью магния будет использована для производства огнеупорных форстеритовых изделий, а более загрязненная часть для других видов керамических изделий. Такое комплексное использование Шоржинского сырья можно представить по следующей схеме.

Практическим осуществлением этой задачи будет создание на берегу Севана у сел. Шоржин керамического комбината, включающего

- I. Карьер
- II. Обоганительную установку
- III. Цех огнеупорного форстеритового кирпича
- IV. Цех керамических плиток
- V. Цех электроизоляторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. O. N. Andersen, N. Z. Bowen, Z. anorg. allg. Chem. 87, 283 (1914).
2. N. Z. Bowen, S. F. Schairer, Am. J. Sci. 29, 151 (1935).
3. П. П. Будников, А. С. Бережной, Реакции в твердых фазах. Промстройиздат, Москва, 1949.
4. А. С. Бережной, ЖПХ 6, 800 (1940).
5. А. С. Бережной, Огнеупоры 4, 147 (1955).
6. Е. П. Маркевич, Отчеты Всесоюзного научно-исследовательского института огнеупоров (Харьков) по темам № 751 (1954) и 834 (1955).

Э. Х. ГУЛЯН

СВАРАНЦКОЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

На территории Армянской ССР известны многочисленные железорудные проявления, относящиеся преимущественно к контактово-метасоматическому (скарновому) типу, приуроченные к контактовым зонам гранитоидных интрузий мезокайнозойского возраста. Известны также собственно магматические и осадочные месторождения. По мнению некоторых геологов, наиболее перспективные из этих месторождений располагают запасами в несколько десятков миллионов тонн руды.

В последние годы детальными работами геологов (П. Л. Епремьяна, О. Г. Оганесяна и др.) и геофизиков (Г. Б. Петросяна, Г. М. Ванцяна) на северном склоне Баргушатского хребта было обнаружено новое, Сваранцкое железорудное месторождение, где ранее были известны лишь небольшие контактово-метасоматические проявления магнетитовых руд. Сваранцкое железорудное месторождение находится в Горисском административном районе на юге Армянской ССР. Месторождение расположено от железнодорожной ст. Кафан на расстоянии 55 км, на высоте 2100—3000 м над уровнем моря.

В геологическом строении района месторождения участвуют порфириты, их туфы и туфобрекчии верхней юры (?), широко развитые у селения Сваранц. Южная часть месторождения сложена рассланцованными порфиритами, роговиками, их туфами и туфобрекчиями палеозойского возраста.

Весь этот комплекс пород прорван интрузией сложного петрографического состава позднеэоценового возраста, которая образовалась в результате трех последовательных фаз внедрения.

Примерно 80 % площади рудного поля сложено интрузивными породами — габбро-пироксенитами, габбро, оливиновыми габбро, габбро-диоритами, монцонитами, граносиенитами и гранодиоритами, сопровождающимися жильными породами андезито-базальтового, диабаз-порфиритового, беербахитового составов, а также аплитами, пегматитами и гранодиорит-порфирами. Интрузивные породы зале-

гают согласно со складчатым комплексом вмещающих пород, приурочиваясь к ядру антиклинальной складки.

Из вышеперечисленных интрузивных пород в пределах Сваранцского месторождения широким развитием пользуются габброиды (габбро-пироксениты, оливиновые габбро, габбро, габбро-диориты), которые представляют вытянутый в близширотном, северо-западном направлении массив, протягивающийся 5—7 км при ширине 1,5—2 км.

Изучение возрастных взаимоотношений рудных тел с андезитобазальтовыми, беербахитовыми и гранодиорит-порфировыми жильными породами показывает, что последние секут (?) рудные тела и являются пострудными (?) (рис. 1).

Геологическими и геофизическими работами на площади примерно 15 кв. км выявлено более 30 рудных тел, которые пространственно приурочены главным образом к габброидным породам, являющимся продуктом первой интрузивной фазы палеогенового цикла. В отдельных случаях рудные тела геофизическими работами констатированы в поле развития порфиров и гранодиоритов (рис. 2).

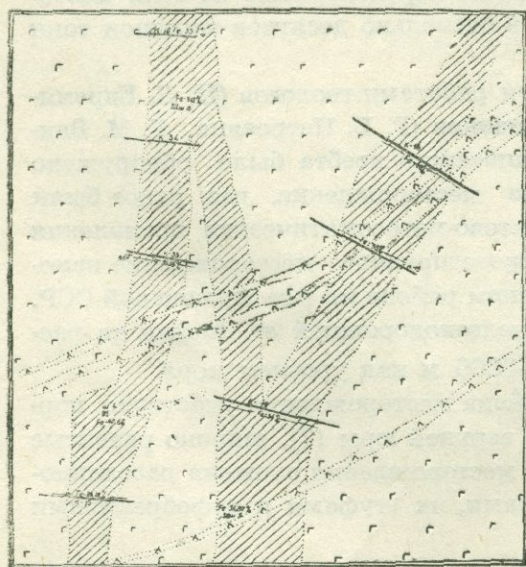


Рис. 1 Схематическая геологическая карта
Сваранцского железорудного месторождения
участок Таплавилу

1. Габброидные породы, 2. Рудные тела, 3. Дайка беербахитов, 4. Дайка андезитово-базальтового состава

Рис. 1

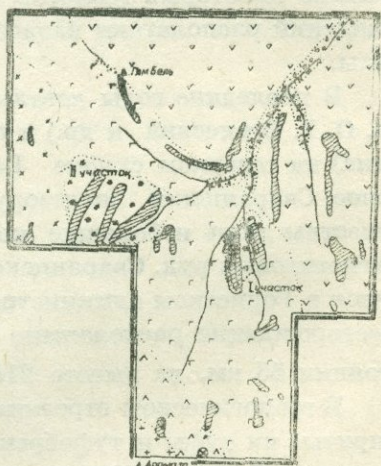


Рис. 2 Схематическая карта
магнитных аномалий Сваранцского
железорудного месторождения

Масштаб 1:50.000

1. Алкалоидно-фелсовидные дайки, 2. Порфиры, 3. Равнины, 4. Граниты и т.д., 5. Гранодиориты, 6. Габбро, 7. Гранодиориты, 8. Гранодиориты, 9. Гранодиориты, 10. Гранодиориты

Рис. 2

Интенсивность магнитных аномалий, выявленных в области распространения оруденелых габбро, колеблется от 1500 до 10 000 гамм,

габбро — от 1500 до 7500 гамм, гранитоидов — от 1500 до 4000 гамм, доходящих на отдельных точках до 7500 гамм, порфиров — от 2500 до 7500 гамм.

Морфологически рудные тела представляют вытянутые в близ-меридиональном направлении залежи с падением на восток под углом 70—85°. По данным магнитометрических работ, они по простиранию прослеживаются от 300—800 м до 2500—3500 м, мощность в среднем составляет от 30 до 60 м, глубина распространения, по предварительным данным, — свыше 300 м. Контакты рудных тел с вмещающими породами обычно постепенные, но в отдельных местах резкие. Минералогический состав руд описываемого месторождения характеризуется значительным постоянством. Наиболее распространенными минералами являются магнетит и оливин, в малых количествах встречаются гематит и ильменит, в весьма редких случаях присутствуют молибденит, пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, встречается также магномagnetит. Из нерудных минералов встречаются хлорит, кварц, карбонаты, биотит и другие.

Характерным для минералогии основных рудных тел Сваранцкого месторождения является постоянная ассоциация магнетита и оливина. Количество магнетита в руде обычно составляет 30—60 %, местами увеличиваясь до 80—90 %. Размеры зерен магнетита колеблются в пределах от 0,05 до 2 мм. Под микроскопом почти во всех зернах магнетита обнаруживается ильменит в виде эмульсионной вкрапленности и решетчатой структуры распада твердого раствора. Содержание ильменита не превышает 2 % и повышается до 4 % лишь на отдельных участках. Магнетит присутствует в том или ином количестве также во вмещающих породах.

По данным химических анализов, руды Сваранцкого месторождения содержат: Fe от 20 до 43 %, MgO от 17 до 21 %, SiO₂ от 14 до 20 %, Al₂O₃ от 3 до 7 %, Cr₂O₃ от следов до 3 %, MnO от 0,07 до 1 %, V₂O₅ от следов до 0,05 %, P₂O₅ до 0,23 %, В до 0,05 %, As — следы, S от следов до 0,3 %, Cu — следы, Pb — следы, Mo — следы.

По данным химического анализа руд, среднее содержание железа составляет 30—40 %, содержание силикатного железа — около 3 %.

Спектральным анализом в рудах описываемого месторождения определено также присутствие в малых количествах никеля и кобальта, в незначительном количестве — галия, циркония, вольфрама, цинка и т. д. Последние элементы обычно характерны для граносиенитовых и гранодиоритовых пород второй и третьей интрузивных фаз и постмагматических образований Баргушатского хребта.

В Сваранцком месторождении околорудное изменение выражено, в основном, хлоритизацией, эпидотизацией, лабрадоритизацией и оталькованием.

Судя по химическому и минералогическому составу, руды Сваранцкого месторождения относятся к типу самофлюсующейся руды.

В пределах рудного поля Сваранцкого месторождения в одних и тех же вмещающих породах констатированы рудопроявления меди, молибдена, свинца и цинка, которые обычно образуют пространственно самостоятельные рудопроявления, а в редких случаях накладываются на магнетитовые руды. На водораздельной части Баргушатского хребта в порфиритах палеозойского возраста выявлены гематитовые руды с брекчиевой текстурой, состоящие в основном из гематита и мушкетовита.

По данным спектрального анализа, в гематите установлены Мп, Cu, Zn, Sr — 0,01 %; Ti, V, Mo, Zr, Sn — 0,01 %.

Пространственная связь железорудных тел с габброидами и отчасти с граносиенитами, с одной стороны, и указанное выше геологическое родство интрузивных пород и рудных тел, — с другой, вероятно, свидетельствуют о единстве магматического очага, из которого образовались как основные, так и кислые породы и их жильные дериваты.

На данной стадии изученности вопрос генетической связи Сваранцкого железорудного оруденения с теми или иными интрузиями пока остается открытым. Для этого необходимо в ближайшее время проводить детальные петрографические и минералого-геохимические изучения руд и интрузивных пород района.

Территориальная близость железорудных проявлений Баргушатского хребта к выходам граносиенитов позволяет высказаться о генетической связи Сваранцкого месторождения с граносиенитовой интрузией.

Полученные положительные результаты и геологическая обстановка Сваранцкого рудного поля позволяют надеяться на возможность выявления новых крупных, промышленно интересных рудных тел. Прогнозные (геологические) запасы руды по Сваранцкому рудному полю в свете данных магнитометрической съемки и наземных работ оцениваются порядка 300—500 млн. тонн. Поэтому необходимо организовать детальные поисково-разведочные и геофизические работы, в первую очередь, в области развития габбровых пород и порфиров палеозойского возраста, т. е. как на северном, так и на южном склонах Баргушатского хребта.

А. Г. МИДЯН

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ АРМЕНИИ

В результате изучения рудоносности на территории Армении накопился большой фактический материал о золотоносности Армении.

Автор данной статьи излагает вкратце имеющийся фактический материал по золотоносности по отдельным тектоническим зонам Армении. Нам кажется, это даст возможность более отчетливо выявить отличные и сходные черты пространственного размещения золота в отдельных геотектонических зонах Армении и его локальную или генетическую связь с отдельными интрузивными циклами.

Тектоническому районированию Малого Кавказа и территории Армении посвящено много работ различных исследователей.

В последние годы, на основании накопившегося большого материала, А. Т. Асланян дал новую схему тектонического районирования Армении. Исходя из структуры, магматизма и металлоносности, он выделяет на территории Армении две крупные тектонические структуры — эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь.

В эвгеосинклинальной зоне А. Т. Асланян выделяет Алавердскую, Присеванскую, Ахтинскую и Кафанскую тектонические зоны, а в миогеосинклинальной — Ереванскую и Приараксинскую тектонические зоны.

(Алаверд - Кафан)

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АЛАВЕРДСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Алавердская зона характеризуется широким развитием юрских вулканогенно-осадочных отложений, которые имеют антикавказское простираие, а также ниже- и верхнемеловых осадочно-вулканогенных образований. В этой зоне развиты гранитоиды юрского-нижнемелового возраста: Кохб-Чочканские, Ахпатские, Цахкашатские, Шамшадинские и гипабиссальная интрузия кварц-порфиров и альбитофиров, а также дайковый комплекс кислого и основного составов.

В Алавердской тектонической зоне можно выделить два крупных рудных района — Алавердский и Шамшадинский.

1. *Алавердский рудный район* характеризуется развитием медно-колчеданных и полиметаллических месторождений, которые генетически и локально связаны с кварцевыми порфирами и альбитофировыми интрузиями. Руды этих месторождений содержат золото.

С абиссальными интрузиями Кохб-Чочкана связаны медно-молибденовые, железорудные месторождения и медные, золоторудные проявления.

В 1957 г. в этом районе проведена шлиховая съемка и выявлены две золотоносные зоны: Воскепар-Качачкутская и Кохбская, кроме того, почти все аллювиальные отложения рек являются золотоносными.

а) Воскепар-Качачкутская зона имеет близширотное простирание и протяжение 35—40 км. Она протягивается вдоль пограничной полосы Присеванской мегасинклинальной и Алавердской мегаантиклинальной зон. По всей вероятности, эта зона продолжается на запад, в Груз. ССР, и по Шамшадинскому рудному району — на восток, в Азерб. ССР. Эта зона сложена преимущественно юрскими вулканогенно-осадочными породами нижней, средней и верхней юры и частично верхнемеловыми и эоценовыми вулканогенными породами, которые прорываются мелкими основными и кислыми интрузиями, а также дайками альбитофиров, диабазовых порфиритов и лампрофиров.

В этой зоне наблюдается разлом близширотного направления; нужно отметить, что более отчетливо он наблюдается в тех местах, где антикавказские структуры круто поворачивают в общекавказское простирание, и в этих местах вулканогенные породы сильно раздроблены, брекчированы и гидротермально сильно изменены. Нами выявлены золоторудные, медные и полиметаллические проявления с золотом в изгибах этих структур.

Во время шлиховой съемки отчетливо наблюдалось, что те реки, которые проходят по этой зоне, все золотоносны, а в реках и ручьях, выходящих за пределы зоны, в шлихах золото отсутствует, что и подтвердилось во время лабораторных исследований шлихов. Эти факты дают основание утверждать, что источником самородного золота в аллювиальных отложениях рек и ручьев является Воскепар-Качачкутская зона.

Геотектонические зоны Армении преимущественно отделяются друг от друга разломами. По всей вероятности, Алавердская мегаантиклинальная и Присеванская мегасинклинальная зоны также разделяются региональным разломом, к которому и приурочена Воскепар-Качачкутская зона.

В Воскепар-Качачкутской зоне выявлены золоторудные полиметаллические и медные проявления.

Кварц-сульфидная формация руд установлена в районе г. Ягар-

таш, непосредственно во вторичных кварцитах, кварцевых жилах, имеющих широтное простирание, мощностью от 70 см до метра.

Во вторичных кварцитах также содержится самородное золото.

На этом участке гидротермальная зона с вторичными кварцитами прослеживается на 2,5 км в длину и 100—150 м в ширину.

Минералогический состав кварц-золотосульфидных руд: самородное золото, халькопирит, борнит, ковеллин, гематит, лимонит и гетит.

Золото-полиметаллическая формация руд установлена в районе Союх-булах, Аг-даг.

Минералогический состав: самородное золото, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, самородное олово, самородный свинец, ковеллин, пирит, лимонит, кварц, барит, кальцит.

Абиссальные интрузивы на этом участке непосредственно не обнажаются; выступает много даек лампрофирового состава, которые имеют близширотное простирание.

Нужно отметить, что руды Воскепар-Качачкутской зоны перспективны не только золотом, но также свинцом, медью, молибденом и ртутью. Рудоносность этой зоны связана с гипабиссальными и абиссальными интрузиями и их дайками.

б) Кохбская зона приурочена к Геогдагской антиклинальной складке. В ядре этой антиклинали выступают нижне- и среднеюрские порфириды, которые прорываются Кохбской кварц-диоритовой интрузией, габбровой и габбродиоритовой интрузиями.

Верхнее и среднее течения р. Гуляб-чай проходят почти по оси этой антиклинали, и все притоки являются золотоносными; в шлихах установлено по 40—50 зерен самородного золота размером от 0,1—0,6 мм; некоторые шлихи содержат до 200 мг. самородного золота.

Видимое золото установлено в кварц-гематитовой жиле. В этой зоне имеются мощные зоны гидротермально измененных пород, сильно брекчиированных и раздробленных, а также кварц-гематитовые жилы.

Кроме того, выступают барит-халькопиритовые мелкие жилы с золотом.

Интересно, что найдены следы древних выработок и отвалы с обломками золотоносных кварцевых жил.

Нужно отметить, что в верхнем течении р. Гуляб-чай часто встречаются дайки, которые имеют широтное простирание, и более мелкие гидротермальные зоны приурочены именно к этим дайкам.

В этих зонах встречены также скарны. Шлихи взяты непосредст-

венно из этих зон. Самородное золото ассоциируется всегда с гематитом, гранатом (гроссуляром), цирконом, реже с шеелитом.

В Кохбской зоне в шлихах встречен электрум, а в Воскепар-Качачкутской зоне во время минералогического исследования он не обнаружен.

На основании шлиховой съемки отчетливо видно, что все реки и ручьи, которые берут начало непосредственно близ Кохбской интрузии или непосредственно проходят по этой интрузии, являются золотоносными.

Нами взято большое количество шлихов из рудных полей Алаверди, Шамлуга и Ахталы, и самородное золото в них почти отсутствует. Эти факты говорят о том, что самородное золото не связано с колчеданной формацией руд; и если даже в рудах есть, то очень мало. Оно присутствует в виде изоморфной примеси в рудных минералах, халькопирите, галените, сфалерите, пирите и т. д.

Самородное золото в шлихах в пределах абиссальных интрузивов ассоциирует с молибденитом, шеелитом, гранатом, цирконом и рутилом.

Вдали от абиссальных интрузивов самородное золото в шлихах ассоциирует с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, самородным оловом, самородным свинцом и баритом. Эта закономерность отчетливо наблюдается в шлихах, взятых в Воскепар-Качачкутской зоне.

Эти факты дают основание полагать, что самородное золото генетически связано с абиссальными и гипабиссальными интрузиями (конечного этапа развития геосинклинали).

2. *Шамшадинский рудный район.* Тектоно-магматический комплекс этого района очень сходен с таковым Алавердского рудного района. Такое сходство тектоно-магматических комплексов является одним из оснований ожидать золоторудные месторождения и в Шамшадинском рудном районе.

Имеются также архивные данные о золотоносности рек и ручьев этого района. По данным А. А. Юзбашева, все правые притоки р. Куры, которые берут начало из Шамшадинского рудного района, являются золотоносными. В этом районе в древности были известны золоторудные месторождения (Парахлинское), которое попадает на административную границу Азербайджанской и Армянской ССР, а также Гедабекское (Азербайджанская ССР). На Парахлинском месторождении самородное золото в кварцевых жилах ассоциирует с халькопиритом и лимонитом.

Недалеко от этого месторождения, к югу от него, проходят мелкие горные речки, попадающие на территорию Армении, которые также золотоносны. К востоку от месторождения проходит р. Гасансу, в верховьях которой промыто самородное золото. Эти факты гово-

рят о том, что в этом районе можно ожидать золоторудные месторождения.

Исходя из изложенного фактического материала, Алавердскую зону можно считать золотоносной, где золото связано с гипабиссальными и абиссальными интрузивами мезозойского цикла.

Накопившийся фактический материал дает основание прийти к выводу, что в Алавердской зоне постмагматические месторождения образовались в следующей последовательности: медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические в ранние этапы развития юрской синклинали; железорудные, медно-молибденовые и золоторудные — в средние этапы развития геосинклинали, полиметаллические, медные, золоторудные — в поздние этапы развития геосинклинали.

(Севан - Алаверд)

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПРИСЕВАНСКОЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Присеванская геотектоническая зона расположена между Алавердской и Ахтинской зонами. Она является самым крупным синклинорием на территории Армении и имеет близширотное простирание. Этот синклинорий сложен преимущественно третичными вулканогенно-осадочными образованиями: плагиоклазовыми, авгитовыми, кварцевыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, реже встречаются прослойки известняков и песчаников с нуммулитами. Верхнетретичные породы представлены преимущественно липаритами, липарито-дацитами, обсидианом, пемзой, андезитом и андезито-базальтом.

В этой зоне самыми древними образованиями являются нижнеюрские порфириды, которые в виде отдельных окон выступают в среднеэоценовых и меловых породах.

Верхнемеловые осадочные образования представлены мергелистыми и кремнистыми известняками.

По данным А. Т. Асланяна [1], интрузивы Присеванской зоны внедрились в двух этапах развития Севанской геосинклинали: ранний (при опускании) и средний (при инверсии).

Ультраосновные интрузивы: пироксениты, перидотиты, габбропироксениты формировались во время опускания Присеванского мега-синклинория, а кварцевые диориты, гранодиориты, порфировидные граниты, граниты, щелочные и нефелиновые сиекиты и габбро — во время инверсии геосинклинали.

В мегаинклинальной зоне имеются многочисленные параллельные антиклинальные структуры, простирание которых совпадает с общим направлением Присеванской зоны. В этих структурах внедрены гранитоидные, основные и ультраосновные интрузивы; только щелочные интрузивы формировались в синклинали, на раннем этапе ее развития. Все рудные месторождения и рудопроявления приурочены к близширотным антиклинальным структурам.

В Присеванской мегасинклинальной зоне расположены Севанский, Дилижан-Кироваканский, Степанаванский рудные районы. Ниже приводятся краткие данные о золотоносности этих районов.

1. *Севанский рудный район* расположен на северо-восточном и восточном побережьях оз. Севан. В Севанской близширотной антиклинальной структуре выступают перидотиты, габбро, габбро-диабазы, диабазы и дациты.

К интрузивным породам, прорывающим среднеэоценовую вулканогенно-осадочную толщу, непосредственно приурочено Зодское золоторудное месторождение. Золото сосредоточено в пределах отдельных рудных зон.

Рудные зоны имеют близширотное простирание, с крутым падением контактов.

Первыми детально исследовали вещественный состав минералогические ассоциации самородного золота: золото-висмутеллуровая, мышьяковая, кварц-антимонитовая, золото-гематитовая, хромово-железистая и медно-колчеданная.

Минералогический состав руды: самородное золото, калаверит, алтаит, тетрадимит, блеклая руда и пирит. Вторичные минералы: лимонит, монтанит, висмутит, ковеллин, халькозин, каолинит, опал, магнезит, медная зелень и т. д. Жильные минералы: кварц, кальцит и халцедон.

Нужно отметить, что самородное золото всегда тесно ассоциирует с тетрадимитом в кварцевых жилах второй генерации.

Непосредственно в рудном поле пока нигде не установлено выходов кислых абиссальных интрузивных пород, а дайки встречаются редко. Лишь в двух местах обнаружены основные дайки (лампрофиты). По данным Г. О. Пиджяна, на побережье оз. Севан, к северо-западу от месторождения, выявлены мелкие выходы кварц-диорита. И. Г. Магакян и другие генетически золоторудные месторождения и ртутные проявления связывают с этими кислыми интрузиями.

Если Зодское золоторудное месторождение сопоставить с известными в Армении золоторудными месторождениями и рудопроявлениями, которые локально и генетически связаны с гранодиоритами и их дайками, наблюдается резкое различие их геологического строения, вмещающих пород, золоторудных жил, минералогической ассоциации руд.

На Меградзорском, Кабахлинском, Воскепарском, Муравятнике и др. золоторудных месторождениях самородное золото тесно связано с галенитом, сфалеритом, а на Зодском месторождении эти минералы отсутствуют. На этих месторождениях рудные тела приурочены к экзоконтактам гранитоидных интрузивов. На рудных полях развиты

дайки, а на Зодском месторождении вмещающими являются основные и ультраосновные породы.

Нам кажется, эти факты дают основание полагать, что Зодское месторождение сформировалось на раннем этапе развития Присеванского мегасинклинория и генетически связано с последними дифференциатами основной магмы.

В Севанском рудном районе есть все предпосылки для нахождения крупных золотоносных россыпей по долине р. Зод (Масрикская долина), т. к. имеются очень благоприятные условия для накопления золота. Золотоносные россыпи можно ожидать также на северном побережье оз. Севан.

2. Дилижан-Кироваканский рудный район расположен в верхних течениях рр. Агстев и Памбак. В этом районе выступают исключительно зоценовые вулканогенно-осадочные породы, которые прорываются многочисленными абиссальными гранитоидными и щелочными интрузиями.

В Дилижан-Кироваканском рудном районе имеется одна крупная узкая антиклиналь (Головино-Тандзутская), которая имеет близширотное простирание, где и внедрились почти все гранитоидные интрузии и к которому приурочены все постмагматические месторождения.

Контролирующим разломом постмагматической минерализации является Головино-Тандзутский разлом, который проходит между северной границей Памбакской синклинали и южной границей Головино-Тандзутской антиклинали.

К этому разлому приурочены Тандзутское серноколчеданное месторождение и участки: Вонючая балка, Фрсова балка, Маймехское полиметаллическое месторождение, а также золоторудные проявления (Головино, Казачий бугор, Тандзут и Муравятник), выявленные автором в 1952 г.

Кроме коренных выходов, известны также золотоносные россыпные месторождения: Головино, Дилижан, Блдан, Новый Дилижан, Штоганджур, Агарцин, Торос-гет, Гамзачиман и т. д. В рудопроявлениях Головино, Казачий бугор, Тандзут и Муравятник золото непосредственно связано с кварцевыми жилами и кварцитами. В кварцевых жилах (Головино) золото ассоциирует с галенитом, халькопиритом, сфалеритом и вторичными минералами: лимонитом, гетитом, медной зеленью, халькозинсом и пиритом. Во вторичных кварцитах самородное золото встречается с пиритом, арсенопиритом, реже с халькопиритом. Такая ассоциация наблюдается и в Тандзутском проявлении, где содержание золота доходит от следов до 3 г/т.

Проявление Муравятник расположено в верховьях реки Муравятник (к югу от с. Фиолетово). Оно приурочено к контактам порфировидных гранитов Памбака и к Галавар-Тандзутскому разлому.

Проявление также разведано, имеются крупные древние выработки, заданные в мощных золотоносных зонах близширотного простираения. Нами на поверхности не найдены крупные кварцевые жилы, наблюдались только прожилки мощностью в 2—3 см и обломки кварца с самородным золотом.

Муравятин
Микроскопические исследования шлифов из этого проявления показали, что самородное золото ассоциирует с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Вторичные минералы: халькозин, ковеллин и гидроокись железа. Благоприятные геологические факторы позволяют ожидать на этом участке золоторудные месторождения.

В описанном выше рудном районе проведена детальная шликотная съемка. Все правые притоки р. Агстев являются золотоносными, а в левых притоках самородного золота не обнаружено. Во время шликотной съемки отчетливо наблюдалось, что в пределах интрузивов в этом рудном районе самородное золото также ассоциирует с шеелитом, молибденитом, цирконом, рутилом.

В пределах развития порфировидных гранитов этого рудного района самородное золото ассоциирует с флюоритом, сфеном, турмалином, молибденитом и т. д.

Источником золота Гамзачиманских россыпей являются порфировидные граниты, точнее кварц-турмалиновые, кварц-сульфидные жилы, а также Тандзутское, Муравятинское проявления и измененные породы Тежсарского щелочного комплекса.

На этом участке имеются два типа россыпей: делювиально-аллювиальные и аллювиальные. Аллювиальные отложения, обогащенные золотом, расположены в среднем течении р. Гарпи (левый приток р. Памбак) и в верхнем течении р. Памбак (между станц. Арчут и Кировакан).

3. Степанаванский рудный район является одним из районов, в которых абиссальные умеренно-кислые, кислые и основные интрузивы (Урутский, Бзовдальский, Привольненский) мало распространены. Они прорывают вулканогенно-осадочные толщи юры и эоцена.

В этом районе имеются полиметаллические, медно-тематитовые (Привольное), медно-серноколчеданные месторождения (Чибухли, Агви) и т. д.

О золотоносности этих месторождений почти нет данных. Нам кажется, что руды этих месторождений также должны быть золотоносными.

Более интересные данные о наличии россыпей имеются по бассейну р. Дзоравет, р. Мисхана (приток Агзы-биюк), в 5—6 км ниже районного центра Степанаван (Каменка), в устье р. Гергер, у селения Гергер. Отмечено также наличие золотоносных россыпей по р. Памбак, близ с. с. Шагали и Дсех.

Р. Машавери, протекающая на территории Груз. ССР, берет на-

чало от Мокрых гор. В ее среднем и верхнем течениях имеются золотоносные россыпи. Поскольку р. Машавери берет начало с северной границы Степанаванского района, то это дает основание искать частично коренные выходы золота в этом районе.

Кроме того, нами выявлена Воскепар-Качачкутская золотоносная зона, которая, как уже отмечалось, продолжается, по всей вероятности, на северо-запад, на территории Груз. ССР.

Перспективными структурами для золоторудных проявлений в этом районе могут являться Агви-Привольненская и Чибухлинская антиклинали.

Нам кажется, что золоторудные проявления в этом районе должны быть связаны не только с интрузивным магматизмом, но также и с эффузивным магматизмом.

Намсан - Зангезурский

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АХТИНСКОЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Эта зона расположена между Севанской и Ереванской зонами, представляет собой крупное мегаантиклинальное поднятие. Она сложена метаморфическими вулканогенно-осадочными породами (Агверанская, Мисханская и Апаранская толщи), девонскими (Зангезурский рудный район), юрскими, частично верхнемеловыми, третичными вулканогенно-осадочными породами, четвертичными лавами и их туфами.

В этой зоне установлено несколько интрузивных циклов. Эопалеозойский, приуроченный к породам метаморфического комплекса, представленный гранито-гнейсами и лейкократовыми гранитами. К палеозойскому циклу интрузивов относятся умеренно-кислые гранитоиды: Агверан, Анкаван, Такарлу, Спитак, граниты Малева, монзониты и сиенито-диориты Мегринского района. Последним интрузивным циклом, с которым связана рудоносность, является верхнемеловой-палеогеновый цикл. К этому циклу относятся Зангезурский, Айондзорский и Сисианский интрузивы, которые прорывают вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена.

В этой тектонической зоне имеются медно-молибденовые, железорудные, свинцово-сурьмяные, полиметаллические и золоторудные месторождения и рудопроявления, а также золотоносные аллювиальные отложения.

В Ахтинской тектонической зоне выделяют следующие рудные районы: Цахкункский, Айондзорский, Сисианский и Зангезурский.

Кратко остановимся на описании золотоносности отдельных рудных районов.

1. *Цахкункский рудный район* расположен на Цахкункском (Мисханском) хребте. В этом рудном районе развиты преимущественно интрузивы эопалеозойского и палеозойского циклов. С этими цик-

лами и связана рудоносность этого района. О рудоносности лейкокра-
товых гранито-гнейсовых интрузивов имеются очень скудные данные.
В этом рудном районе имеются медно-пирротиновое (Меградзор) и
медно-гематитовое (Мармарик) месторождения. В пределах этих
интрузивов в шлихах установлены самородное золото, молибденит,
галенит, а также золото в кварцевых жилах (Меградзор).

С палеозойским циклом связаны медно-молибденовое (Анкаван),
полиметаллическое (Агверан), железорудные (Мисхана, Такарлу,
Зар), медно-гематитовое (Цилкар), серноколчеданное (Галавар) и золо-
торудные (Кабахлу, Зар, Айдин и Меградзор) месторождения.

Все вышеперечисленные золоторудные месторождения были вы-
работаны в древности до глубины 50 м, так что на поверхности
промышленных рудных тел и зон нет.

В этом районе рудные месторождения и рудопоявления приуро-
чены к близширотным антиклинальным структурам — Мармарик-Га-
лаварской, Анкаван-Меликгюхской и Агверан-Цилкарской.

Нужно отметить, что рудные месторождения приурочены к
крыльям Мармарик-Галаварской узкой антиклинали, к которым при-
урочены также рудоносные разломы.

Кроме указанных структур, в строении рудного района прини-
мают участие Галавар-Мармарикский региональный разлом, а также
широтные разломы — Меградзорский и Зарский. Эти разломы явля-
ются контролирующими для золотоносной минерализации.

Золотоносные зоны с кварцевыми жилами и прожилками приуро-
чены к контактам и частично к эндоконтактам интрузивов.

Для Меградзорской группы месторождений промышленную цен-
ность имеют золото, серебро и свинец.

Минералогический состав рудных жил следующий: самородное
золото, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, висмутин, арсенопи-
рит, ковеллин, церуссит, медная зелень, лимонит, гетит; жильные
минералы: кварц, кальцит, опалоподобный кварц и реже — барит.

При изучении вещественного состава рудных тел нами наблюда-
лись три генерации кварца. Первый тип — кварц молочно-белый, с
жирным блеском; здесь встречается мелкий пирит. С этим кварцем
промышленное золото не связано. Второй тип кварца сильно брекчи-
рован, раздроблен, он имеет золотистый цвет; третий — халцедоно-
подобный кварц, который сечется кварцем второй генерации.

Исходя из минералогической ассоциации, нами дана следующая
последовательность образования рудных формаций: медно-висмути-
новая, галенит-сфалеритовая и последняя — кварц-сульфидная.

В Цахкункском рудном районе различными исследователями
проводилась шлиховая съемка. В результате этих работ установлено,
что все реки и речки являются золотоносными. В этом рудном районе
крупные золотоносные россыпи расположены по нижнему и среднему

течениям р. Мармарик. Эти россыпи питаются из древних и молодых золотосульфидных жил, из вторичных кварцитов, а также из гидротермально измененных пород щелочного комплекса.

Самородное золото в пределах абиссальных интрузивов ассоциирует с молибденитом, шеелитом, цирконом и рутилом (Спитак, Агверан, Анкаван и т. д.). За пределами этих интрузивов оно ассоциирует с галенитом, сфалеритом и медными минералами.

2. *Айондзорский рудный район* расположен по верхнему и среднему течением р. Арпа-чай. Рудный район сложен средне-, верхнетретичными вулканогенно-осадочными образованиями. Среднеэоценовые порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы прорываются мелкими гипабиссальными гранитоидными интрузиями и их дайками.

Для Айондзорского рудного района характерным является наличие многочисленных полиметаллических месторождений и проявлений, а также свинцово-сурьмяных, медно-молибденовых и марганцевых проявлений. В нескольких пробах Газминской полиметаллической руды установлено содержание золота. В нескольких пробах Гюмушханского месторождения также обнаружено золото.

В результате шлихового спробования в шлихах установлено самородное золото, которое ассоциирует с галенитом, сфалеритом, висмутином и частично молибденитом.

Айондзорский рудный район Ахтинской зоны по своему геологическому строению и рудоносности резко отличается от остальных рудных районов, расположенных в этой зоне.

Все рудные месторождения приурочены к узким близширотным антиклинальным структурам; нам кажется, что эти структуры являются благоприятным фактором для накопления золота. Кроме того, золото более тесно связано с полиметаллическими формациями руд, которые генетически и локально связаны с гипабиссальными интрузиями и их дайками. Эти факторы дают основание ожидать в этом рудном районе золоторудные формации руд. В этом районе имеются мощные зоны вторичных кварцитов и кварцевые жилы. Нам кажется, что они являются золотоносными. Необходимо проведение детальных поисков на золото.

3. *Сисианский рудный район*. Сисианский район характеризуется наличием медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений, в рудах которых И. Г. Магакьяном микроскопическими исследованиями установлено наличие самородного золота.

В этом районе, кроме медно-молибденовых месторождений, имеются полиметаллические, мышьяковые, вольфрамовые и золоторудные (Аджибадж). В шлихах, взятых из аллювиальных отложений

рек Сисианского района, установлено самородное золото, ассоциирующее с молибденитом, шеелитом, галенитом и киноварью.

Коренные залежи золота нужно искать в экзоконтактах и эндоконтактах гранитоидных интрузивов. В районе имеются также гидротермально измененные породы с вторичными кварцитами, в которых нужно искать золотоносные рудные тела. Поисками на золото нужно охватить верхнее течение реки Сисиан, т. е. водораздельные части Баргушатского хребта, на южных склонах которого имеется несколько золотоносных россыпей (на территории Нахичеванской АССР).

Крупные аллювиальные отложения имеются в нижнем и среднем течении реки Сисиан, где, по всей вероятности, можно ожидать крупные золотоносные россыпи, питающиеся из водораздельных частей Зангезурского и Баргушатского хребтов.

4. *Зангезурский рудный район.* Характерной чертой Зангезурского медно-молибденового рудного района является то, что около 75% площади рудного района сложено интрузивными породами; вмещающими их породами являются палеозойские вулканогенно-осадочные и юрские вулканогенные породы.

В этом районе, кроме медно-молибденовых и молибденовых месторождений, имеются магнетитовые, титано-магнетитовые, вольфрамовые и полиметаллические рудопоявления.

В шлихах золота ассоциирует с молибденитом, шеелитом, гранитом, реже с монцитом и цирконом.

Коренные выходы золота в этом районе можно ожидать по северо-восточному контакту Зангезурского плутона, в палеозойских и юрских отложениях, в верховьях рек Цав, Охчи, Астазур, Гехи и в районе горы Хуступ.

Аллювиальные и делювиальные отложения с золотом можно ожидать в нижних течениях рек Охчи и Цав.

Миогеосинклиальная зона очень бедна данными о постмагматических месторождениях, однако В. Л. Егояном в Ереванской тектонической зоне выделен гипербазитовый пояс, в котором по аналогии с Присеванской зоной, возможно, локально связано золото. Предположение это подтверждается наличием самородного золота в некоторых шлихах, взятых из этого пояса. Нам кажется, что в Ереванской зоне можно ожидать золоторудные тела, для чего в этой зоне необходимо проведение детальной шлиховой съемки.

Река Аракс и ее левые притоки — Касах, Раздан и Веди являются золотоносными. Кроме того, по данным Лукьянцева, в Октемберянском и Эчмиадзинском районах известно россыпное золотоносное проявление между селами Аразап (Эвджилар) и Маркара, Геташен (Джафарабад), Муста-Геоев и в районе села Пшатаван (Игдалу).

В Вединском районе россыпное проявление золота известно против села Диза (это село находится на правом берегу реки Аракс,

между селениями Сараджилар и Сеид-кенд и в 1,5 км от села Чалаханлу, по данным А. Воеводина. Наличие в Октемберянском, Арташатском и Вединском районах мощных террасовых и современных аллювиальных отложений дает основание ожидать здесь крупные золотоносные россыпи в бассейне реки Аракс, а также по ее левым притокам. Для выявления последних в долине р. Аракс необходимо произвести детальные поиски на золото.

ВЫВОДЫ

Исходя из вышеизложенного фактического материала, можно прийти к следующим основным выводам:

1. Золото в Армении генетически связано с эопалеозойским, среднепалеозой-нижнемезозойским, юрским-нижнемеловым, меловым-палеогеновым и миоценовыми интрузивными циклами.

2. Золотосульфидная формация руд Армении генетически связана не только с абиссальными интрузивами, но также и с гипабиссальными и субвулканическими образованиями.

3. Из накопленного фактического материала о золотоносности абиссальных интрузивов отчетливо наблюдается следующая закономерность:

а) почти все абиссальные интрузивы золотоносны;

б) золотоносные интрузивы одновременно являются молибденоносными;

в) медно-молибденовые месторождения приурочены к эндоконтактам, а золоторудные — к экзоконтактам абиссальных интрузивов;

г) медно-молибденовые формации руд связаны с гидротермальными растворами раннего этапа, а золотосульфидные формации руд — с более поздним этапом гидротермальных растворов гранитоидных интрузивов;

д) по имеющимся данным, в пределах золотоносных и полиметаллических рудных полей развиты основные дайки, а в медно-молибденовых рудных полях — более кислые дайки. Этот факт позволяет говорить о родственности и близком времени формирования золоторудных и полиметаллических месторождений.

4. Благоприятными структурами для золоторудных месторождений в геотектонических зонах являются узкие близширотные антиклинали.

5. Пограничные полосы геотектонических зон Армении, а также зоны разломов глубокого заложения, являются наиболее перспективными в отношении золотоносности. Равным образом практический интерес представляют контакты абиссальных интрузий.

6. Главными контролирующими структурами на примере ныне

известных золоторудных месторождений можно считать северо-западные и близширотные разломы.

7. В Армении золото связано со всеми сульфидными формациями руд, а более тесно — с полиметаллическими формациями.

8. В пределах одних и тех же тектонических зон Армении можно ожидать несколько или одну золоторудные формации.

9. Все бассейны рек Армении являются золотоносными, что дает основание ожидать здесь наличие золоторудных месторождений, для чего необходимо выявить в пределах бассейнов участки, благоприятные для накопления мощных аллювиальных, аллювиально-делювиальных отложений.

10. Наиболее перспективными в отношении золотоносности являются современные аллювиальные, террасовые и аллювиально-делювиальные отложения, источником которых являются не только кварцевые жилы, вторичные кварциты и сульфидные месторождения, но и древние золотоносные россыпи.

11. Главным источником обогащения золотоносных россыпей в бассейне реки Мармарик являются кварцевые жилы (древние и молодые) и крупные минерализованные гидротермальные зоны.

12. Главными источниками золотоносных россыпей по реке Агстев являются кварцево-сульфидные жилы и, по всей вероятности, кварцево-сульфидно-шеелитовая, полиметаллическая, золоторудная формации руд, а также вторичные кварциты и серноколчеданные месторождения и рудопоявления. В пределах развития порфировидных гранитов золото, по всей вероятности, связано с кварц-сульфидно-шеелитовыми и кварц-сульфидными жилами.

13. Источником золотоносных россыпей бассейна реки Дебет являются кварц-сульфидные, полиметаллические, барит-полиметаллические, золоторудные формации руд и вторичные кварциты.

14. В бассейне реки Воротан золотоносные россыпи, по всей вероятности, образовались за счет кварц-сульфидных, скарново-сульфидных формаций руд, из вторичных кварцитов и частично из полиметаллических и медно-молибденовых формаций руд.

15. В шлихах, взятых в пределах абиссальных интрузий, самородное золото всегда ассоциирует с шеелитом, молибденитом, цирконом, рутилом и апатитом.

16. В шлихах, взятых из тех участков или районов, где абиссальные интрузии отсутствуют, самородное золото ассоциирует с галенитом, сфалеритом, самородным оловом, самородным свинцом и киноварью. Эти закономерности являются поисковыми критериями для золота.

17. Накопившийся фактический материал дает основание рассматривать территорию Армении как единую золотоносную провинцию.

18. В Армении можно выделить следующие золотосульфидные формации руд:

1. Кварцево-сульфидная,
 - а) золото-теллур-висмутовая
 - б) золото-пиритовая
 - в) золото-халькопиритовая
2. Полиметаллическая
(галенит-сфалерит
халькопирит),
3. Баритово-полиметаллическая.

К. А. МКРТЧЯН

О СТРУКТУРЕ АНКАДЗОР-СИСИМАДАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Детальные геологосъемочные и разведочные работы, проведенные за последние годы в Анкадзор-Сисимаданском районе (Северная Армения), позволили автору прийти к некоторым новым выводам о структуре рудного поля и закономерностях пространственного распределения оруденения.

Основные данные, полученные за этот период и имеющие непосредственное отношение к пониманию структуры рудного поля и закономерностям распределения в нем оруденения, сводятся к следующему:

1. Установлен нижнеюрский возраст туфопорфиритовой т. н. «рудомещающей» толщи.

2. Установлено наличие кварцевых порфиров и их фациальных и стратиграфических аналогов — фельзитовых туфов, в пределах рудного поля.

3. Установлено наличие регионального Шагали-Элиарского нарушения надвигового характера с падением плоскости сместителя в юго-западные румбы под углом $35-40^\circ$.

4. Поисковым бурением вскрыто медно-колчеданное оруденение штокового характера в висячем боку Шагали-Элиарского нарушения (Северный участок Анкадзорского месторождения).

Под названием «Анкадзор-Сисимаданское рудное поле» известна полоса развития нижнеюрской туфопорфиритовой толщи (ранее относившейся к верхам среднеэоценовой толщи), развитой по северному склону Геджалинского (и частично Базумского) хребта, между бассейнами среднего течения р. Шакарджур и нижнего течения р. Заманлу (левый приток р. Памбак). Работами последних лет границы рудного поля вдоль простираания расширены в восточном и юго-восточном направлениях до района урочища Цахкасар и на запад, в северо-западном направлении — до бассейна верхнего течения р. Заманлу. Протяженность рудного поля при указанных границах получается свыше

20 км. Ширина рудного поля варьирует в пределах 1,0—2,5 км и с северо-востока ограничивается резко выраженным Шагали-Элиарским нарушением, а с юго-запада — линейно вытянутыми Заманлинским и Сисибердским массивами гранитоидных интрузий.

В геологическом строении указанной полосы принимает участие толща эпидотизированных плагиоклазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий, с подчиненными им линзами и пачками кремнистых известняков с *Wähneroceras cf. megastoma Wahner*. (нижний лейас), развитая в основном в бассейнах р. Сисиджур и нижнего течения р. Заманлу (Центральная часть рудного поля).

В бассейнах средних течений р. Заманлу и р. Шакарджур (на флангах рудного поля) нижнеюрская вулканогенная толща периклинально перекрывается трансгрессивной толщей среднего эоцена, в основании которой локальными обнажениями выступают кварцевые порфириты, далее в северо-западном направлении подстилающие мощную толщу авгитовых порфиритов, дислоцированную с кварцевыми порфиритами совместно-единым планом.

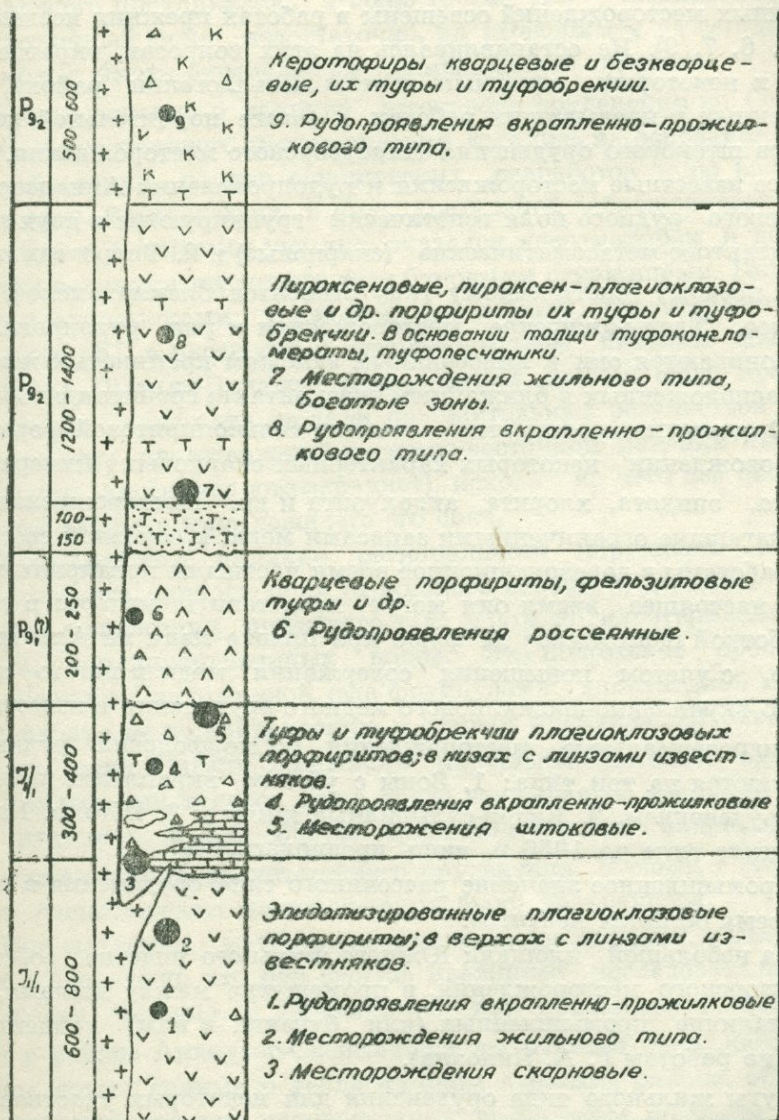
В районе Северного участка Анкадзорского месторождения характер выхода кварцевых порфиритов не совсем ясен (по-видимому, в ядре крутой небольшой антиклинали). Здесь они перекрываются свитой туфоконгломератов, туфобрекчий и туфопесчаников с *Nimpholites* sp. В районе урочища Цахкасар-Назoi-юрт развиты фациально-стратиграфические аналоги кварцевых порфиров—зеленоватые фельзитовые туфы.

Все указанные толщи прорваны крупными массивами Сисибердской и Заманлинской интрузий гранитоидов. К северо-востоку от Шагали-Элиарского надвига (в лежащем его боку) развита мощная континентальная вулканогенная толща верхнеэоценового возраста. В конгломератах этой толщи установлены гальки всех пород вышеотмеченных вулканогенных толщ и интрузивов.

Вулканогенно-осадочные толщи Анкадзор-Сисимаданского рудного поля слагают юго-западное крыло крупной Шагали-Элиарской антиклинали, северо-восточное крыло, а местами и сводовая часть которой обрезана Шагали-Элиарским надвигом. Шагали-Элиарская антиклиналь, по-видимому, была осложнена мелкими складками третьего порядка, которые выявляются в настоящее время в крайних юго-восточном и северо-западном частях рудного поля. В Центральной же части, в пределах развития нижнеюрской вулканогенной толщи, осложнений мелкой складчатостью третьего порядка не наблюдается в силу отсутствия маркирующих горизонтов.

Все известные месторождения и рудопроявления района, за исключением одного Цахкасарского баритово-полиметаллического проявления, приурочены к вышеотмеченной полосе, пространственно располагаясь в висячем боку Шагали-Элиарского надвига, между

СХЕМАТИЗИРОВАННЫЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ разрез Анкадзор-Сисимаданского рудного поля



Фиг. 1

последним и гранитоидными интрузиями Сисибердского и Заманлинского массивов. Наиболее крупные из них: 1. Анкадзорское (Шагали-Элиарское), 2. Назои-юртское, 3. Тлоты-джурское, 4. Элиарское, 5. Антониевское, 6. Шлоркутское, 7. Чамлугское, 8. Сисимаданское и 9. Заманлинское, среди которых в дореволюционное время усиленно эксплуатировались Анкадзорское, Антониевское и Сисимаданское.

История исследований, эксплуатации и геологическое строение указанных месторождений освещены в работах прежних исследователей [5, 6, 7, 9]. Не останавливаясь на этих вопросах, вкратце обратимся к некоторым основным чертам металлогении района, слабо освещенных в предыдущих работах, а также поучительной истории поисков штокового оруденения Анкадзорского месторождения.

Все известные месторождения и рудопроявления Анкадзор-Сисимаданского рудного поля генетически группируются в двух типах: 1. Контактново-метасоматические (скарновые) и 2. Гидротермальные.

К первому генетическому типу относятся Сисимаданское, Антониевское, Тлоты-джурское месторождения и ряд рудопроявлений. Приурочиваются они к линзовидным залежам кремнистых известняков, расположенных в ближайшем экзоконтакте гранитоидных интрузий. Оруденение представлено гематит-халькопиритовой формацией в сопровождении некоторых характерных скарновых минералов — граната, эпидота, хлорита, андалузита и др. Месторождения эти, располагавшие ограниченными запасами меди, в основной своей массе выработаны в дореволюционное время частными предпринимателями. В настоящее время они могут представить интерес в связи с разработкой известняков на флюс при плавке меди на Алавердском заводе, с учетом повышения содержания меди в шихте за счет убогого вкрапленно-прожилкового медного оруденения в известняках.

Гидротермальные месторождения по морфологии рудных тел разделяются на три типа: 1. Зоны с убогим вкрапленно-прожилковым оруденением, 2. Кварц-сульфидные жилы и 3. Штоки. Наличие последнего типа до 1956 г. лишь предполагалось.

Промышленное значение рассеянного типа оруденения в настоящее время остается неясным.

На небольшой площади Южного жильного участка собственно Анкадзорского месторождения, в промежутке между жилами, доказано наличие промышленных (или близких к ним) концентраций меди (по работам Г. А. Пилояна).

Руды жильного типа оруденения для некоторых участков (Южный участок Анкадзорского, Баяндурский участок Элиарского месторождения и др.) несомненно заключают промышленные концентрации меди и длительное время служили объектом эксплуатационных работ. В настоящее время на Южном жильном участке Анкадзорско-

го месторождения подсчитаны запасы меди в количестве 4300 тонн металла.

Исходя из анализа всего хода произведенных на Анкадзор-Сисимаданском рудном поле геологоразведочных работ, можно прийти к определенному заключению, что жильный и рассеянный типы оруденения при современном уровне развития медной промышленности и техники сами по себе не могут служить базой для организации горнодобывающего предприятия. Только третий тип — штоковое оруденение, изученный пока недостаточно, по имеющимся на сегодня данным, может иметь определенное промышленное значение.

Предположения о наличии штокового оруденения на Северном участке Анкадзорского месторождения делались на основании немых маркшейдерских планов французских разработок и по рассказам старожилов. Впоследствии, в силу длительной заброшенности рудника, доступ к Северному участку оказался невозможным и делались попытки вскрытия штокового тела буровыми скважинами. Геологическими предпосылками указанных работ были представления В. Г. Грушевого [5], в частности о северо-восточном падении плоскости сместителя Шагали-Элиарского нарушения, причем было пробурено 10 скважин. Работы эти не дали положительных результатов в силу неправильных представлений о северо-восточном падении плоскости нарушения (истинное юго-западное), исходя из чего все скважины были заложены в зоне лежащего его бока.

В дальнейшем наличие регионального нарушения в районе Анкадзорского рудного поля отрицалось вообще и делались предположения о залегании штокового тела в полосе гидротермально-измененных, каолинизированных пород. Это положение проверялось продолжением заложенной еще французами капитальной штольни № 20, однако не по направлению к старым рудникам. Штольня № 20 вскрыла зону Шагали-Элиарского нарушения (которое, однако, не принималось как таковое даже после вскрытия) в удалении от старых рудников в 400—500 м в северо-западном направлении, не встретив сколь-нибудь интересного оруденения. В связи с этим работы на Анкадзорском месторождении были прекращены.

При изучении материалов произведенных ранее разведочных работ стало ясно, что ряд фактов прежними исследователями был истолкован неверно. В дальнейшем, при производстве повторных работ в районе Анкадзор-Сисимаданского рудного поля, автором получены новые данные о геологическом строении района, объясняющие причины неудач произведенных ранее работ по части поисков штокового оруденения Северного участка Анкадзорского месторождения, и был выдвинут вопрос постановки новых поисков, предпосылками для которых в основном служили установление ниже-

юрского возраста рудовмещающей туфопорфиритовой толщи и региональный характер Шагали-Элиарского нарушения надвигового типа с падением плоскости сместителя в юго-западные румбы под углом $35-40^{\circ}$. Поисковые работы уже в 1956 г. дали положительные результаты; в частности, бурением первых двух скважин была вскрыта неотработанная часть штокового оруденения Северного участка Анкадзорского месторождения, с содержанием меди в метровых пробах до 19%.

По предварительным подсчетам, указанное тело в неотработанной своей части располагает запасами меди порядка 4000—5000 тонн металла.

Концентрация медного оруденения в висячем боку Шагали-Элиарского нарушения на Северном участке Анкадзорского месторождения и отсутствие такового в висячем боку нарушения в западном направлении оставались необъясненными. После выделения различных толщ в периклинальных частях Шагали-Элиарской антиклинали (кварцевые порфириты, туфопесчанистая свита и толща авгитовых порфиритов), объединяемых ранее в общую «рудовмещающую» толщу, и установления погружения собственно «рудовмещающей» туфопорфиритовой толщи в восточном и юго-восточном направлениях вопрос этот получает более или менее удовлетворительное объяснение. В связи с этим меняются представления о закономерностях распределения оруденения в пределах Анкадзор-Сисимаданского рудного поля и его перспективах. Полученные новые данные позволяют прийти к выводам, сущность которых в основных чертах сводится к следующему:

1. Рудогенерирующими для Анкадзор-Сисимаданского рудного поля являются корневые части Сисибердской и Заманлинской гранитоидных интрузий, связь оруденения с которыми доказывается территориальной приуроченностью всех известных месторождений и рудопроявлений к ореолу экзоконтактового воздействия последних, а также наличием типично скарновых месторождений (Сисимаданское, Антониевское и др.).

2. Основным рудопроводящим каналом для продвижения рудогенерирующих флюидов является зона раздробленных и перемятых пород Шагали-Элиарского нарушения, падающего в юго-западные румбы под углом $35-40^{\circ}$ и смыкающегося по падению с глубинными частями вышеотмеченных интрузий.

3. Основному Шагали-Элиарскому нарушению сопутствуют зоны тектонических нарушений и трещин второго и третьего порядка, в преобладающем количестве расположенных в зоне висячего бока основного нарушения, параллельно ему, с крутым падением ($70-80^{\circ}$) и, в силу указанных условий, в глубине соединяющихся с основным нарушением.

4. Выделяющиеся гидротермы при продвижении по основному рудоподводящему каналу, все время сохраняя тенденцию к восходящему движению, частично распределялись по второстепенным и третьестепенным тектоническим трещинам и зонам раздроблений, образуя при этом зоны убогого вкрапленно-прожилкового оруденения и рудные кварц-сульфидные жилы в нижнеюрской туфопорфировой толще (весь жильный комплекс и вкрапленно-прожилковые зоны типа Южного участка и района штольни № 50).

5. При продвижении рудоносных флюидов по разлому второго порядка в лежащем боку Шагали-Элиарского надвига (Цахкасарский разлом), который, по-видимому, непосредственно был связан с рудогенерирующим очагом, образовалось вкрапленно-прожилковое оруденение типа Цахкасарского (баритово-полиметаллическое — в периферических частях интрузии и серноколчеданное — штольня № 20).

6. Первые порции рудогенерирующих гидротерм, продвигаясь по Шагали-Элиарскому нарушению и достигая горизонта кварцевых порфиров, фельзитовых туфов и туфопесчанистой свиты, в разных участках непосредственно перекрывающих «рудомещающую» туфопорфировую толщу, обуславливали гидротермальный их метаморфизм с последующим превращением в сильно каолинизированные, вязкие и менее проницаемые породы, служившие впоследствии экранирующим горизонтом.

7. Основная часть рудогенерирующих гидротерм, продолжая движение по Шагали-Элиарскому нарушению и достигая горизонта каолинизированных, малопроницаемых пород, находила благоприятные структурно-литологические условия для рудоотложения, давая при этом концентрации штокового типа (Северный участок Анкадзорского месторождения, ныне размытое штоковое оруденение Джухтактальского участка Элиарского месторождения). Благоприятная среда для рудоотложения (повышенная трещиноватость и брекчированность пород), как отмечает А. Т. Асланян [3], образуется в основном при инверсии зон прогибания в пределах положительных складчатых структур и стыков механически разнородных толщ, что находит свое подтверждение на примере Анкадзорского месторождения (см. фиг. 1).

8. Остаточные гидротермы, продвигаясь дальше по Шагали-Элиарскому нарушению выше горизонта кварцевых порфиров (или стратиграфических его эквивалентов), распределялись по второстепенным и третьестепенным тектоническим трещинам и зонам нарушений, образуя концентрации оруденения в виде маломощных жил и зон вкрапленно-прожилкового оруденения (месторождение Назойюрт, зона структурной скважины № 22) в вышележащей эоценовой толще авгитовых порфиров, непосредственно над горизонтом квар-

цевых порфиров (стык механически разнородных толщ без благоприятного экранирующего горизонта).

9. В районах ближайшего экзоконтакта гранитоидных интрузий, под непосредственным контактовым воздействием последних, в пределах линзообразных тел кремнистых известняков образовались скарные месторождения медно-гематитовой формации (Сисимаданское, Антониевское и др.). В контактах же с кварцевыми порфиритами (в основном) и другими породами образовались поля вторичных андалузитоносных кварцитов с рассеянной (вкрапленной) минерализацией пирита и халькопирита, не дающих, однако, промышленных концентраций.

10. Из вышеизложенного становится ясным, что медное оруденение в пределах Анкадзор-Сисимаданского рудного поля не стратифицировано и в вертикальном разрезе распределяется во всех горизонтах. Но концентрации его определенных типов приурочиваются к определенным горизонтам в местах благоприятных сочетаний структурно-литологических факторов.

При этом, в соответствии с представлениями А. Т. Асланяна [4], можно предполагать также возможность частной регенерации ранее образовавшихся колчеданных руд под воздействием молодых фаз интрузий и переотложения этих руд в относительно более высоких горизонтах разреза вулканогенных толщ района.

Как было отмечено выше, вопрос о наиболее перспективном штоковом оруденении после 30-летнего обсуждения и проверки положительно был разрешен поисковым бурением в 1956 г. При этом установлены следующие основные черты оруденения:

1) Рудное тело приурочивается к висячему боку Шагали-Элиарского взбросового нарушения и имеет падение, согласное с его плоскостью.

2) Указанное тело в своем роде пока единственное в Анкадзор-Сисимаданском рудном поле. Приурочивается к месту пересечения с рельефом контактовой полосы нижнеюрской туфопорфиритовой толщи и периклинально перекрывающих последнюю более молодых толщ.

3) По мере приближения непосредственно к указанному контакту интенсивность оруденения увеличивается (скв. №№ 11 и 12), а при удалении резко уменьшается (скв. № 14) и сходит на нет (скв. № 15).

4) Рудное тело вкрест мощности представлено, в первом приближении, ритмическим чередованием тектонической глинки (часто оруденелой), сильно оруденелых полос, слабо оруденелых окварцованных порфиров и вторичных кварцитов со слабой минерализацией пирита и халькопирита. Рудная минерализация часто сопровождается гидротермальным гипсом.

5) Рудное тело подвергалось пострудным тектоническим подвижкам (оживление Шагали-Элиарского разлома), что доказывается наличием зеркал и борозд скольжения.

Факты, указывающие на наличие штокового оруденения в пределах Анкадзор-Сисимаданского рудного поля, отмечены также по Джухтак-тальскому участку Элиарского месторождения. В его геологическом строении принимают участие плагиоклазовые порфириты нижнеюрской «рудовмещающей» толщи и свита грубообломочных пород верхнеэоценовой вулканогенной толщи, которые контактируют по Шагали-Элиарскому надвигу. Зона нарушения характеризуется каолинизированными, гидротермально сильно измененными, брекчиированными породами с преобладанием в некоторых интервалах тектонической глинки. Рудные проявления участка, приуроченные к этой зоне, ранее изучались французскими промышленниками проходкой штолен, в сохранившихся отвалах которых были обнаружены штабеля отсортированной богатой колчеданной руды.

На основании этого в период 1948—51 гг. здесь были поставлены поисковые работы. В некоторых шурфах и в штольнях № 27 и № 34 были встречены разбитые рудные линзы и бесформенные жиллообразные тела, а также хорошо окатанные валуны и гальки массивной колчеданной руды. Последние имеют округленную форму (диаметром от нескольких сантиметров до 0,5 м), всегда со сглаженными поверхностями, встречаются в глинке перетирания и, несомненно, являются перетасканными отторженцами какого-то крупного рудного тела. Рудные линзы и жиллообразные тела, несмотря на некоторую перемятость, имеют первичное залегание в брекчиированных порфиритах висячего бока нарушения (за пределами зоны тектонической глинки).

Разбор имеющихся химанализов по указанным телам и рудным валунам приводит к выводу, что растасканные рудные валуны и гальки не могут быть частями линзообразных или жиллообразных тел, вскрытых штольной № 34 в коренном залегании. Так, содержание меди по коренным рудным телам, по штольне № 34 в одной лишь пробе достигает 1,9%, тогда как пробы из рудных валунов дают содержание меди не ниже 3—4%, часто доходя до 17—20%.

Исходя из установленного факта приуроченности всех рудных тел Анкадзор-Сисимаданского рудного поля к висячему боку Шагали-Элиарского нарушения и принимая во внимание приподнятость висячего бока и опущенность лежачего бока последнего, предполагаемое рудное тело могло находиться лишь выше горизонта обнаружения ее растасканных частей (рудных валунов), — по всей вероятности, в контактовой полосе между нижнеюрской туфопорфиритовой толщей и кварцевых порфиритов (или их эквивалентов). Небезынтересно отметить, что предполагаемое штоковое оруденение Джухтак-

Ахтальского участка Элиарского месторождения по аналогии с собственно Анкадзорским месторождением сопровождается жильным типом оруденения (Баяндурский участок).

Приведенный пример имеет исключительно важное значение при рассмотрении вопроса перспектив штокового оруденения Анкадзор-Сисимаданского рудного поля, указывая на то, что рудное тело Северного участка собственно Анкадзорского месторождения не является исключением и закономерно подчинено структурно-литологическому контролю.

В дополнение к вышеизложенному отметим, что случай структурно-литологического контроля колчеданного оруденения в своем роде является не единственным и в классическом виде установлен для Алаверди-Шамлугского рудного поля [1, 2, 5, 6, 9].

Рудоотложение во всех известных здесь трех крупных месторождениях — Алаверди, Шамлуг и Ахтала, подчинялось закономерностям, в общих чертах идентичных с вышеприведенным. В частности, для указанных месторождений доказан двойной структурно-литологический контроль с участием кислых кератофировых пород и их пирокластических разностей.

На основании всего вышеизложенного для Анкадзор-Сисимаданского рудного поля можно сформулировать нижеследующие основные критерии для постановки поисков рудных тел штокового типа:

1. Наличие рудогенерирующих гранитоидных интрузий.
2. Наличие рудоподводящих каналов в виде разрывных нарушений.
3. Наличие благоприятного для рудоотложения горизонта в контактовой полосе, между нижнеюрской туфопорфиритовой толщей и перекрывающими их кварцевыми порфиритами, или фациально-стратиграфическими их аналогами — стык механически разнородных толщ в сочетании с рудоподводящим каналом.

Указанные критерии можно приложить к поискам не только для Анкадзор-Сисимаданского рудного поля, но и в других аналогичных случаях.

Большая детализация критериев для Анкадзор-Сисимаданского рудного поля в настоящее время при данном уровне изученности не представляется возможным, хотя существование таковых и не подлежит сомнению. В частности, при пространственной непрерывности вышеотмеченных критериев, как для Анкадзор-Сисимаданского, так и для Алаверди-Шамлугского рудных полей, установлена прерывистость рудных тел (штоков).

Причины последнего обстоятельства для Анкадзор-Сисимаданского рудного поля остаются пока не выясненными. Для Алавердского рудного поля дополнительно имеются критерии местного (а возможно, и общего) значения; в частности, для Ахтальского и Шам-

лугского месторождений установлена приуроченность штоковых тел к участкам пологого падения рудоконтролирующих контактовых полос, а для собственно Алавердского месторождения доказана приуроченность штоковых тел к расширениям рудоконтролирующего разлома.

Из вышеизложенного следует, что перспективы Анкадзор-Сиси-маданского рудного поля в настоящее время связываются с возможностью выявления новых слепых штоковых рудных тел к востоку и юго-востоку от собственно Анкадзорского месторождения, вдоль висячего бока Шагали-Элиарского надвига, между Анкадзорским месторождением и урочищем Байгуши-юрт, где нижнеюрская «рудовмещающая» туфопорфировая толща перекрыта более молодыми вулканогенными образованиями, располагаясь на глубинах порядка 200—400 м.

На этом участке можно также ожидать выявление значительных по объему и содержанию зон вкрапленно-прожилкового оруденения типа скв. № 22 выше горизонта кварцевых порфиров или их фациально-стратиграфических аналогов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асланян А. Т.—Связь сульфидного оруденения с кератофирами в Армении. Материалы Закавказской металлогенической конференции, Ереван, 1954 г.
2. Асланян А. Т.—Рудные формации Армянской ССР в их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. Труды Армянского Геологического Управления, № 1, Ереван, 1957 г.
3. Асланян А. Т.—Тектонические проблемы металлогении Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 4, Ереван, 1957 г.
4. Асланян А. Т.—Приложение гипотезы регенерации к рудным месторождениям Закавказья (в печати), Сов. Геология, 1958 г.
5. Грушевой В. Г.—Медные месторождения Алавердского района ССР Армении (Закавказье). Тр. Центр. Научн. Исслед. Геол. Развед. инст., вып. 36, Ленинград, 1935 г.
6. Котляр В. Н.—Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. Тр. Всесоюз. Геол. Развед. Объед. НКТП СССР, вып. 335, Ленинград, 1934 г.
7. Магакьян И. Г.—Металлогения северной части Малого Кавказа. Докл. АН Арм. ССР, № 1, 1945 г.
8. Мкртчян С. С.—О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 3, Ереван, 1957 г.
9. Мовсесян С. А. и Степанян О. С. Медные месторождения Армении. Минеральные ресурсы Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1944 г.

Ж. М. ГРИГОРЯН

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МОЛИБДЕНА И МЕДИ В БАССЕЙНЕ Р. ГЕХИ

В последние годы в советской литературе появился ряд работ, освещающих новые гидрохимические методы поисков рудных месторождений.

Научно-исследовательские работы, проводимые Институтом ВСЕГИНГЕО после 1950 г., Томским политехническим институтом ВСЕГЕИ, а также имеющиеся опубликованные материалы других геологических организаций Министерства геологии и охраны недр СССР свидетельствуют о возможности успешного применения гидрохимических методов при поисках месторождений меди, свинца, цинка, молибдена и других полезных ископаемых.

В Армении гидрохимическим методом изучались лишь воды известных медно-молибденовых, медных и полиметаллического месторождений.

С 1950 г. Н. И. Долухановой и Э. А. Кюрегян было начато изучение рудничных вод главнейших медно-молибденовых месторождений Армянской ССР.

В Управлении геологии и охраны недр при Совете Министров Армянской ССР с 1956 г. начато применение гидрохимических методов для поисков новых рудопроявлений на территории Армении.

В настоящей статье приводятся результаты гидрохимических поисков Гехинской поисково-разведочной партии за период 1956 г. Вышеуказанной партией в районе ущелья р. Гехи (Кафанского района) производились гидрохимические поиски для обнаружения медно-молибденовых руд.

Гидрохимические исследования проводились в рациональном комплексе с поисково-съёмочными работами, шлиховой и металлометрической съёмками.

До августа 1956 г. изучение вод проводилось методом Н. И. Долухановой, а с августа были использованы данные полевой лаборатории. Исследования вод района по обоим методам на молибден дали почти идентичные результаты.

Партией в 270 водных пробах были определены активная кислотность (РН), общая щелочность, ион хлора, сульфат иона, медь и молибден. Из 130 проб были получены сухие остатки, которые подверглись полному спектральному изучению.

Гидрохимические, геосъемочные работы и шлиховая съемка велись на площади 150 кв. км, расположенной на правом берегу р. Гехи, группой геологов под руководством автора.

* * *

Общие физико-географические условия района работ следующие: район работ находится в юго-восточной части Армении и занимает восточный склон Зангезурского, северный склон Пирамзадагского хребтов и оба склона широтного Гюмуш-юрдского хребта. Абс. отметки колеблются в пределах 1700—3907 м (г. Капуджих).

Основная водная артерия — река Гехи с притоками Гярд, Аджебадж, Абадара — является типичной горной рекой с узким извилистым руслом и глубоким каньоном, со скоростью течения около 4 м/сек. Она получает снеговое, дождевое и родниковое питание.

В геологическом строении района принимают участие вулканогенные породы палеозоя, девонские известняки, среднеюрская (?) вулканогенная толща, вулканогенно-осадочные породы эоцена, четвертичные и современные флювио-гляциальные, делювиальные и аллювиальные отложения.

Из интрузивных пород в районе развиты монцонитовые породы, порфировидные гранитоиды, различные даечные породы от основного до кислого составов. Указанные интрузивные породы слагают около 50% площади района.

Монцонитовые породы представлены несколькими разновидностями: габбро-диоритами, сиенито-диоритами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, которые образуют постепенные переходы.

Порфировидные гранитоиды, считающиеся более молодыми, чем вышеуказанные интрузивы, представлены гранитами, гранодиоритами и граносиенитами; они прослеживаются из Мегринского района через Каджаранское месторождение и вскрываются на восточном склоне Конгур-Алангезского (Зангезурского) хребта, в верховьях р.р. Гярд и Гехи.

В районе весьма развиты роговики, скарновые, грейзеновые и гидротермально-измененные породы; последние слагают большие площади на правом берегу р. Гехи, к которым и в основном приурочено основное медно-молибденовое оруденение района.

В тектоническом отношении район располагается на юго-западном крыле так называемой «Гехинской» брахиантклинали.

Крупный тектонический северо-западный разлом прослеживается

из Каджарана через Пирамзадагский хребет, по каньону р. Гярд и в районе Казанлич, пересекая Зангезурский хребет, переходит на территорию Нахичеванской АССР. Указанный разлом, по всей вероятности, является северо-западным продолжением крупного регионального Таштунского или Дебаклинского разлома.

Наиболее крупные тектонические трещины района представлены двумя основными системами:

- а) Северо-западной ($300-350^{\circ}$), с преимущественным падением на северо-восток под углом $60-90^{\circ}$;
- б) Северо-восточной (широтной), с падением на северо-запад (север) под углом $45-80^{\circ}$.

К этим крупным трещинам приурочены жильные порфиры, кварцевые и кварцево-карбонатные жилы района.

Район приурочен к высокогорной области, а поэтому гидрогеологические условия определяются сильной расчлененностью рельефа, преобладанием в геологическом строении района вулканогенных и интрузивных пород с незначительной мощностью наносов.

Главным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки и конденсационные воды. Несмотря на высокогорный климат с повышенным количеством осадков, значительной влажностью воздуха и круглогодичными ледниками, расчлененность рельефа создает обособленные орографические единицы и делает невозможным образование сколько-нибудь значительных водоносных горизонтов, за исключением отдельных участков, расположенных на восточном склоне Зангезурского хребта, в верховьях рек Гярд и Аджебадж.

Здесь благодаря мощности чехла (20—30 м) флювио-гляциальных, делювиальных и аллювиальных отложений с постоянным питанием ледниковых вод имеются подземные воды со своим гидрогеологическим режимом.

По характеру циркуляции и вмещающих отложений в районе различаем следующие подземные воды:

- а) воды поверхностной циркуляции в наносных образованиях;
- б) воды глубокой циркуляции — трещинные воды интрузивных и эффузивных пород;
- в) обособленно стоят воды минеральных источников (Казанлич, Караун-дара и др.), которые имеют более глубокое происхождение и приурочены к тектоническим разломам.

Поверхностные воды. По району протекания река Гехи со своими многочисленными притоками (Аджебадж, Абадара, Кейфашен, Гярд, Арпалых и другие) образует глубокое ущелье. Река Гехи многоводна весной и мелеет летом (август и сентябрь). Многочисленные ручьи, впадающие в реку Гехи, образуют овраги, по берегам которых наблюдаются выходы подземных источников. В период вес-

ны, т. е. в период максимального обводнения, наблюдаются временные водотоки по сухим оврагам и ложинам.

Грунтовые воды. а) Приурочены к аллювиально-делювиальным и флювио-гляциальным отложениям, выходят на поверхность в виде небольших родников; они однотипны, дебит их — от незначительного просачивания до 0,4—0,6 л/сек. Местами встречаются высокодебитные родники — 3,4 л/сек. Температура воды в родниках колеблется от 2°C до 12—13°C, в большинстве случаев от 6 до 9°C.

Источники распределены неравномерно, что говорит о неодинаковой водоносности вышеупомянутых отложений;

б) приурочены к трещинам, представленным нисходящими и восходящими источниками;

в) минеральные источники изучены в 4 местах (№№ 246, 95, 197 и 198), температура их — от 8 до 13°C, с дебитом 2—3 л/сек. Из воды выделяются пузырьки углекислого газа. В источнике отлагается охра.

В процессе гидрохимических работ опробованию подверглись поверхностные водотоки и водоисточники района, а также некоторые минеральные источники. Среднее количество точек на 1 кв. км составляет 1,8. Для получения сухого остатка проба воды отбиралась в количестве одного литра.

При помощи походной лаборатории типа ВСЕГЕИ 1955 г. производились анализы воды непосредственно на водоисточниках, — определению подвергались сульфат-иона (SO_4), PH , HCO_3 , суммы металлов (Zn , Cu , Pb), иногда молибден и ион-хлора.

Полевой лабораторией типа ВСЕГИНГЕО 1955 г. производились определения Cu и Mo , а иногда SO_4 .

Ориентировочно общую минерализацию воды определяли при помощи солемера и расчетным путем по данным общей щелочности.

Минерализация вод Гехинского ущелья в мг/л по сравнению с известными медно-мелибденовыми месторождениями Армении приводится в таблице

Тип вод	Каджаран	Дастакерт	Агарак	Гехи
Поверхностные	79—340	160—451	127—528	110—320
Грунтовые	75—410	121—770	223—908	100—359
Рудничные	210—393	160—481	812—896	данных нет

По результатам гидрохимических исследований были составлены 4 карты и соответствующие профили:

а) Геологическая карта с водопунктами и отношением сульфат-иона к хлор-иону (SO_4/Cl).

б) Геологическая карта с водопунктами и содержанием меди в мг/л.

в) Геологическая карта с водопунктами и содержанием молибдена в мг/л и

г) Геологическая карта с водопунктами и содержанием меди и молибдена по данным спектрального анализа сухих остатков.

Основными результатами гидрохимических исследований на указанной территории явились:

а) выявление перспективных в отношении меди и молибдена новых 6 участков;

б) оконтуривание рудных тел 2 месторождений;

в) увеличение площадей известных 3-х рудопроявлений за счет задернованных участков.

ОПИСАНИЕ ВЫЯВЛЕННЫХ В 1956 Г. ГИДРОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

I. *Саридагская аномалия* охватывает восточный склон горы Саридаг, возможный контур залегания рудного тела проходит по подножью горы Саридаг.

По отобранным 4 водным пробам из водоисточников РН равняется 7, содержание Cu — 0,4—0,5 мг/л; Mo — 0,004—0,006 мг/л, Cl — 3,5 мг/л; HCO_3 — 5,4 мг/л.

По двум пробам, взятым из штольни № 5, характеризующим трещинные воды, содержание Mo составляет 0,002 мг/л, а Cu — 0,3 мг/л.

Спектральный анализ 3 отобранных водных проб показывает количество сухого остатка — 266 мг/л, Cu — 0,01%, Mo — 0,002%.

II. *Гюмуш-юрдская аномалия* охватывает северный склон вершин с отметками 3589,8 и 3256,0 м. Здесь содержание Mo в 5 пробах составляет 0,004—0,006 мг/л, а в двух пробах — 0,007—0,01 мг/л; Cu — 0,01—0,3 мг/л при РН—7; Cl — 3,5 мг/л, HCO_3 — 4,1 мг/л.

Указанная аномалия увеличивает рудоносную площадь Гюмуш-юрдского медно-молибденового проявления, расположенного на южном склоне вершины 3256,0 м.

III. Аномалия охватывает верховья реки Абадара, территорию кочевки села Гехи и приурочена к монцонитам. Здесь по 11 гидрохимическим пробам имеем следующие данные:

Содержание в мг/л			
Mo	Cu	РН	HCO ₃
0,007—0,01	0,01—0,03	7	1,36

Спектральный анализ сухого остатка: Mo — следы, Cu — 0,01%.

IV. Аномальный участок охватывает левый берег реки Абадара

и является СВ продолжением аномалии № 3. Для этого участка характерно высокое содержание Си от 0,4 до 0,5, а в источнике № 160 — 0,6—0,9 мг/л, содержание Мо колеблется в пределах 0,004—0,006 мг/л, Cl — 10 мг/л, HCO_3 — 1,36 мг/л, pH — 7.

V. Аномалия занимает район выходов порфировидных гранодиоритов и находится к СВ от IV участка на расстоянии 1,0—1,2 км. Для нее характерно высокое содержание Мо (0,007—0,01 мг/л).

VI. Аномалия располагается на территории Чахнах-Токмакской медно-молибденовой зоны. Здесь, где породы содержат Си — около 0,5—0,9 %, по данным хим. анализов бороздовых проб, в трещинных водах содержание Си составляет 0,4—0,5 мг/л, а Мо — 0,004—0,006 мг/л (при содержании Мо в породах 0,03—0,06 % по химанализу бороздовых проб).

VII. Аномалия охватывает южный склон Гюмуш-юрдского отрога. По данным проб водопунктов, здесь содержание Мо значителее выше, чем в Чахнах-Токмакской зоне, и составляет 0,007—0,01 мг/л. На основании этого можно заключить, что оруденелые породы Чахнах-Токмакской зоны продолжают на южном задренованном склоне Гюмуш-юрдского отрога.

VIII. Аномалия охватывает район местности «Кырх-булах». Здесь содержание Мо составляет от 0,006 до 0,01 мг/л, Си — 0,01—0,3 мг/л.

IX. Аномалия находится к СВ от развалин села Гярд, на крутом левом склоне. Содержание Мо колеблется от 0,002 до 0,01 мг/л; Си — 0,03—0,5 мг/л.

X. Аномалия находится в верховьях оврага Дара-юрт (Ирамасу). Здесь содержание Си — от 0,01 до 0,3 мг/л и Мо — от 0,002 до 0,01 мг/л.

XI. Аномалия находится на водоразделе в верховьях реки Арпалых, в районе местности «Курткаяси», где содержание Мо — от 0,006 до 0,01 мг/л и Си — 0,4—0,5 мг/л.

Вышеуказанные аномалии выделены на основании данных количественного спектрального анализа и полевых определений.

Сравнительная таблица данных химанализов коренных оруденелых пород и гидрохимических данных водопунктов в аномальных участках правобережья р. Гехи

Наименование объектов	Содержание по данным химанализов бороздов. проб		Содержание в грунтовых водах в мг/л	
	Си в ‰	Мо в ‰	Си	Мо
Саридаг	0,8—1,2	0,03—0,07	0,4—0,5	0,004—0,006
Штольня № 4	1—1,3	0,07—0,1	0,4—0,6	0,005—0,007
Чахнах-Токмак	0,5—0,9	0,03—0,07	0,4—0,5	0,004—0,06

Как видно из вышеприведенной таблицы, в известных медно-молибденовых проявлениях описываемого района содержание Си —

0,4—0,6 мг/л и Мо — 0,005—0,007 мг/л в грунтовых водах соответствует кондиционным рудам, а поэтому другие гидрохимические аномалии, где имеем аналогичное содержание меди и молибдена (Мо — более 0,003 мг/л и меди более 0,02 мг/л), безусловно являются перспективными и должны стать объектами разведки.

Молибден в водах является хорошим поисковым признаком для обнаружения медно-молибденовых руд. В районе содержание Мо в водопунктах встречается в следующих градациях, по данным спектрального анализа сухих остатков: Н — не обнаружено, Сл — следы, «мало» и «есть». При выделении аномалий нами были использованы данные: «мало» и «есть».

Аналогичное содержание Мо установлено в водах, приуроченных к оруденелым монцититам Каджаранского месторождения по данным Н. И. Долухановой [4].

Наблюдается прямая зависимость между содержанием в водах Мо и сульфатов и обратная зависимость между содержанием Мо и Fe; Мо и Са. В районе перспективными для Мо являются воды с повышенным содержанием сульфатов и заниженным содержанием железа и кальция.

Медь в водопунктах Каджаранского месторождения обнаружена — следы, в пробах же аномальных участков изученного района — «мало» и «есть», т. е. здесь имеем повышенное содержание Си по отношению к общему для данного района гидрохимическому фону и по отношению рудничных вод Каджарана.

Таким образом выявленные на основании гидрохимических исследований аномальные участки района по отношению Си и Мо являются перспективными и должны стать объектами детального изучения. Сопоставляя результаты гидрохимических исследований с результатами других поисковых методов, проведенных на площади, расположенной на правом берегу р. Гехи, приходим к заключению, что гидрохимические исследования являются надежным методом и применительны, в особенности, к южной Армении с условиями труднодоступной местности с большими амплитудами абсолютных отметок и расчлененным рельефом, где имеются отдельные разобщенные друг от друга местными областями питания изолированные бассейны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродский А. А.—Поиски меди гидрохимическим методом. Госгеолтехиздат, 1956 г.
2. Бродский А. А. и др.—Сокращенная стенограмма лекций по гидрохимическим поискам рудных месторождений, прочитанных на семинаре геологов и гидрогеологов территориальных геологических управлений. Москва, 1956 г.
3. Долуханова Н. И.—Опыт почвенно-гидрохимических поисков молибдена, Всесоюзное совещание по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Программа совещания, тезисы докладов и сообщений. Госгеолтехиздат, 1956 г.
4. Красников В. И.—Задачи и методы геологических поисков. Сов. геология, № 49, 1955 г.

Н. С. ХАЧАТРЯН

О ГЕНЕЗИСЕ МОВСЕССКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По вопросу о генезисе Мовсесского свинцово-цинкового месторождения до настоящего времени нет единого мнения, хотя и изучением месторождения в различное время занималась большая группа геологов различных геологических организаций.

Систематическое изучение месторождения было начато Армянским геологическим управлением в начале 1952 г. и продолжалось до конца 1955 г.

Что касается генезиса Мовсесского свинцово-цинкового месторождения, то одна часть геологов (П. С. Саакян, Г. А. Синамян и С. С. Даниелян) доказывает осадочное происхождение. Другая (группа геологов ВИМС-а и автор настоящей статьи) доказывает метасоматическое происхождение.

К. Н. Паффенгольц, Б. С. Вардапетян, И. Г. Магакьян, А. А. Джафаров, в различное время посетившие Мовсесское месторождение, высказали мнение о его гидротермальном происхождении.

В результате детального изучения месторождения в течение 1954—55 гг. и критического анализа всех имеющихся работ автор в настоящей статье пытается доказать метасоматическое происхождение руд Мовсесского свинцово-цинкового месторождения.

1. ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В геологическом строении Мовсесского свинцово-цинкового месторождения принимают участие как вулканогенные, так и осадочные породы.

Все эти породы автором, исходя из литологического принципа, группируются в три отдельные толщи, которые снизу вверх таковы:

1. Нижняя вулканогенная толща, относимая к средней юре¹.
2. Карбонатная толща, относимая к верхней юре.
3. Верхняя вулканогенная толща, относимая к верхнему мелу.

¹ Стратиграфическое расчленение по данным А. Т. Асланяна.

Нижняя вулканогенная толща на месторождении естественными выходами не обнажается. Она вскрыта тремя буровыми скважинами и представлена, в основном, порфиритами и туфогенными песчаниками, содержащими, в довольно большом количестве, выделения кальцита в виде вкраплений и тонких прожилков.

Карбонатная толща состоит из известняков, доломитов, доломитизированных известняков и глинистых известняков. Мощность всей толщи достигает 200 м.

По литологическому составу эта толща делится на семь условных горизонтов. Рудоносным является исключительно II горизонт. Остальные горизонты, сложенные из известняков различной крупности зерен и глинистых известняков, не несут оруденения.

Рудоносный горизонт состоит из доломитов, известняков и меньше доломитизированных известняков. Чередование пластов (если их можно так называть) доломитов и известняков весьма непостоянное. Мощности очень быстро меняются как по направлению простирания, так и по направлению падения.

Известняки здесь массивные, без следов слоистости. Среди них имеются отдельные мелкие и крупные гнезда доломита, размеры которых достигают в поперечнике нескольких метров.

Очень часто в известняках встречаются тонкие (до 1 см) прожилки кальцита белого цвета.

Доломиты являются более крупнозернистыми породами, чем известняки. В них встречаются отдельные гнезда и линзы известняков, достигающие размерами до 3 м, а также пустоты, заполненные кристалликами кальцита, кварца и доломита. Кварц, кроме того, встречается в виде мелких гнезд и вкрапленников.

Все свинцово-цинковое оруденение месторождения приурочено к этому горизонту и размещается преимущественно в доломитах, реже в доломитизированных известняках и в единичных случаях в известняках. В доломитах же оруденение больше концентрировано в контактах с известняками.

Оруденение представлено вкрапленностью галенита и сфалерита, концентрации которых ведут к образованию пластообразных залежей, линз и гнезд. Причем вкрапленность галенита встречается намного чаще сфалерита и представлена обычно кристаллами кубической формы, достигающими до 2 см, а вкрапленность сфалерита обычно мелкая и бесформенная.

Верхняя вулканогенная толща с незначительным угловым несогласием залегает на размытой поверхности карбонатной толщи.

Представлена эта толща диабазами, порфиритами и их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами.

Интрузивные породы на месторождении представлены диабаз-

порфиритами, которые выражены довольно крупными дайками, имеющими мощность 4—10 м.

Дайки диабаз-порфиритов прорывают породы всех трех толщ.

Вдоль контактов даек отмечаются тектонические нарушения, а в контактовых частях карбонатные породы мраморизованы.

2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Мовсесское месторождение размещено на северо-восточном крыле крупной Мургузской антиклинали.

Породы как вулканогенных толщ, так и карбонатной толщи в пределах месторождения имеют моноклиналиное, пологое падение на северо-восток.

На фоне общего моноклиналиного залегания выступают отдельные мелкие антиклиналиные поднятия.

Значительно развиты в пределах месторождения и дизъюнктивные дислокации, имеющие различное направление. Кроме многочисленных мелких нарушений, на месторождении установлено несколько десятков крупных тектонических нарушений. Последние большей частью имеют сбросовый характер, однако отмечаются и прекрасно выраженные надвиги.

Крупные тектонические нарушения сбросового характера прослеживаются на несколько сот метров, а иногда и более одного километра. Углы падения обычно крутые — 70—80°, реже 55—60°.

Амплитуда сбросов колеблется от нескольких метров до 170 м.

Нарушения надвигового типа имеют пологие углы 20—25°. Направление надвигов тоже различное. Амплитуда горизонтального перемещения — 60 м и более.

Тектонические нарушения находятся между собой в самых различных взаимоотношениях, что создает большое разнообразие тектонических структур: горсты, грабены, ступенчатые сбросы и т. д.

Возраст их считается по времени образования близким, так как очень часто нарушения различных систем при пересечении смещают друг друга.

Тектонические нарушения сопровождаются зонами дробления, которые и несут оруденение. Все нарушения, соприкасающиеся с рудными телами, явно смещают их, т. е. являются пострудными.

3. МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

В отношении морфологии рудных тел до 1954 года имелось неправильное представление как о пластовых рудных телах.

В дальнейшем при изучении более глубоких горизонтов горными выработками и буровыми скважинами выяснилось, что оруденение

выражено отдельными разобщенными рудными телами разнообразной формы, причем по всей мощности доломитов II горизонта карбонатной толщи, а не только в верхней части, как это представлялось раньше.

В ничтожном количестве оруденение встречается, в виде единичных кристаллов галенита, в глинистых известняках IV горизонта.

Установлено, что оруденение во II горизонте, в большинстве случаев, находится в доломитах, реже в доломитизированных известняках и еще реже в известняках.

Этот литологический контроль оруденения служил прекрасным поисковым критерием при ведении поисковых и разведочных работ.

Рудные тела имеют форму вытянутых пластообразных залежей, отдельных приплюснутых линз и гнезд.

Все рудные тела имеют вкрапленный характер оруденения и лишь в трех случаях отмечаются тонкие прожилки (до 3 мм) галенита.

Границы рудных тел, ввиду вкрапленного характера оруденения, расплывчатые и только в случае густой вкрапленности границ более четкие.

Рудные тела залегают как согласно с залеганием пород, так и несогласно.

Иногда согласно залегающие рудные тела переходят в несогласно залегающие.

В вертикальном разрезе рудные тела встречаются на различных уровнях.

Интересно, что наблюдается некоторая тенденция тяготения оруденения к контактовым частям доломитов с известняками.

В центральной части месторождения отмечены небольшие секущие тела барита со свинцово-цинковым оруденением. Весьма слабое оруденение установлено химическими анализами по всей мощности доломитов.

4. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

Минералогический состав руд Мовсесского месторождения довольно простой; основными рудными минералами являются галенит и сфалерит, причем первый преобладает над последним. В незначительном количестве встречаются церуссит, англезит, пирит, блеклые руды, халькопирит, смитсонит и лимонит.

Жильные минералы представлены кальцитом, доломитом и кварцем.

Текстура руд вкрапленная, реже брекчиевидная, коккардовая, кристификационная и полосчатая.

Структура руд субграфическая, интерстициальная, пойкилитовая и решетчатая.

Галенит является главным рудным минералом и встречается в значительных количествах. Он в рудах представлен почти исключительно в виде хорошо выраженных вкрапленников размерами от 0,03 до 20 мм. Более или менее крупные выделения (более 2 мм) почти всегда выражены прекрасно образованными кристаллами экзэдрического габитуса.

Галенит повсеместно наблюдается в виде мономинеральных скоплений или совместно со сфалеритом. Несравненно реже галенит ассоциирует с пиритом, халькопиритом и вторичными минералами.

Сфалерит в количественном отношении стоит на втором месте после галенита (среди рудных минералов). Однако в некоторых участках пластов доломита, где макроскопическое оруденение гораздо слабее, содержание цинка в несколько раз превышает содержание свинца.

Сфалерит обычно наблюдается вместе с галенитом, но не так редко случаи, когда он образует самостоятельные скопления.

Сфалерит представлен мелкими вкрапленниками размером от 0,01 до 2 мм. Цвет сфалерита варьирует от серого, стального до зеленовато-желтого.

В рудах Мовсесского месторождения, кроме свинца и цинка, установлено наличие кадмия и серебра в количествах, заслуживающих внимания.

Установлено, что кадмий встречается в виде изоморфной примеси в сфалерите, а серебро — в галените.

5. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вопрос о генезисе руд Мовсесского свинцово-цинкового месторождения тесно сплетается с вопросом о происхождении доломитов, ибо оруденение почти полностью концентрировано в доломитах.

Вышеописанные доломиты являются метасоматическими образованиями, в доказательство чего приводятся следующие факты:

1. Доломиты являются массивными, средне-крупнокристаллическими породами и не имеют никаких следов слоистости, что присуще породам метасоматического происхождения.

2. Доломиты почти всегда пористые, кавернозные, и в них имеются даже крупные полости.

3. Форма залегания доломитов неправильная, характерно быстрое изменение мощности на незначительных расстояниях.

4. На некоторых участках констатируется видимое глазом окварцевание доломитов.

5. Наличие отдельных небольших гнезд известняков в доломи-

тах и, наоборот, доломитов в известняках в пределах II горизонта карбонатной толщи.

6. Наличие постепенных переходов от известняков к доломитам наряду с резкими контактами между ними.

7. Наличие в доломитах пустот, заполненных кристаллами кальцита, доломита и кварца.

Касаясь рудообразования, считаем необходимым отметить следующее:

1. Свинцово-цинковые руды Мовсесского месторождения, представленные, в основном, хорошо образованными кристаллами галенита и мелкими зернами сфалерита, образуют преимущественно вкрапленный тип оруденения.

2. Вкрапленные руды образуют как согласные рудные тела, так и несогласные.

Нередко наблюдаются взаимные переходы между согласными и несогласными рудными телами.

3. Конфигурация рудных тел почти во всех случаях нечеткая, извилистая.

4. Свинцово-цинковое оруденение сконцентрировано обычно в доломитах и реже в доломитизированных известняках, — в наиболее пористых породах, имеющих метасоматическое происхождение.

5. Очень часто вкрапленники галенита и сфалерита концентрируются в доломитах вдоль четкого контакта с известняками.

Причем в последних, именно в этих случаях, наблюдается оруденение, не удаляющееся от контакта более чем на 2—3 см.

6. Галенит, пирит, кварц и доломит очень часто характеризуются равномерным, свободным развитием граней кристаллов.

7. В некоторых очень крупных кристаллах галенита отмечены включения породы, возможно, доломита.

8. Широкое развитие вкрапленной и значительно меньше брекчиевидной и полосчатой текстур руд.

9. Широкое развитие зернистой и меньше субграфической, интеробразной и интерстициальной структур руд.

Все вышеприведенные факты говорят о метасоматическом происхождении руд Мовсесского свинцово-цинкового месторождения.

А. А. ДЖАФАРОВ

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ МОВСЕССКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ ОРУДЕНЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Большинство месторождений руд различных металлов и многих неметаллических полезных ископаемых приурочено к карбонатным породам, и поэтому не случайно, что более половины мировой продукции свинца и цинка приходится на месторождения, залегающие в известняках и доломитах. С ними же нередко связываются месторождения меди, серебра, золота, сурьмы, ртути, железа, марганца, магнетита, барита, виверита, флюорита и др.

Приуроченные к карбонатным породам, месторождения характеризуются интенсивным развитием метасоматических руд и метасоматическими изменениями рудовмещающих пород, которые в высокотемпературных условиях приводят к образованию скарнов, а в среднетемпературных и низкотемпературных — к развитию гидротермально-метасоматических пород.

Настоящая статья посвящена описанию Мовсесского свинцово-цинкового месторождения, являющегося типичным гидротермально-метасоматическим месторождением.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Мовсесское свинцово-цинковое месторождение находится к юго-востоку от сел. Мовсес Шамшадинского района Арм. ССР; оно расположено на северных отрогах Мургузского хребта, который представляет собой крупный горный массив, с абсолютной отметкой до 3000 м.

Начиная с 1928 по 1955 гг., геологоразведочные и поисково-съемочные работы здесь производились В. Н. Котляром, К. Н. Паффенгольцем, С. И. Аванесяном, Г. Т. Тер-Месропяном, А. Т. Асланя-

ном, А. С. Казаряном, Г. А. Синаняном, Н. С. Хачатряном и работниками ВИМС-а.

Самыми древними породами района, по данным К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, С. И. Аванесяна и Г. Т. Тер-Месропьяна, являются метаморфические сланцы кембрия-докембрия, обнажающиеся в верховье р. Ахум.

Метаморфические сланцы трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными породами нижней юры, распространенными в бассейне среднего и верхнего течения р. Хндзор-кут и Ахум.

Среднеюрские отложения представлены двумя толщами: нижняя—авгитовые порфириды мощностью 500—600 м, верхняя (верхний байос по А. Т. Асланяну)—кварцевые плагиопорфиры мощностью до 800—900 м.

Верхнеюрские отложения, представленные порфиридами и туфобрекчиями, прослаивающимися туфами, туфопесчаниками, известняками и доломитами, по данным К. Н. Паффенгольца и Г. Т. Тер-Месропьяна, располагаются резко трансгрессивно и с угловым несогласием на кварцевых порфирах нижней юры.

К верхнему мелу относится горизонт микроконгломератовидных, органогенно-обломочных известняков сеномана, протягивающихся в направлении с. с. Чинчин—Тауз—Мовсес; к северу от сеноманской полосы развита вулканогенная толща туона.

Вулканогенно-осадочные породы сенона прослеживаются по левобережью р. Тауш.

Интрузивные породы в центральной части Шамшадинского района приурочены к ядру (?) главной антиклинальной складки. Кислые и средние разности их, представленные гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и плагиогранитами, развиты в бассейнах р. р. Тауш и Меграб, а основные—габбро- и габбро-диориты, пользуются незначительным распространением. В бассейне р. Тауш кварцевые диориты, относимые К. Н. Паффенгольцем и В. Н. Котляром к верхнему эоцену, И. Г. Магакьяном — к меловому времени, А. Т. Асланяном — к байос-бату, прорывают порфириды и их туфы.

Тектоника

Шамшадинский район входит в Сомхетско-Гянджинскую полого-складчатую зону Малого Кавказа.

По данным А. Т. Асланяна [1], исследованная часть Шамшадинского района представляет собой единую моноклираль широтного простирания, падающую под углом 15—20° на север, в сторону Куринской депрессии. Им отмечается также наличие относительно крупной антиклинальной складки, протягивающейся в направлении

с. с. Норашен, В. Кармирахпюр, Мовсес, сложенной доломитами и доломитизированными известняками киммериджского возраста.

Главными дизъюнктивными нарушениями являются Агдан-Ревазлинский и Ахумский сбросы. Внедрение наиболее крупной Бердскоплагиогранитной интрузии по аналогии с соседней Атабек-славянской интрузией произошло в конце байоса—начале бата.

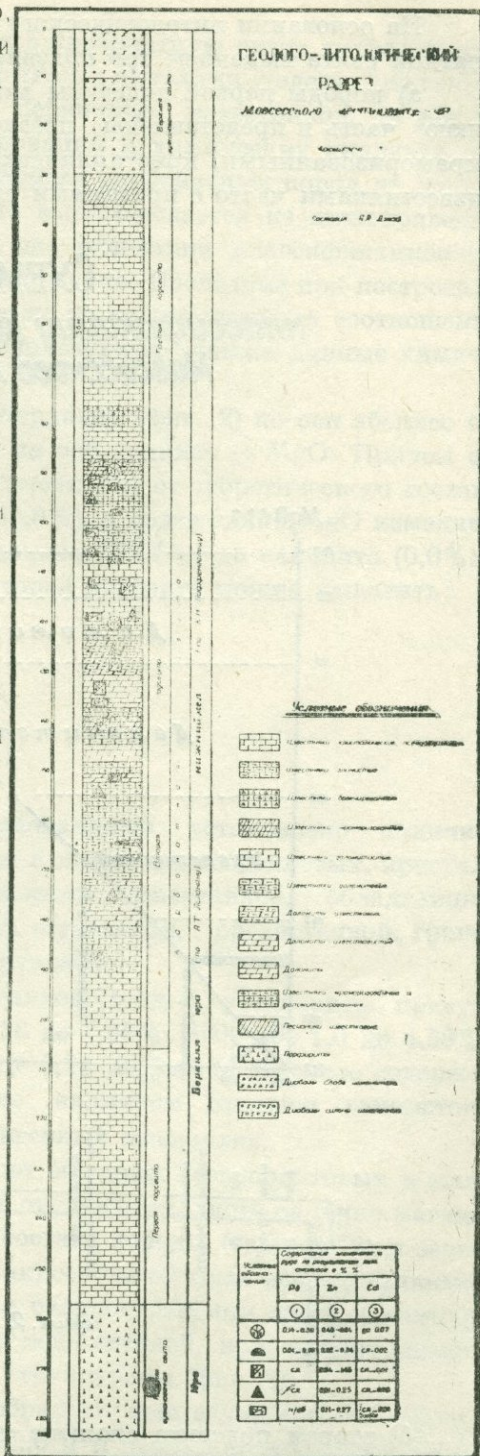
Геолого-литологический разрез месторождения представлен тремя свитами (фиг. 1): нижней вулканогенной, карбонатной или Бердской и верхней вулканогенной.

Нижняя вулканогенная свита

Породы нижней вулканогенно-свиты, представленные порфирами, их туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, на месторождении естественными выходами не обнажаются. Они обнаружены лишь буровыми скважинами, не вскрытыми, однако, полной мощностью этой свиты. Возраст нижевулканогенной свиты определен как верхнеюрский.

Карбонатная свита

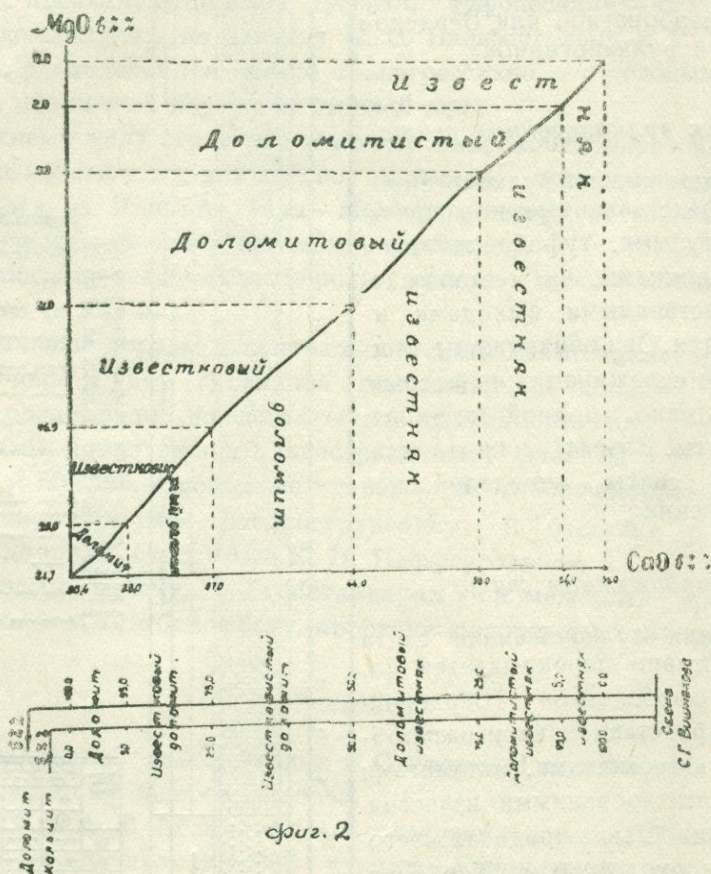
Нижняя вулканогенная свита трансгрессивно перекрывается породами карбонатной (Бердской) свиты, представленными разнообразными известняками, доломитами и доломитизированными известняками, мощностью в пределах месторождения около 200 м. Карбонатная свита К. Н. Паффенгольцем и другими исследователями района была отнесена к нижнему мелу, а А. Т. Асланяном — к киммериджу.



фур 1

а) породы первой подсветы мощностью 60—80 м составляют нижнюю часть и представлены псевдооолитовыми, брекчиированными, мраморизованными, кристаллически-зернистыми и микрозернистыми известняками часто с примесями глинистого материала;

Составлена А.А. Джедзеребидзе на основании химических анализов карбонатов пород Московского месторождения и по схеме С.Г. Вильямова



66

В результате проникновения в карбонатную свиту гидротермальных растворов, обогащенных магнием и окислами железа, произошла неравномерная доломитизация первичных известняков. По результатам микроскопических исследований и химических анализов выделены все переходные разновидности карбонатных пород от известняков к доломитам, что наглядно вырисовывается из нижеприведенной схемы, составленной нами на основании классификационных схем С. Г. Вишнякова и Г. И. Теодоровича. Последние при построении своих схем исходили исключительно из количественных соотношений кальцита и доломита, а нами используются также данные химических анализов.

В прямоугольной системе координат (фиг. 2) по оси абсцисс откладывается содержание CaO , а на оси ординат — MgO . При этом содержание CaO по оси абсцисс изменяется от теоретического состава доломита (30,4%) до кальцита (56,0%), а содержание MgO изменяется от теоретического состава доломита (21,7%) до кальцита (0,0%).

Исходя из этой схемы, во второй подсвите можно выделить:

1. Известняки;
2. Доломитистые известняки;
3. Доломитовые известняки;
4. Известковые доломиты;
5. Известковистые доломиты;
6. Доломиты.

1. Микроскопическими исследованиями установлено наличие, главным образом, псевдооолитовых, а также мелкозернистых, кристаллически-зернистых и мраморизованных известняков, обладающих псевдооолитовой, мелкозернистой, сгустковой, органогенной, гранобластовой и мраморовидной структурами.

В химическом составе известняков (табл. 1) установлено присутствие магния в количестве от 0,18 до 1,88%, SiO_2 —от 1,0 до 4,58%, Al_2O_3 —от 0,53 до 1,89%, Na_2O —от 0,14 до 1,40%. Высокое содержание SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O обусловлено наличием примеси глинистого материала, кварца и других терригенных минералов.

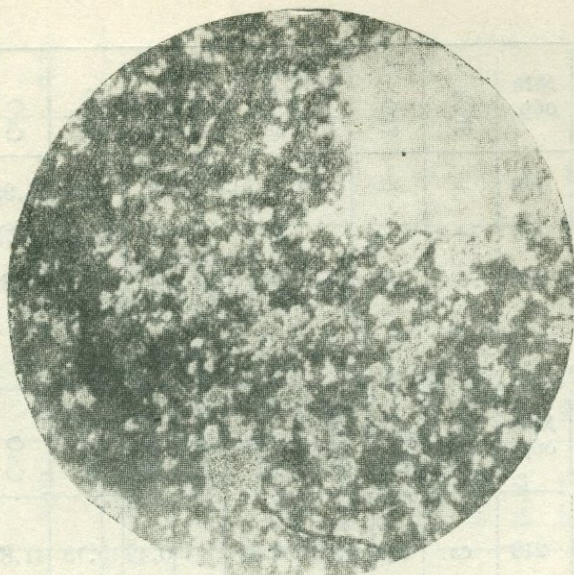
2. Доломитистые известняки от обычных псевдооолитовых и мелкозернистых известняков почти не отличаются, лишь наличие магния от 2,21 до 4,06% в химическом составе породы (таблица 2) и зерен доломита до 10%, выявленных микроскопическими исследованиями, дает нам возможность говорить о распространении здесь доломитистых известняков, обладающих псевдооолитовой, криптокристаллической, иногда и порфиробластовой структурами (фиг. 3).

3. Доломитовые известняки образуют невыдержанные маломощные прослои мощностью от 0,2 до 2,0 м и переслаиваются либо доломитистыми известняками, либо известковыми доломитами.

Структура доломитовых известняков, в основном, псевдооолито-

Таблица 1

Место взятия образца	№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП
Скв. 41 гл. 156—169 м.	213	1,26	мал	1,17	0,10	—	0,05	1,18	54,46	1,18	—	0,10
Скв. 7	26	—	—	—	—	—	—	0,25	54,97	—	—	—
Скв. 7	41	—	—	—	—	—	—	0,08	54,48	—	—	—
Рас. 22	187	—	—	—	—	—	—	0,12	54,80	—	—	—
"	153	—	—	—	—	—	—	0,10	54,47	—	—	—
"	202	—	—	—	—	—	—	0,10	54,69	—	—	—
"	81	—	—	—	—	—	—	0,08	54,13	—	—	—
Скв. 25 гл. 19,3—22,5 м.	133	2,40	0,06	0,78	0,55	0,04	0,11	1,88	53,56	0,14	—	0,7
Скв. 25 гл. 29,0—46,5 м.	136	1,0	0,04	0,53	0,36	0,09	0,02	1,44	53,80	0,14	—	—
Скв. 41 гл. 216,0—220,0 м.	220	4,58	сл	1,89	0,48	—	0,11	1,14	53,60	1,40	—	0,10



Фиг. 3

Таблица 2

Место взятия образца	№ № обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	F ₂ O	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП
Скв. 25 г.л. 10,25—18,6 м.	131	1,28	сл	0,17	1,20	0,58	0,35	2,36	52,27	0,22	—	0,08
Скв. 25 г.л. 49,55—64,5 м.	138	0,78	0,04	0,32	0,54	0,49	0,22	4,06	51,13	0,12	—	—
Скв. 25 66,80—68,80 м.	140	1,60	0,06	0,35	0,47	0,44	0,16	2,21	52,42	0,14	—	0,14
Шт. №2—93 м. л. с.	127	2,62	0,04	0,52	0,80	0,51	0,21	1,95	51,73	0,14	—	0,14

вая и реже порфиروبластовая с криптокристаллической структурой связующей массы, частично загрязненной глинистым веществом. Кристаллы доломита, развивающиеся на исходном минерале — кальците, составляют около 27,0—36,0%, а содержание магния колеблется от 5,54 до 7,23% (таблица 3).

4. Известковые доломиты в самом месторождении резко отличаются от предыдущих и нередко (в поле) принимаются за доломиты. Они мелко- и среднезернистые, кристаллические, желтовато-серого цвета и характеризуются порфиروبластовой и мозаичной структурами.

Зерна доломита заметно преобладают над кальцитом, содержание последнего не превышает 40%. Результаты химических анализов (таблица 4) показывает увеличение содержания магния от 13,80 до 15,84% и уменьшение CaO до 36,72.

Таблица 3

Место взятия образца	№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП
Расчистка 22	189	—	—	—	—	—	—	7,23	45,99	—	—	—
" "	155	—	—	—	—	—	—	6,07	46,75	—	—	—
" "	201	—	—	—	—	—	—	5,54	48,28	—	—	—

Таблица 4

Место взятия образца	№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП
Скв. 41 гл 196,6—205,0 м.	218	сл	сл	0,66	0,68	—	0,42	15,19	41,82	0,27	—	—
Скв. 7 на 120 м.	43	—	—	—	—	—	—	13,80	38,96	—	—	—
Шт. 2, шт. 1 — 130 м. л. с.	128	1,70	сл	1,80	1,81	1,47	0,30	15,84	36,72	0,12	—	—

5. Известковистые доломиты имеют весьма подчиненное значение и почти не отличаются от обычных доломитов (табл. 5).

Содержание MgO колеблется от 16,52 до 19,79%, а CaO—от 33,90 до 36,79%. Наличие SiO₂ объясняется присутствием кварца гидротермального происхождения.

Известковистые доломиты в подавляющем большинстве случаев имеют мозаичную структуру и характеризуются резким преобладанием зерен доломита (до 90%) над кальцитом.

6. Доломиты—это полнокристаллические, почти бескальцитовые породы, средне- и крупнозернистого, реже грубозернистого строения, которые вследствие внедрения в карбонатную толщу дайки диабаз-порфириров подверглись заметному изменению (местами брекчированию).

Под микроскопом структура доломитов мозаичная, гранобластовая, порфиробластовая, брекчиевидная, средне- и крупнозернистая.

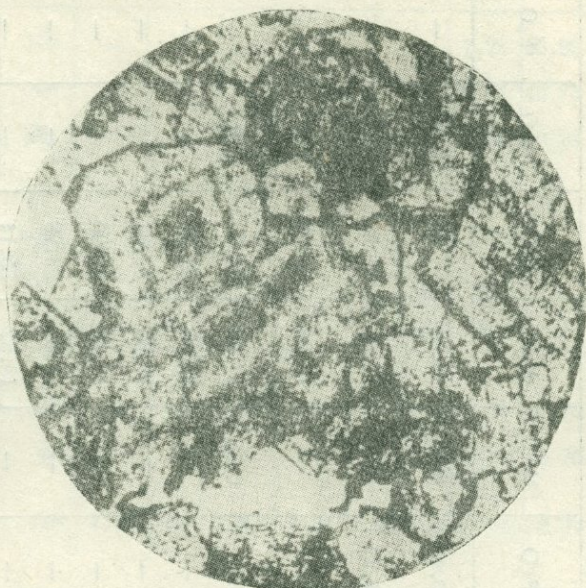
Главным породообразующим минералом является доломит, представленный в виде крупных ромбовидных кристаллов (фиг. 4) размером от 0,1 до 1,8 мм. Кальцит занимает весьма подчиненное место содержанием до 5%. В промежутках между кристаллами доломита и кальцита встречаются кварц и небольшие скопления мелкоагрегатного халцедона с радиально-лучистым строением в скрещенных направлениях.

Карбонатные породы второй подсвиты (в пределах скв. 18)

Таблица 5

Место взятия образца	№№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП
Штольня № 8	102	0,76	сл	0,06	0,87	0,48	0,27	19,84	3',96	0,16	—	—
Скв. 25 г.л. 46,50—46,65 м.	187	4,68	0,10	0,24	1,82	1,22	0,16	17,62	30,52	0,16	—	—
Скв. 41 г.л. 220,0—222,4 м.	210	сл	0,69	7,01	0,6	—	—	19,86	39,08	1,4	—	—
Скв. 41 г.л. 169,1—170,6 м	221	4,52	сл	0,39	0,68	—	0,53	17,46	36,79	1,5	—	—
Расчистка 22	150	—	—	—	—	—	—	19,05	31,96	—	—	—
"	189	—	—	—	—	—	—	19,50	30,84	—	—	—
Скв. 7 на 44,0 м.	25	—	—	—	—	—	—	17,93	33,90	—	—	—
" " 59,0 м.	30	—	—	—	—	—	—	18,84	33,28	—	—	—
" " 62,0 м.	32	—	—	—	—	—	—	16,52	35,14	—	—	—

прорваны диабаз-порфиритовой дайкой мощностью 52,0 м. Верхняя часть ее брекчиирована, карбонатизирована, местами доломитизирована и приобретает желтовато-серый цвет.



Фиг. 4

Нижняя часть дайки сложена плотными опализированными диабаз-порфиристыми породами серого, темно-серого и реже зеленоватого цвета, с бластопорфиристой структурой.

в) Третья подсвита представлена глинистыми, псевдооолитовыми, органогенными, кристаллически-зернистыми и брекчиированными известняками, а также известковыми песчаниками.

Верхняя вулканогенная свита

Породы верхней вулканогенной свиты, представленные, в основном, диабазами, порфиритами и реже их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, а также туфогенными песчано-глинистыми породами с незначительным угловым несогласием, залегают на размытой поверхности различных горизонтов карбонатной свиты; возраст их, по данным К. Н. Паффенгольца, определяется как нижнемеловой (альб.).

Диабазы в пределах месторождения образуют 30-метровый поток и вскрыты скважинами №№ 5 и 16. Верхняя часть его в результате интенсивного раздробления брекчиирована, окремнена, хлоритизирована и пропитана гидроокислами железа. Средняя часть слабо изменена и обладает характерной диабазовой и долеритовой структурами,

местами с миндалекаменной текстурой. Нижняя часть потока также интенсивно изменена. Подстилающими породами для диабазового потока являются песчаники, алевролиты и глины.

Песчаники крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые, которые с глубиной постепенно переходят к алевролитам и известковым глинам.

В 1,0 км к юго-западу от Мовсесского месторождения встречаются дайки диабаз-порфиритового состава, которые прорывают все вышеописанные образования юрского и мелового возрастов и контролируются меридиональными тектоническими нарушениями. С внедрением диабаз-порфиритовой дайки связано образование в карбонатной свите перекристаллизованных и мраморизованных участков.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Рудоносная подсвита со свинцово-цинковым оруденением шириной 200—300 м на месторождении протягивается примерно на 1,2 км. Рудные тела имеют согласное и несогласное залегание с вмещающими их породами и приурочены почти исключительно к доломитизированным, а также перекристаллизованным известнякам. Первые распространены по простиранию вмещающих пород и имеют пластообразные формы, обусловленные суммой тонких прожилок, линз (мощностью от 2 до 40 см) и гнезд. Протяженность пластообразных тел местами достигает до 40 м при средней мощности 20 см. Последние (несогласные) рудные тела залегают вкрест простиранию пород и представлены гнездообразными формами размером 1 х 2 м.

В некоторых случаях наблюдается переход от согласных рудных тел к несогласным. Встречается также свинцово-цинковое оруденение, связанное с гнездообразными телами барита.

Минералогическая характеристика руд и горных пород

Лабораторным исследованием горных пород Мовсесского месторождения установлено наличие следующих минералов:

1. Сульфиды

1. Галенит
2. Сфалерит
3. Халькопирит
4. Гриноцит
5. Пирротин
6. Ковеллин
7. Пирит
8. Марказит
9. Блеклые руды

2. Окислы и гидроокислы

1. Корунд
2. Гематит
3. Кварц
4. Магнетит
5. Вульфенит
6. Шеелит
7. Псиломелан
8. Пирролюзит
9. Лимонит

3. Карбонаты

1. Кальцит
2. Смитсонит
3. Доломит
4. Церуссит
5. Анкерит

4. Сульфаты

1. Барит
2. Целестин
3. Англезит

5. Фосфаты

1. Апатит

6. Силикаты

1. Циркон
2. Гроссуляр
3. Альмандин
4. Эпидот
5. Титанит (сфен)
6. Авгит
7. Диопсид
8. Гиперстен
9. Обыкновенная роговая обманка
10. Базальт. рогов. обманка
11. Тремолит
12. Хлорит
13. Глауконит
14. Биотит
15. Полевые шпаты

Перечисленные минералы можно подразделить на две генетические группы: минералы аутигенного и терригенного происхождения.

1. Аутигенные минералы в карбонатной свите пользуются широким распространением и в свою очередь могут быть подразделены на две группы:

а) сингенетические минералы, образовавшиеся в процессе формирования породы; к ним относятся первичный кальцит и глауконит.

б) эпигенетические минералы, возникшие в результате постдиagenетических процессов, к которым принадлежат вторичный кальцит и кварц, а также доломит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, барит, целестин, корунд, церуссит, гринокит, вульфенит, эпидот, ковеллин, лимонит, псиломелан, пиролюзит, англезит, смитсонит, пирротин, марказит, гематит, шеелит, блеклые руды и хлорит.

2. Терригенные минералы представлены пироксенами, амфиболами, гранатами, а также цирконом, апатитом, титанитом, биотитом, магнетитом и полевыми шпатами.

Результаты исследования минералов

Галенит представлен кубическими, таблитчатыми кристаллами, а также неправильными зернами с пластинчато-ступенчатым изломом и свинцово-серым цветом в отраженном свете. Кристаллы галенита образовались в результате вставания (скопления) мельчайших кубиков его друг в друге, чем и обусловлено наличие крупных, до 5 см, вкрапленников галенита.

Неровная поверхность некоторых зерен галенита покрыта белой пленкой, имеющей желтоватый оттенок и являющейся продуктом изменения галенита, приводящей к образованию англезита, а затем

церуссита. Часто эти пленки развиваются по трещинам спайности галенита. На поверхности кристаллов наблюдаются также участки, загрязненные окислами железа, а также микроскопические поры, выполненные зернышками кальцита и доломита.

Микроскопическим и спектральным исследованиями установлено наличие слабо или неизмененного и измененного галенита.

1. Слабо или неизмененный галенит характеризуется отсутствием желтовато-белой пленки и наличием хорошо выраженной кристаллографической формы.

Содержание железа, марганца и кадмия колеблется от 0,001 до 0,01%, цинка — от 0,01 до 0,1. Из других примесей обнаружены молибден, медь, серебро, сурьма и ванадий содержанием от 0,001 до 1,1% (табл. 6).

Таблица 6

Место взятия образца	№ образца	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	V	Mo	Cu	Pb	Ag	Sb	Zn	Cd	Sr	Ba
Шталам №2	1186	■	■	◆	◆	■					■	▲	■	■	■	■		
Шталам №8	1304	■	■	◆	◆	■	■	■			■	▲	■	■	■	■	■	■
— " —	1306	■	■	◆	◆	■	■	■			■	▲	◆	■	■	■	■	■
— " —	1308	■	◆	◆	◆	■	■	■	■	■	■	▲	◆	◆	■	■	■	◆
— " —	1315	◆	■	◆	◆	■	■	■	■	■	■	▲	■	■	■	■	■	■
— " —	1318	◆	■	◆	◆	■	■	■		■	■	▲	■	■	■	■	■	■
Шталам №8	1338	■	■	■	◆	■	■	■	■	■	■	▲	■	■				
— " —	1343	■	■	■	◆	■	■	■	■	■	■	▲	■	■			■	■
— " —	1366	■	■	■	◆	■	■	■			■	▲	■	■			■	■
Раскисстка №6	1415	■	■	◆	■	■	■	■		■	■	▲	■	■	■	■		
— " —	1423	■	■	■	■	■	■	■		■	■	▲	■	■	■	■		
Раскисстка №7	1441	■	■	■	◆	■	■	■			■	▲	■	■	■	■		
— " —	1442	■	■	◆	◆	■	■	■			■	▲	■	■	■	■	■	■
— " —	1449	■	■	◆	◆	■	■	■		■	■	▲	■	■	■	■	■	■
— " —	1450	■	■	◆	◆	■	■	■		■	■	▲	■	■	■	■	■	■
— " —	1451	■	■	◆	◆	■	■	■		■	■	▲	■	■	■	■	■	■
— " —	1449a	■	■	◆	◆	■	■	■	■	■	■	▲	◆	◆	■	■	■	■
— " —	1457	■	■	◆	■	■	■	■		■	■	▲	■	■	■	■	■	■
— " —	1461	■	■	◆	◆	■	■	■			■	▲	■	■	■	■	■	■



1 Содержание до 0,001%

2 Содержание от 0,001 до 0,01%

3 Содержание от 0,01 до 0,1%

4 Содержание от 0,1 до 1,0%

5 Содержание от 1,0 до и
больше 10,0%.

2. Измененный галенит, представленный идиоморфными и неправильными зернами, имеет широкое распространение и вследствие процессов окисления в периферийных частях постепенно замещается англезитом и церусситом. При этом процесс окисления способствовал увеличению в них железа до 1,0 % и местами марганца до 0,1 %.

В отличие от неизмененного, в измененных галенитах обнаружены также фосфор, никель, кобальт и титан, а также установлено увеличение содержания молибдена до 1,0 %, меди — до 0,1 %, цинка и кадмия — до 1,0 % (таблица 7).

Таблица 7

Мест. взятия образ.	№ образ.	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Ti	V	Mo	Cu	Pb	Ag	Sb	Zn	Cd	Sr	P
Штатолит. №2	1181																		
— " —	1186																		
— " —	1186а																		
— " —	1182																		
Штатолит. №6	1315																		
— " —	1323																		
— " —	1332																		
— " —	1333																		
Штатолит. №8	1338																		
— " —	1343																		
— " —	1351																		
— " —	1350																		
— " —	1353																		
— " —	1356																		
Расщепитка №3	1412																		
— " —	1415																		
— " —	1423																		
— " —	1425																		
Расщепитка №7	1432																		
— " —	1435																		
— " —	1436																		
— " —	1441																		
— " —	1442																		
— " —	1450																		
— " —	1449/1																		
— " —	1457																		
— " —	1461																		
Расщепитка №8	1498																		
— " —	1500																		
Расщепитка №9	1532																		
— " —	1555																		
— " —	1558																		
— " —	1559																		
— " —	1563																		

В виде механической примеси в галените присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит и нерудные минералы, имеющие обычный способ происхождения и не заслуживающие внимания.

В связи с вопросом о примесях чрезвычайно важным является вопрос о серебристости галенита Мовсесского месторождения. Исследование и достаточно детальное изучение аншлифов гипогенных руд месторождения показали полное отсутствие в них каких-либо серебродержащих минералов. Отсюда можно полагать, что источником серебра в галените является серебро, заключенное в виде твердого раствора, содержанием от 0,1 до 0,11 %.

Церуссит в последующем развитии зоны окисления, несмотря на свою большую устойчивость, подвергся процессу лимонитизации. Необходимо отметить, что чрезвычайно типичным является развитие церуссита в виде темных смесей с лимонитом, внешне ничем не отличающихся от обычных лимонитов зоны окисления. Церуссит развивается по контурам и линиям спайности галенита (фиг. 5), а также встречается в виде отдельных зерен, содержанием от 0,5 до 2,0 %.

Вульфенит образовался в результате переработки обычных супергенных минералов свинца с молибденсодержащими растворами.

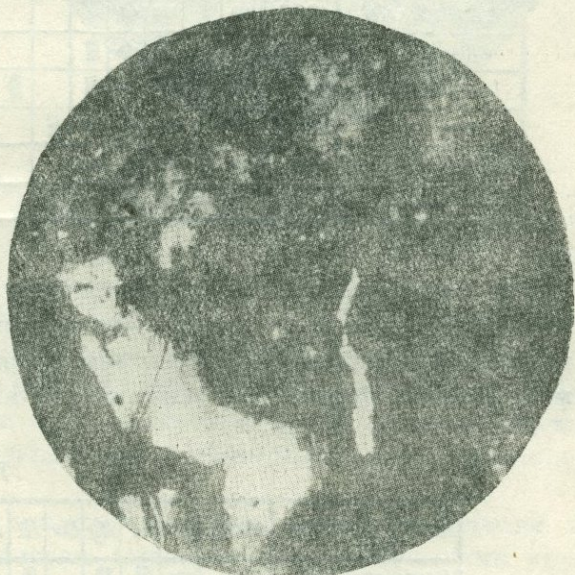
Сфалерит является вторым характерным рудным минералом, представленным неправильными зернами, часто с изрезанными контурами размером от микроскопических величин до 0,1 мм.

По цвету можно отличить темные и светлые разновидности сфалерита:

1. Темный сфалерит.

обладает желтовато-бурым цветом с сероватым оттенком, включает в себя темные (до черного) и светлые минералы, принадлежащие загрязненному окислами железа кальциту.

Спектральным анализом (таблица 8) в них обнаружены изоморфные примеси железа (до 0,01 %), марганца (до 0,01 %), титана (до 0,01 %), меди (до 0,1 %), кадмия (до 5,0 %), причем повышенное содержание кадмия обуславливает образование гринокита.



Фиг. 5

Таблица 8

Место взятия обр.	N/обр.	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Cu	Pb	Ag	Sb	Zn	Cd	Ge	Вс.
Штальб. №2	1179	—	■	■	—	—	—	—	—	—	—	—	▲	▲	—	■
— " —	1181	—	—	■	—	■	—	—	■	◆	—	◆	▲	▲	■	■
— " —	1182	—	■	—	—	■	■	—	—	◆	—	◆	▲	▲	—	■
— " —	1186	—	—	—	◆	▲	—	—	—	◆	—	—	▲	▲	■	—
Штальб. №5	1309	◆	◆	◆	◆	—	■	■	—	◆	■	■	▲	▲	—	—
— " —	1310a	■	—	◆	▲	—	■	—	—	◆	—	◆	▲	▲	—	—
— " —	1310b	■	—	■	—	■	—	—	■	—	—	—	▲	▲	■	■
— " —	1318	—	—	—	◆	—	—	—	—	◆	—	◆	▲	▲	■	■
— " —	1323	◆	—	—	◆	—	■	—	—	◆	—	◆	▲	▲	■	■
— " —	1332	◆	■	—	◆	—	■	—	—	◆	—	◆	▲	▲	■	■
— " —	1333	◆	■	◆	◆	—	■	—	—	◆	—	◆	▲	▲	■	—
— " —	1337b	◆	■	—	◆	—	■	—	—	◆	—	—	▲	▲	—	—
Штальб. №8	1353	—	—	—	◆	—	—	—	■	—	■	—	▲	▲	—	—
— " —	1363a	■	—	—	◆	■	—	—	◆	—	■	—	▲	▲	■	—
— " —	1366	—	■	■	—	■	—	■	—	▲	■	—	▲	▲	■	■
— " —	1387b	—	—	—	◆	—	■	—	◆	▲	—	◆	▲	▲	—	—
Расчетка №37	1436	—	■	—	◆	—	—	—	—	◆	■	—	▲	▲	—	—
— " —	1449/1	—	—	◆	▲	—	■	—	—	▲	■	—	▲	▲	—	—

2. Светлоокрашенные разновидности сфалерита характеризуются желтовато-красным цветом в оранжевых оттенках и значительным изменением содержаний изоморфных примесей железа, меди и кадмия, а также отсутствием марганца, титана, германия и галлия.

Таблица 9

Место взятия обр.	N/обр.	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Ti	Cu	Pb	Ag	Sb	Zn	Cd
Штальб. №2	1174	—	■	■	—	■	—	■	—	■	■	▲	◆
— " —	1174a	—	—	■	—	■	—	■	—	■	—	▲	◆
Штальб. №5	1315	■	—	■	—	■	■	◆	—	—	—	▲	◆
— " —	1331	■	—	■	◆	■	—	■	—	—	■	▲	◆
Штальб. №8	1363	■	■	■	—	—	—	■	—	—	—	▲	◆

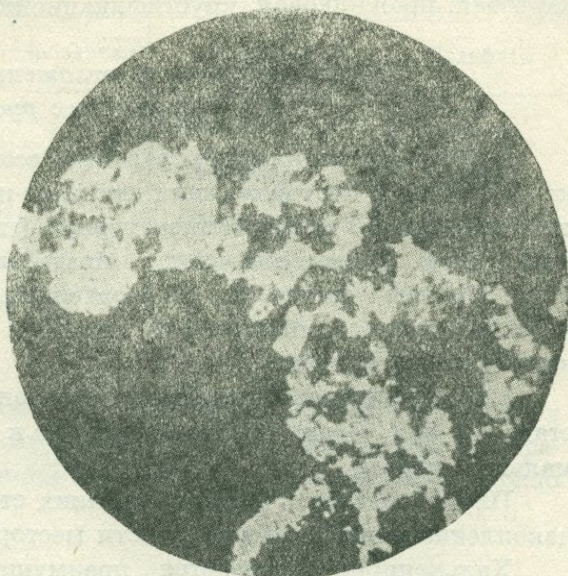
Наличие цинка, серебра, сурьмы в светлоокрашенных сфалеритах обусловлено содержанием мелких включений галенита и халькопирита.

Исследования сфалерита в полированных шлифах показали, что в подавляющем большинстве случаев он обладает эмульсионной структурой. Местами сфалерит окаймляется галенитом (фиг. 6) и нередко, как легко окисляемый минерал, замещается смитсонитом.

Кальцит, как главный породообразующий минерал, представлен в двух генерациях: первичной и вторичной.

Кальцит первой генерации составляет псевдоолиты, скелеты органических остатков и основную массу известняков.

Вторичный кальцит (эпигенетический), образовавшийся в результате перекристаллизации первичного, представлен в виде изометричных, ромбовидных, а также неправильных прозрачных или полупрозрачных зерен



Фиг. 6

размером от микроскопических единиц до 5,0 мм, а иногда и более. Зерна его почти лишены примесей глинистых частиц и местами загрязнены окислами железа. Обнаружены включения редких микроскопических зерен кварца.

Доломит наряду с кальцитом является главным породообразующим минералом и нередко образует мономинеральную породу, а также присутствует в том или ином количестве в составе известняков, образуя тем самым переходные типы карбонатных пород от известняков к доломитам.

Как эпигенетический минерал, доломит представлен средне- и крупнозернистыми, часто хорошо выраженными ромбическими кристаллами, а также угловато-округленными и неправильными зернами, размером от микроскопических единиц до 1,8 мм, загрязненными глинистыми частицами и пропитанными в различной степени окислами железа, чем и обусловлена их желтоватая, буроватая и зеленоватая окраска.

Барит имеет ограниченное распространение и образует невыдержанные маломощные прослои, а также неправильные линзы, размером 10х3 см, с характерным радиально-лучистым строением.

В контакте между прослоями барита с доломитами, а также в самих прослоях обнаруживаются зерна галенита.

Структура и текстура первичных руд

Наиболее характерной структурой для руд является гипидиоморфнозернистая, порфириовидная и колломорфная, а текстурой — преимущественно массивная и вкрапленная, реже брекчиевидная, кокардовая, прожилковая, крустификационная и полосчатая.

Последовательность отложения минералов и первичных руд

При рассмотрении схемы развития всего процесса рудоотложения на Мовсесском месторождении свинцово-цинковых руд можно выделить три стадии: высокотемпературную (гипотермальную), среднетемпературную (мезотермальную), низкотемпературную (эпитермальную). Причем минералы, образовавшиеся в высокотемпературных условиях, имеют подчиненное значение по сравнению с средне- и низкотемпературными.

Мовсесское месторождение на основании минералогического состава его руд очень близко подходит к мезотермальным и эпитермальным типам.

Пирит, отлагаясь в самых ранних стадиях, дает весьма редкие накопления лишь в северной части месторождения.

Халькопирит развивается преимущественно в виде эмульсионной вкрапленности в зернах сфалерита, представляя, несомненно, продукт распада твердого раствора. В тех сравнительно редких случаях, когда халькопирит встречается вне связи со сфалеритом, структурные соотношения их говорят об отложении его между сфалеритом и пиритом.

Сфалерит занимает в схеме последовательности отложения минералов обычное место, скорее отвечающее середине мезотермальной стадии.

Галенит выделяется после сфалерита и ничем не отличается от обычных мезотермальных и эпитермальных образований.

Наблюдаются две генерации кварца: первая, самая ранняя, образовавшаяся до сфалерита. Кварц второй генерации, образовавшийся после и почти после осаждения сфалерита и галенита, принадлежащий по существу к эпитермальной стадии, имеет сравнительно широкое распространение.

Кальцит и доломит, как породообразующие минералы, среди рудоотложений Мовсесского месторождения присутствуют в течение всего рудного процесса, и потому должны быть показаны на всем протяжении возрастной схемы.

Основные особенности участков (зоны) окисления

Общие геологические и геоморфологические факторы, климат, характер и условия залегания вмещающих горных пород, а также

рудных тел обусловили развитие участков окисления Мовсесского месторождения свинцово-цинковых руд и, следовательно, образование экзогенных минералов, приведенных в табл. 10.

Таблица 10

№№	Сульфиды	Окислы и гидроокислы	Карбонаты	Сульфаты
1	Гринокит	Гематит	Кальцит	Целестин
2	Ковеллин	Кварц	Смитсонит	Англезит
3		Вульфенит	Доломит	
4		Псиломелан	Церуссит	
5		Пиролюзит		
6		Лимонит		

Большинство их принадлежит к числу малораспространенных минералов, чаще даже редких. Таким образом, типичными минералами участков (зоны) окисления Мовсесского месторождения можно считать (табл. 11):

Таблица 11

Степень колич. разв. в рудах	Рудные минералы	Нерудные минералы
Главные	Лимонит Церуссит Смитсонит	Кальцит Доломит
Второстепенные	Ковеллин Пиролюзит	Кварц Глинистые минералы
Примеси	Вульфенит Гринокит Англезит	

*Изменение первичных известняков в рудной зоне
и условия образования свинцово-цинкового
оруденения*

Существенное значение для локализации свинцово-цинковых руд месторождения имели процессы доломитизации и перекристаллизации первичных известняков, а также силицификация и пиритизация их.

В результате интенсивных тектонических процессов в карбонат-

ной свите образовались многочисленные крупные и мелкие (до микроскопических величин) трещины, по которым проникли первые порции гидротермальных растворов, обогащенных окислами марганца, железа и др., тем самым положили начало доломитизации и, следовательно, уменьшению первоначального объема исходных известняков, а также выщелачивали отдельные участки, образуя пустоты, гнезда и поры. Последние располагались по плоскостям напластования и явились весьма благоприятными местами для отложения в них свинцово-цинковых минералов из гидротермальных растворов.

Затем следует второй этап поступления гидротермальных растворов, обогащенных компонентами свинца, цинка и других элементов, являющихся источниками образования галенита и сфалерита, и различных рудных минералов в первичных трещинах, пустотах, гнездах и порах. Следует отметить, что галенит в пустотах и гнездах, представленный крупными кристаллами, образует кучные скопления, а в трещинах — цепочки (фиг. 7 и 8).



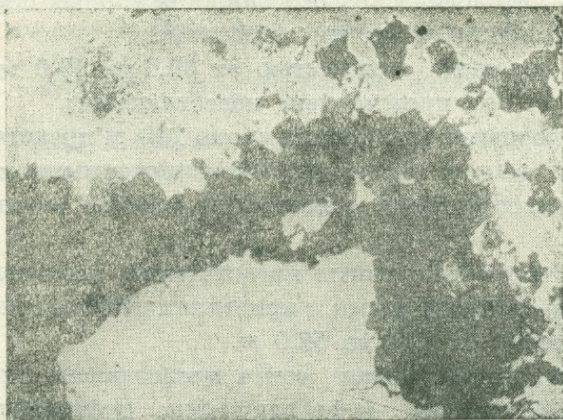
Фиг. 7

После образования свинцово-цинковых руд начинается третий этап деятельности гидротермальных растворов, с которым связано образование вторичного кварца и перекристаллизация отдельных участков, прожилков и гнезд в рудной подсвите, вследствие чего последние почти полностью сливались с основной массой породы.

Породы рудной подсвиты в результате последующих геологических процессов были пронизаны второстепенными и третьестепенными трещинами, являющимися благоприятными каналами для проникновения растворов окислов железа, с которыми связано образование ряда супергенных минералов.

В процессе силицификации в трещинах, пустотах, гнездах и в пространствах между зернами вторичного кальцита, а также в микропорах зерен кальцита и псевдоолитах образовался вторичный кварц.

подавляющая часть руд Мовсесского м-ния представляет собой вкрапленный тип; установлено также наличие оруденения прожилкового типа.



Фиг. 8

Структурные и текстурные особенности галенитовых, галенит-сфалеритовых и галенит-сфалерит-баритовых руд указывают на их образование путем выполнения открытых трещин, пустот, гнезд и др.

Наряду с первичными в рудной массе встречаются также вторичные структуры и текстуры, как колломорфная, брекчиевидная, кокардовая, крустификационная и т. д., которые имеют пострудное происхождение и являются результатами дальнейших изменений руд.

Приведенный выше фактический материал и его анализ позволяют с большей уверенностью говорить в пользу гидротермально-метасоматического образования Мовсесского свинцово-цинкового месторождения, тем самым подтверждаются взгляды К. Н. Паффенгольца, Б. С. Вартапетяна, И. Г. Магакьяна, сотрудников ВИМС-а, Н. С. Хачатряна и А. С. Казаряна. Мнение об осадочно-метаморфическом происхождении Мовсесского месторождения, впервые отмеченное П. С. Саакяном и впоследствии Г. А. Синаняном (в 1953 г.), нами полностью отрицается.

З а к л ю ч е н и е

В результате петрографического исследования горных пород установлено наличие вулканогенных и осадочных горных пород, которые подразделены на три отдельные свиты: нижнюю, карбонатную (бердскую) и верхнюю:

1. Нижняя вулканогенная свита, имеющая верхнеюрский возраст, представлена разнообразными порфиритами, реже брекчированными породами порфиритового состава.

2. Нижняя вулканогенная свита трансгрессивно перекрывается породами карбонатной свиты нижнего мела, а по А. Т. Асланяну, киммериджского возраста.

Исходя из литологических особенностей горных пород, карбонатная свита подразделяется на три подсвиты:

а) первая подсвита мощностью от 60,0 до 80,0 м, слагающая нижнюю часть свиты, представлена известняками;

б) вторая подсвита мощностью около 100 м представлена известняками, доломитами, а также доломитизированными и перекристаллизованными известняками, с которыми связано свинцово-цинковое оруденение;

в) породы третьей подсвиты представлены псевдооолитовыми, реже глинистыми, органогенными и кристаллически-зернистыми известняками мощностью от 35,0 до 52,0 м.

3. Верхняя вулканогенная свита представлена диабазами, порфиритами, реже туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, а также туфогенными песчано-глинистыми породами, залегающими с незначительным угловым несогласием на размытой поверхности карбонатной свиты.

4. В результате микроскопического исследования обнаружены 42 рудных и нерудных минерала, имеющие аутигенное и терригенное происхождение:

а) главными рудными минералами являются галенит и сфалерит, а породообразующими — кальцит и доломит. Халькопирит, пирит, пирротин, марказит и шеелит имеют резко подчиненное значение.

б) типичными минералами участков («зон») окисления являются лимонит, церуссит, смитсонит, реже ковеллин и пиролюзит, еще реже вульфенит, гринокит и англезит.

в) По морфологии и условиям залегания рудных тел выделяется вкрапленный, прожилковый и гнездообразный тип оруденения.

г) М-ние по образованию подходит к мезотермальным и эпитермальным типам.

5. Взгляды об осадочном происхождении Мовсесского свинцово-цинкового м-ния нами полностью отрицаются. Достаточно правильным будет рассматривать его как месторождение гидротермально-метасоматического типа.

6. При выборе методики и направления геологоразведочных работ на Мовсесском месторождении исходили из осадочно-метаморфического его происхождения. Было бы целесообразным возобновить геологоразведочные работы во второй подсвите м-ния с учетом характерных особенностей прожилково-вкрапленного и гнездообразного типа оруденения гидротермально-метасоматического месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т.— Региональная геология Армении. 1958 г., г. Ереван.
2. Князев И. И. Гидротермально-измененные карбонатные породы. Труды ВСЕГЕИ, Измененные околорудные породы и их поисковые значения (сборник статей), ГНТИ литературы по геол. и охране недр. Москва, 1954 г.
3. Պաֆեգրյա՛ն Կ. Ն.—Հալածանքի և Փոքր Կովկասի հիւց շրջաններէ երկրաբանական հանուցութեւր 1948 թ.:
4. Смирнов С. С.—Избранные труды. Издательство Академии Наук СССР. Москва, 1955 г.
5. Смирнов С. С.—Зона окисления сульфидных месторождений. Издательство АН СССР, г. Москва—Ленинград, 1955 г.

А. Е. ИСАХАНЯН, Л. Г. ТЕР-АБРАМЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДЖИНДАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

1. Краткая геологическая характеристика месторождения

Джиндаринское медно-молибденовое месторождение расположено в Мегринском районе Армянской ССР. По своему промышленному значению месторождение является одним из интереснейших месторождений южной Армении. Месторождение известно давно (найден шлак древних плавов), но детальное изучение начато только в 1948 году. Вопросами геологического строения и условий образования месторождения занимались геологи А. М. Авакян и Р. Б. Ядоян, А. С. Арутюнян, К. А. Карамян и А. Г. Казарян, С. М. Лусян, С. С. Мкртчян, Г. Г. Саакян, Л. Г. Тер-Абрамян и другие, которые проводили геологическое изучение Ордубадо-Мегринского интрузивного массива и детальные работы на самом месторождении.

В геологическом строении месторождения принимают участие кварцевые диориты и габбро-диориты, гранодиориты, вторичные кварциты, «контактовые породы», порфировидные гранодиориты, гранодиорит-порфиры и их гидротермально измененные разновидности, прорезанные комплексом жильных пород — дайками диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров и аплитов. Указанные интрузивные породы входят в состав Мегринского интрузивного плутона и, по С. С. Мкртчяну, относятся к первой (гранодиориты, кварцевые диориты и габбро-диориты) и третьей (порфировидные гранодиориты, гранодиорит-порфиры) фазам внедрения интрузии верхнеэоценового времени.

Гранодиориты, кварцевые диориты и габбро-диориты входят в состав интрузии монцонитов и сиенито-диоритов центральной части Мегринского плутона. Указанные породы связаны между собой и монцонитами постепенными переходами. Галька этих монцонитов и сиенито-диоритов встречается в большом количестве в базальных кон-

гломератах верхнеюрских известняков Кафанского района (у сел. Бех), на основании чего А. Т. Асланяном [1] монцонитовая и сиенито-диоритовая интрузии Мегринского плутона отнесены к верхнепалеозойскому — нижнемезозойскому интрузивному циклу.

Порфиоровидные гранодиориты в парагенной связи с малым штоком гранодиорит-порфиров месторождения отнесены к палеогеновому интрузивному циклу [1].

Кварцевые диориты и габбро-диориты представляют среднезернистые породы темно-серого и темно-зеленого цвета и слагают восточную и северо-восточную части месторождения. Они слабо дифференцированы и на коротком расстоянии быстро меняют свой минералогический состав. Участками они сильно гидротермально изменены, где первичная структура породы почти не сохранилась. Структура породы равномернозернистая, состоящая из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Отмечается сильная пиритизация пород.

Вышеописанные породы в целом практически безрудные, несмотря на то, что содержат сотые доли процента меди и следы молибдена. Только в своей юго-западной части, в приконтактной зоне, они сильно раздроблены, перемяты и содержат интенсивное медно-молибденовое оруденение.

В крайней северо-восточной части участка, вследствие сильного гидротермального воздействия, образовались вторичные кварциты, которые сильно пиритизированы.

Гранодиориты слагают СЗ часть месторождения. Это серые, неравномерно-среднезернистые породы, состоящие из полевого шпата, роговой обманки и биотита. С запада они контактируют с порфиоровидными гранодиоритами, с ЮЮВ ограничиваются окварцованными и брекчированными породами Личкинского разлома, а в СВ направлении они постепенно переходят в кварцевые диориты и монцониты. Гидротермальное изменение этих пород наблюдается только в западной части участка, в зоне Дебаклинского разлома. Гранодиориты в целом практически безрудные; медная минерализация наблюдается лишь местами в сильно измененных разностях.

Порфиоровидные гранодиориты слагают ЮЗ часть месторождения и представлены породами серого цвета с розоватым оттенком. Структура породы порфиоровидная с гранулитовой структурой основной массы.

Порфиоровидные выделения представлены хорошо развитыми кристаллами полевого шпата (ортоклаза) и роговой обманки. Размеры первых доходят до 8—10 см. Вдоль западного шва Дебаклинского разлома указанные породы подверглись сильному гидротермальному изменению, что выразилось серицитизацией, хлоритизацией, каолинизацией и эпидотизацией. В районе месторождения порфиоровидные гранодиориты являются практически безрудными.

С востока указанные породы контактируют с гранодиорит-порфирами, которые занимают всю центральную часть месторождения. В свою очередь гранодиорит-порфиры с востока и ЮВ контактируют с «контактовыми породами» и кварцевыми диоритами, а с ССЗ — с окварцованными брекчиированными породами Личкинского разлома.

Гранодиорит-порфиры являются основной средой для локализации промышленного медно-молибденового оруденения. Они подвергнуты сильному гидротермальному изменению, что выразилось хлоритизацией, серицитизацией, каолинизацией и окварцеванием. Породу пронизывает густая сеть тонких кварцевых прожилков с вкрапленностью халькопирита, пирита, борнита и примазками молибденита.

Помимо указанных прожилков, в гранодиорит-порфирах среди аксессуарных минералов присутствует вкрапленность халькопирита, пирита и других сульфидов. Часто они встречаются в относительно больших количествах, в таких случаях хорошо заметны на глаз.

Макроскопически это сероватые породы с мелкокристаллической основной массой. Структура основной массы микрогранулитовая, с порфировыми выделениями плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Гранодиорит-порфиры представлены мощным штокообразным телом, которое залегает между порфировидными гранодиоритами (в лежащем боку) и кварцевыми диоритами (в висячем боку).

Некоторыми исследователями гранодиорит-порфиры считаются краевой фацией интрузии порфировидных гранодиоритов. Однако работами 1957 года окончательно выяснено, что гранодиорит-порфиры образуют самостоятельные тела малых интрузий как на самом Джиндаринском месторождении, так и за его пределами вдоль Дебакинского разлома. Гранодиорит-порфиры к краевой фации порфировидных гранодиоритов отнести нельзя, так как в этом случае по всему контакту между порфировидными гранодиоритами и породами монзонитовой интрузии, или же на участках заливообразного внедрения первых во вторые, имели бы подобные тела гранодиорит-порфиров, которые с удалением от контакта постепенно переходили бы к порфировидным гранодиоритам. На самом деле такого положения в районе месторождения не наблюдается.

Вторым неоспоримым доказательством наличия самостоятельных интрузивных тел гранодиорит-порфиров является тот факт, что во многих скважинах (№№ 31, 33, 35, 41, 43 и др.), пробуренных на месторождении, в нормальных гранодиорит-порфирах встречаются участки порфировидных гранодиоритов. Указанное положение полностью отрицает принадлежность гранодиорит-порфиров к краевой фации порфировидных гранодиоритов, т. к. в противном случае имели бы постепенный переход от гранодиорит-порфиров к порфировидным гранодиоритам как с глубиной, так и к центру интрузии.

На самом деле мы имеем захват ксенолитов порфировидных гранодиоритов интрузией гранодиорит-порфиров.

Вышеприведенные обстоятельства полностью доказывают наличие малых интрузий гранодиорит-порфиров в районе Джиндаринского месторождения.

Контакт между гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритами довольно сложный и представлен породами контактового характера розовато-серого цвета со среднезернистой структурой. Отмечаются сильная гидротермальная измененность и раздробленность указанных пород. Микроскопически они определены как сиениты, граносиениты, монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые диориты, переходящие в кварцевые монцониты, окварцованные и серицитизированные породы и др. Учитывая то обстоятельство, что вышеперечисленные породы образовались вследствие контактового изменения кварцевых диоритов под воздействием внедрившейся гранитоидной магмы, впредь они условно будут называться «контактовыми породами».

Необходимо отметить, что контакт между гранодиорит-порфирами и указанными породами постепенный, что говорит о контактово-метаморфическом характере их образования.

Гранодиорит-порфиры с СЗ ограничиваются окварцованными, карбонатизированными и брекчиированными породами Личкинского разлома. Эти породы в виде узкой полосы пересекают участок месторождения в направлении с ЮЗ на СВ, резко ограничивая рудное тело с СЗ от гранодиоритов.

Текстура породы явно брекчиевидная. Отдельные брекчии сильно изменены, окварцованы, каолинизированы и сцементированы известковым материалом. Редкие реликты неизменной породы дают основание предполагать, что указанные породы являются продуктом катаклаза боковых пород, измененные и сцементированные новыми минералообразованиями.

На участках сильного окварцевания породы, благодаря приобретенной устойчивости против выветривания, выступают на поверхности в виде прерывистых гребней. Мощность указанных пород в среднем 20 м, с падением на ЮЮВ под углом 60—70°.

В геологическом строении месторождения довольно широкое развитие имеет жильный комплекс, представленный вышеописанным штокообразным телом гранодиорит-порфиров, а также дайками диорит-порфиритов и аплитов.

Дайки диорит-порфиритового состава имеют наибольшее распространение. Падение их западное, северо-западное (260—310°), с углом падения 50—70°. Мощность указанных даек — от 0,5 до 10 м. Залегают они исключительно в породах монцонитовой интрузии. Аплитовые дайки залегают в порфировидных гранодиоритах и грано-

диоритах. Мощность их — 0,5—3,0 м, с падением на СВ под углом 70—85°.

Широким развитием на месторождении пользуются современные наносные образования, которые представлены аллювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями мощностью от 0,0 до 50,0 м.

2. Структурные и морфологические особенности месторождения

К основным структурным элементам месторождения относятся две системы тектонических нарушений:

- а) Личкинское нарушение СВ простираения и
- б) Дебаклинский разлом СЗ простираения.

Личкинский разлом проходит по СЗ части месторождения с падением на ЮВ под углом 60—70°. Мощность зоны нарушения достигает до 20 м и представлена тектонической брекчией, являющейся результатом катаклаза боковых пород, измененных и сцементированных новыми минералообразованиями. В лежащем боку нарушения наблюдается глинка притирания, мощность которой местами достигает до 2 метров. Обломки раздробленных пород, выполняющие разлом, сцементированы известковым материалом с весьма незначительным содержанием молибденита и халькопирита. В пределах месторождения нарушение прослеживается на протяжении около 500 м. На ЮЗ и СВ флангах месторождения Личкинский разлом смещается системой нарушений СЗ простираения.

Некоторые исследователи признают его экранирующую роль при циркуляции рудоносных растворов. Учитывая наличие весьма убогого оруденения в породах лежащего бока, Г. Г. Саакяном не признается его экранирующая роль и в возрастном отношении относится к одной из последних стадий тектонических подвижек, сопровождающихся поступлением незначительного количества рудных компонентов.

Геологсразведочными работами последних лет в гранодиоритах лежащего бока Личкинского нарушения установлено наличие весьма редких вкрапленников пирита и халькопирита, имеющих лишь минералогическое значение. Здесь отсутствуют как минерализация в трещинах скалывания, так и следы гидротермального изменения. Незначительная минерализация пород Личкинского разлома, а также отсутствие оруденения в породах лежащего бока указывают на его экранирующую роль. Отсюда явствует, что формирование Личкинского разлома относится к одной из ранних стадий тектонических подвижек на месторождении.

Одновременно с вышеописанным Личкинским разломом на месторождении образовался ряд тектонических трещин СВ простира-

ния с различными (от 20 до 90°) углами падения на СЗ и редко ЮВ, которые, как и Личкинский разлом, смещаются системой нарушений СЗ простираения. Мощность этих трещин колеблется в пределах от 0,1 до 2,0 м. Выполнены они обломками боковых пород и глиной притирания со слабой минерализацией.

Как было сказано выше, вторым основным структурным элементом месторождения является Дебаклинский региональный разлом, который непрерывно прослеживается, начиная севернее Каджаранского месторождения до Агаракского и далее на юг с некоторым перерывом у селения Тей. К указанному разлому приурочены многочисленные рудные месторождения и проявления района, что доказывает его важную локализирующую роль в образовании рудных месторождений. У селения Таштун, в 3-х км севернее Джиндаринского месторождения, Дебаклинский разлом делится на две ветви и, расчлняясь, тянется на юг, доходя до максимального расстояния между ветвями на Джиндаринском месторождении (400—500 м). Далее к югу указанные ветви приближаются друг к другу и соединяются у сел. Нор-Аревик, в 5 км южнее месторождения.

На Джиндаринском месторождении Дебаклинский разлом представлен двумя почти параллельными зонами раздробленных пород, ограничивающими месторождение с ЮЗ и СВ.

Западная ветвь разлома, впредь которую будем называть западным разломом, на месторождении прослеживается с ЮВ на СЗ и представлена зоной сильно раздробленных гидротермально измененных пород с глиной притирания, мощность которой местами доходит до 100 м. Падение западного разлома ВСВ под углом 50—60°. Породы разлома в основном безрудные, лишь только встречаются редкие обломки гранодиорит-порфиров с крайне убогим медным оруденением вкрапленного типа.

Восточная ветвь Дебаклинского разлома, которую впредь будем называть восточным разломом, представлена менее отчетливо на месторождении, чем западный разлом, непрерывно прослеживается с северо-запада на юго-восток с постепенным увеличением мощности. Максимальная мощность разлома на юго-востоке месторождения доходит до 50 м.

Восточный разлом, как и западный, представлен зоной раздробленных гидротермально измененных пород с глиной притирания. Падение разлома ЗЮЗ с углом падения от 65° (на СЗ) до 80° (на ЮВ).

Между вышеописанными основными нарушениями имеются многочисленные мелкие тектонические нарушения, которые образуют сложную сеть переплетающихся трещин, сильно осложняя структуру месторождения. По многочисленным замерам установлено, что преобладающая часть трещин (более 65%) имеет восточное падение под углом 30—85°, причем преобладают крутые падения.

Западным и восточным разломами двукратно смещается Личкинский разлом, с вертикальной амплитудой смещения примерно по 110 м. Опущенным в обоих случаях является восточное крыло. Указанными разломами сброшены также гранодиорит-порфиры по отношению к порфировидным диоритам и кварцевые диориты по отношению к гранодиорит-порфирам. Амплитуда смещения — примерно 100—110 м, причем по восточному разлому к югу она уменьшается и доходит до 20 м.

Из вышесказанного следует, что наиболее молодым структурным элементом месторождения является Дебаклинский разлом, который своими обеими ветвями смещает более древний Личкинский разлом.

Таким образом, участок Джиндаринского месторождения представлен общей зоной дробленых пород Дебаклинского разлома в сочетании с Личкинским нарушением. Указанная система нарушений образует основную тектоническую зону месторождения, обладающую весьма сложным строением, в которой локализовано промышленное медно-молибденовое оруденение.

На основании данных многочисленных разведочных выработок промышленное оруденение с СЗ ограничивается Личкинским нарушением, а с ЮЗ и СВ — западным и восточным разломами (Дебаклинским разломом). К ЮВ рудное тело, постепенно обедняясь, упирается в контакт между гранодиорит-порфирами и «контактовыми породами».

Промышленное оруденение на Джиндаринском месторождении представлено вкрапленниками и прожилками халькопирита, а также прожилками и примазками молибденита.

Рудовмещающие породы характеризуются широким развитием густой сети трещин кливажа, которые служили основной средой для рудоотложения. В результате выполнения указанных трещин образовался прожилковый тип оруденения, который повсеместно сопровождается вкрапленным типом.

Минералогический состав руд месторождения следующий: халькопирит, борнит, молибденит, пирит, гематит и магнетит; в зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения присутствуют лимонит, малахит, азурит, куприт, ковеллин, халькозин и др.

В результате проведенных работ выявлена следующая закономерность в распределении полезных компонентов. На западном фланге месторождения преобладает богатое медное оруденение, при этом молибден практически отсутствует. В центральной части отмечается постепенное уменьшение содержания меди и проявляется некоторое количество молибдена (первые сотые доли процента), далее на восток наблюдается дальнейшее понижение содержания меди при одновременном повышении содержания молибдена. Непосредственно у восточного разлома выявлены отдельные зоны мощностью до 30 м

с собственно-молибденовой рудой. Необходимо также отметить, что здесь выявлены молибденит и халькопирит в гипсовых гнездах и прожилках.

По степени концентрации рудной минерализации, характеру оруденения и интенсивности околорудного изменения пород на месторождении можно выделить три основных типа руд:

1) Сильно окварцованные и серицитизированные руды с максимальным содержанием меди. Этот тип руды выделяется на западном фланге месторождения и к востоку постепенно расчленяется, принимая вид апофиз со сравнительно слабым оруденением. Указанные руды на западе участка месторождения имеют мощность около 80 м, а на востоке, согласно результатам буровых работ, общая мощность оруденения составляет более чем 300 м. По вещественному составу описанный тип руды относим к собственно-медным рудам.

2) Сравнительно убогие медно-молибденовые руды, расположенные восточнее богатых собственно-медных руд. Здесь преобладают хлоритизация и каолинизация пород. С запада на восток этот тип руды постепенно преобладает над предыдущим.

3) Собственно-молибденовые руды с некоторым содержанием меди. Они вскрываются вдоль восточного разлома в виде зон мощностью до 30 м.

В процессе производства геологоразведочных работ отмечено чередование участков с высоким и низким содержанием полезных компонентов — при преобладании первых над вторыми, причем отсутствует какая-либо закономерность в пространственном их распределении.

Для определения прерывности промышленного оруденения нами по трем вертикальным сечениям — А—А, Б—Б и В—В (см. чертеж) на основании химических анализов проб из тяжелых горных выработок выделены участки с содержанием меди в руде до 0,5% и выше 0,5%. В результате оказалось, что в сечении А—А в подсчете участвовало всего 417 п. м. выработок, в том числе с содержанием меди до 0,5% — всего 40 п. м., т. е. коэффициент промышленной рудоносности равен 0,90.

По сечению Б—Б в подсчете участвовало 663 п. м. выработок, в том числе с содержанием меди ниже 0,5% — всего 116 п. м. В этом случае коэффициент промышленной рудоносности равен 0,82. Соответственно, по сечению В—В участвовало 956 п. м. выработок, в том числе с содержанием меди до 0,5% — 309 п. м. Коэффициент промышленной рудоносности здесь равен 0,68.

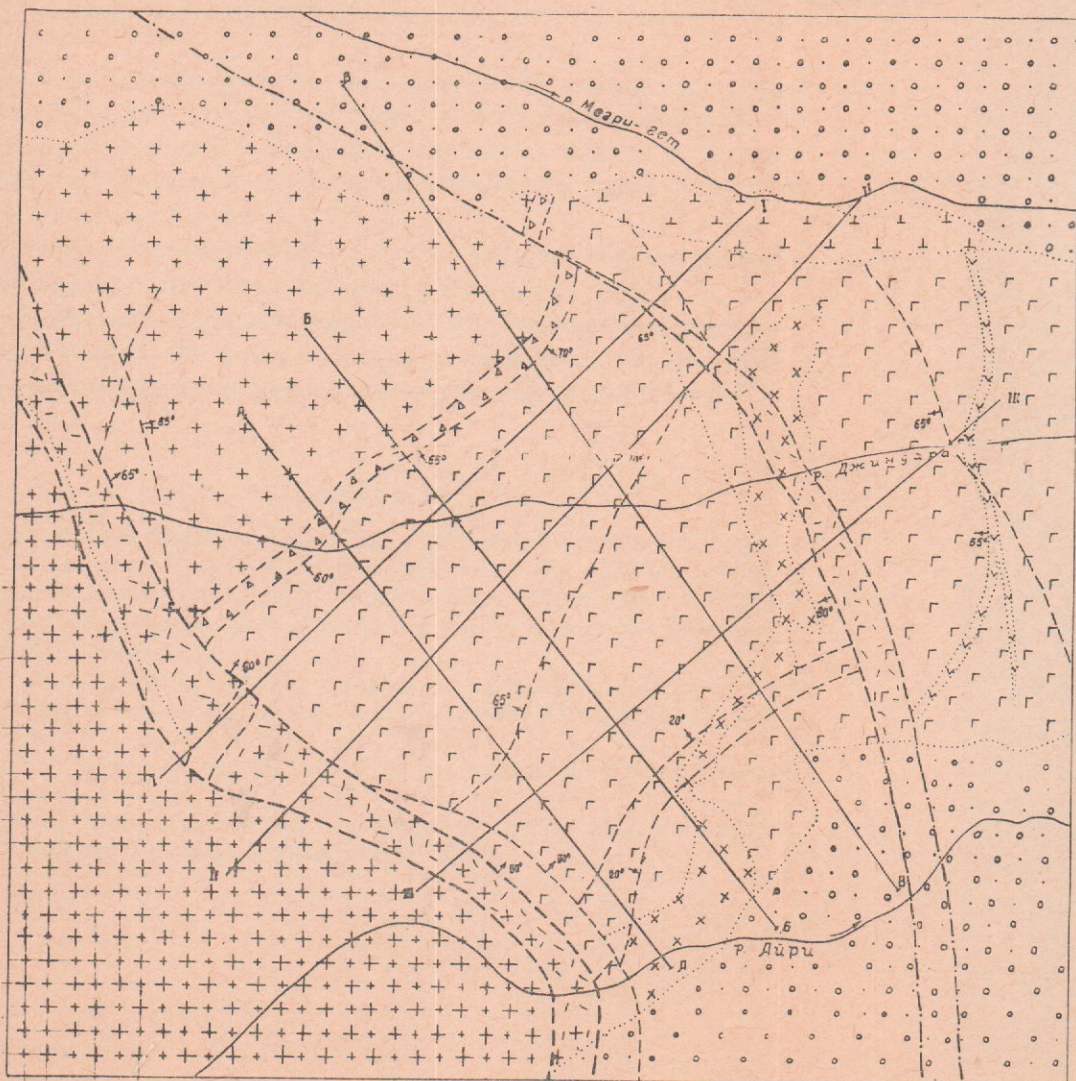
Как видно из вышеприведенных данных, наблюдается общая закономерность понижения содержания меди в рудах месторождения с запада на восток. Итого по трем сечениям сумма общих глубин выработок, участвующих в подсчете, составляет 2036 п. м., в том

СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

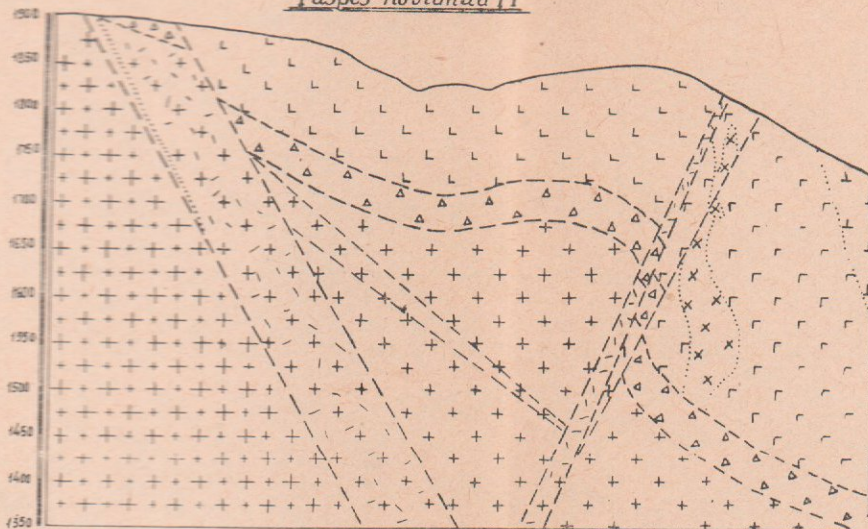
Джунгаринского месторождения

Составил А.Е. Исаханян
с использованием данных
предыдущих исследователей

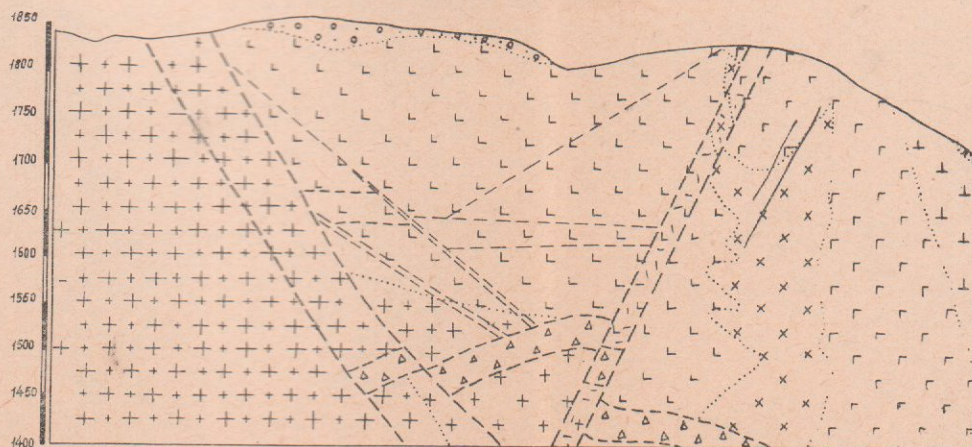
Масштаб 1:5000



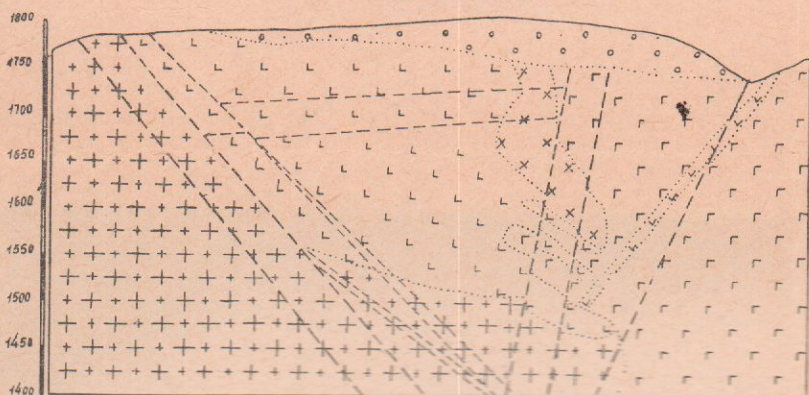
Разрез по линии I-I



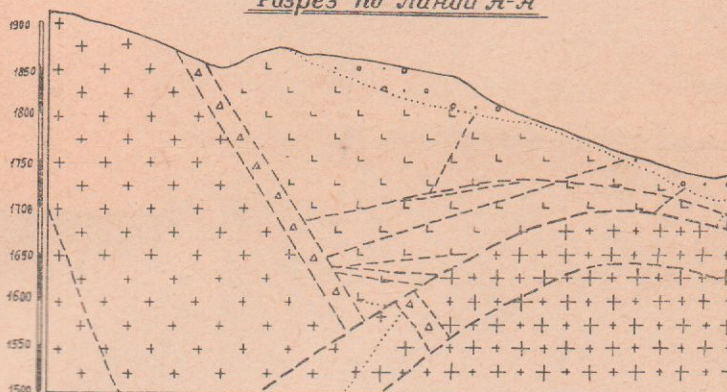
Разрез по линии II-II



Разрез по линии III-III



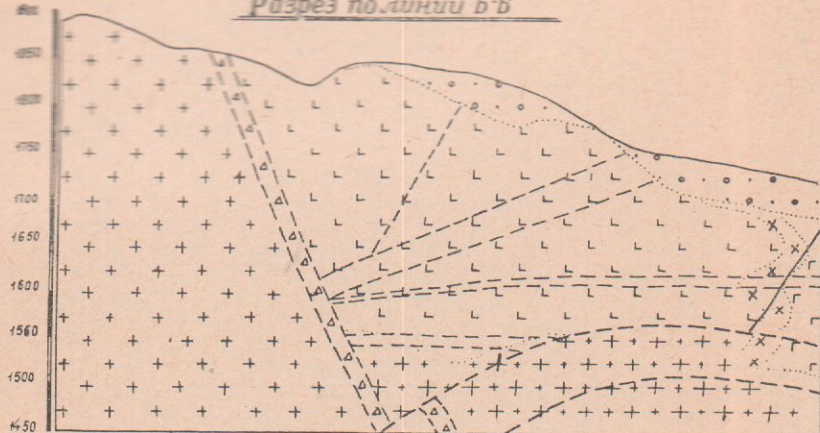
Разрез по линии А-А



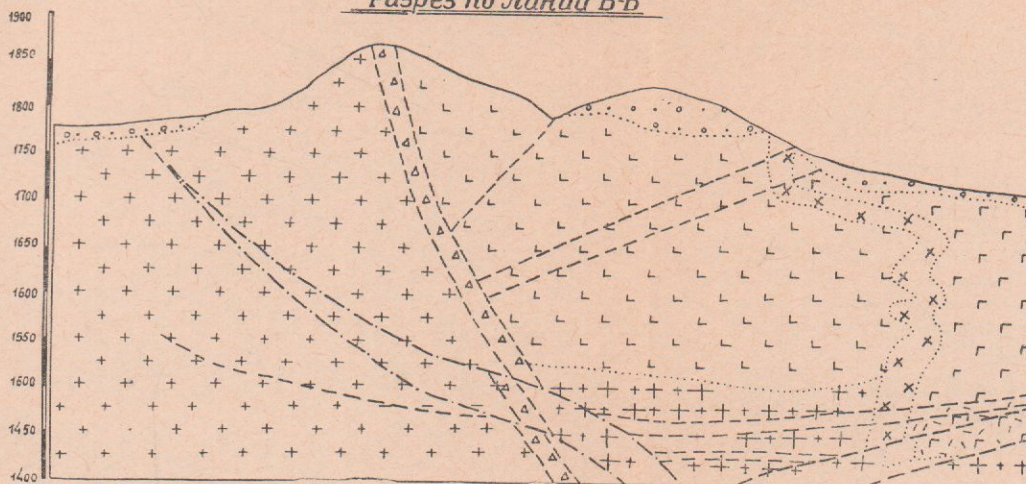
Условные обозначения

- | | |
|----|-----|
| 1. | 6. |
| 2. | 7. |
| 3. | 8. |
| 4. | 9. |
| 5. | 10. |
| | 11. |

Разрез по линии Б-Б



Разрез по линии В-В



числе сумма участков с содержанием меди ниже 0,5 % составляет 465 п. м. Таким образом, коэффициент промышленной рудоносности по месторождению равен 0,77.

Следовательно, рудное тело Джиндаринского месторождения относится к «телам со слабо прерывистым оруденением, обладающее незначительными перерывами, имеющими форму «окон» в общем контуре промышленных руд».

Необходимо отметить, что так называемые перерывы представлены рудой с содержанием меди от 0,2 до 0,5 %.

Вышеизложенное показывает, что участок Джиндаринского месторождения представлен общим рудным телом, где мелкие участки убогих руд без видимой закономерности разбросаны по всему рудному телу.

По степени равномерности распределения металлов в руде Джиндаринское месторождение относится к месторождениям с неравномерным распределением полезных компонентов в руде, т. е. средний коэффициент вариации содержания металлов в руде, определенный по тем же сечениям, равен 79 %.

По характеру распределения полезных компонентов оруденение относится к рассеянному прожилково-вкрапленному типу.

Многочисленными горными выработками и буровыми скважинами полностью оконтурено рудное тело и установлено, что оно имеет «корытообразную» форму и падает на восток под углом 25—30°.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т.—Рудные формации Арм. ССР в их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. Труды Арм. геол. управления, № 1, Ереван, 1957 г.
2. Бетехтин А. Г.—О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. (Основные проблемы в учении магматогенных рудных месторождений. ИГН АН СССР, Москва, 1955 г.).
3. Вольфсон Ф. И.—Структуры эндогенных рудных месторождений. (Основные проблемы в учении магматогенных рудных месторождений, ИГН АН СССР, Москва, 1955 г.).
4. Крейтер В. М.—Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, Москва 1956 г.
5. Смирнов В. И.—Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. Издательство Московского университета, 1957 г.

Г. О. ГРИГОРЯН

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ПРИВОЛЬНЕНСКОЙ ГРУППЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АРМЯНСКОЙ ССР

Привольненская группа полиметаллических месторождений составляет единое рудное поле и охватывает ряд разобщенных месторождений (г. Вьючная, г. Медная, г. Черемша, Круглый Бугор, Арчис, Качачкут, Мисхана и др.), которые расположены недалеко от сел. Привольного Степанаванского района Армянской ССР.

Месторождения этой группы характеризуются общностью основных черт геологии и рудогенеза. Вопросы рудогенеза, особенно здесь, разрешены далеко недостаточно, и нередко высказываются противоречивые мнения.

Месторождения этой группы изучались И. В. Баркановым, П. С. Саакяном, В. Н. Гогиняном, Н. Д. Хачатряном, М. В. Саакян и другими. По данным большинства исследователей, геологический разрез района месторождений в основании представлен туфопорфиритовым покровом, возраст которого условно определяется одними исследователями — юра, а другими — эоцен. У села Урут, в 8—10 км от месторождений, эти породы прорываются гранитоидным интрузивом (условно до среднеэоценового возраста), обломки которого находятся в базальных (?) конгломератах вулканогенно-осадочных образований эоцена.

Отложения эоцена здесь представлены туфопесчаниками, обогащенными кремнистым материалом, и сменяются часто фельзитами, фельзитовыми порфирами и их туфобрекчиями.

Извержение фельзитов в этой районе, по данным А. Т. Асланяна, происходило примерно семью актами. Вообще история геологического развития Привольненского района показывает чрезвычайно широкое развитие вулканизма, охватившего почти весь эоцен.

В пределах Привольненского рудного поля самым молодым образованием является Лалварская вулканогенная толща, перекрывающая рудоносную свиту туфопесчаников.

В тектоническом отношении территория Привольненского рудного поля представляет северо-восточную часть крупной Лорийской мульды, заполненной эоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями. Последние образуют ряд пологих складок северо-западного и северо-восточного направлений, крылья которых падают под углом порядка 8—12°.

Оруденение района в основном приурочено к пластам туфопесчаников и представлено тремя более или менее выдержанными рудными свитами. В пределах каждой рудной свиты имеется несколько рудных пластов с тонкими и выдержанными прослойками сульфидов мощностью около 1—2 мм, иногда и меньше. По простиранию рудные прослойки прослеживаются на несколько метров, иногда и на десятки метров. Общая конфигурация оруденелых зон напоминает типичный пласт (мощностью от десятков см до 1,5 м) и только редко приближается к сплюснутым линзам.

Нередко встречаются рудные жилы и прожилки в «нижней» порфиритовой толще (участки Круглый Бугор, г. Медная), а в рудоносных туфопесчаниках установлен вкрапленный тип оруденения (участки Круглый Бугор, г. Вьючная).

Вещественный состав во всех указанных рудных телах характеризуется сходными чертами.

По валовому преобладанию тех или иных материалов в пределах одного и того же пласта выделяются два основных типа руд: медно-гематитовый и полиметаллический, которые переходят друг в друга постепенно. В обоих типах руд из первичных минералов присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, гематит, пирит, магнетит, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит), кварц, халцедон, эпидот, хлорит, серицит и др. Из вторичных минералов нередко встречаются минералы свинца, меди и железа.

Околорудные изменения рудовмещающих пород выражены хлоритизацией, эпидотизацией и окварцеванием и более слабо карбонатазацией, серицитизацией и каолинизацией.

Таковы в общих чертах геологическая обстановка и характер минерализации полиметаллических месторождений Привольненской группы. Однако при трактовке фактических данных, для выяснения генезиса руд, почему-то мнения авторов резко расходились. Одни исследователи пришли к выводу, что месторождения имеют осадочный генезис, а другие — гидротермально-метасоматический генезис (но пока ни одна из этих точек зрения не опубликована в печати).

Существуют очевидные факты, говорящие как против одной, так и против другой точек зрения.

Против осадочного генезиса говорят следующие данные:

1. В районе Круглого Бугора среди порфиритов, подстилающих туфопесчаники, установлена медно-гематитовая жила, эпигенетическое образование которой не вызывает сомнения.

2. Масштаб распространения полиметаллической минерализации довольно ограниченный по сравнению с масштабом нормальных осадочных отложений эоцена.

3. Присутствие сульфидной минерализации в фельзитах, где исключен ее осадочный генезис.

4. Несколько необычная ассоциация главных рудных минералов (гематит, с сульфидами свинца, цинка, меди и железа).

С другой стороны, гидротермально-метасоматическая гипотеза не дает удовлетворительного объяснения следующим фактическим данным:

1. Большинство рудных тел представлено рудными пластами, в пределах которых сульфиды присутствуют очень тонкими прослойками мощностью в 1—2 мм, а иногда и в лист бумаги. Отдельные прослойки прослеживаются несколько, иногда первые десятки метров. Трудно представить механизм образования таких прослоек путем гидротермально-метасоматических замещений, учитывая совершенно одинаковую степень оруденения в двух концах одного и того же рудного пласта.

2. Наблюдаемая в рудах ассоциация минералов (гематит-халькопирит-галенит-сфалерит-пирит) является необычной или нехарактерной ассоциацией также для гидротермальных месторождений.

3. Вблизи рудного поля отсутствуют какие-нибудь выходы интрузивных пород или какие-либо ясно выраженные рудоподводящие структуры. Самый близкий интрузивный выход находится примерно в десяти километрах от места оруденения.

4. Слабое проявление гидротермальных изменений рудовмещающих пород, но широкое площадное распространение тонкослоистых и вкрапленных полиметаллических руд и т. д.

Не вдаваясь в критику указанных точек зрения, отметим, что каждая из них в отдельности не может дать удовлетворительного объяснения наблюдаемым фактам.

В отличие от осадочного или гидротермально-метасоматического представлений, нам кажется, что существующие факты находят свои более или менее приемлемые объяснения в эксгаляционной гипотезе рудообразования. Согласно этой гипотезе, полиметаллическое оруденение района связывается с фумарольно-сульфатарной деятельностью эоценового вулканизма.

В Лорийском бассейне при среднеэоценовом вулканизме в его фумарольно-сульфатарной стадии морская вода обогатилась, по-видимому, соединениями свинца, цинка, меди и железа. Впоследствии сульфиды указанных металлов могли отлагаться из сульфатаров в трещинах тех пород, по которым они поднимались, или перейти в морской бассейн и сингенетически осаждаться с рудовмещающими туфопесчаниками.

Наличие совместно медно-гематитовых, медных и полиметаллических пластов в туфопесчаниках и жил того же состава в порфирировой толще — стратиграфически ниже рудоносных свит, является подтверждением правильности эксгальационно-седиментационной гипотезы. Места заполнения этих жил служили, по-видимому, каналами, по которым поднимались горячие воды или их пары, вносящие иногда большое количество металлических компонентов, часть которых впоследствии отлагалась на стенках этих трещин. Значительная часть рудных компонентов прошла в водный бассейн и, периодически отлагаясь, образовала пластообразные тела.

Главная масса сульфидной минерализации приурочивается к пологопадающим пластам туфопесчаников. Во всем разрезе рудоносной толщи обнаружены пока от 6 до 8 более или менее выдержанных рудных пластов различной мощности, разобщенные пустыми породами. В районе г. Медная установлено около 12 пластов разной мощности с халькопирит-гематитовым оруденением. В пределах рудных пластов текстура руды тонкослоистая, где более тонкие прослойки сульфидов чередуются с прослойками песчаников и туфового материала.

Наблюдаемые в рудовмещающих туфопесчаниках и перемежающихся с ними фельзитах явления хлоритизации, эпидотизации, окварцевания и другие изменения можно считать результатом гидротермального метаморфизма, вызванного воздействием фумаролов.

Возможность гидротермального метаморфизма путем фумарольно-сульфатарного воздействия была выявлена впервые Л. Н. Бельковой и другими [1] для рудовмещающих пород Алтая. Ею было высказано предположение, что гидротермально измененные породы могут формироваться вблизи поверхностных условий или «скорее всего в условиях дна морского бассейна» [1].

О парагенетической связи оруденения с вулканами свидетельствует влияние фельзитов на повышение содержания свинца, цинка и других металлов в осадочных свитах, перемежающихся с фельзитами. Последние нередко содержат вкрапленники пирита. В фельзитах спектральным анализом установлены сотые и тысячные доли процента свинца, цинка, меди и молибдена, т. е. все те элементы, которые присутствуют в руде.

Правда, пока нигде на рудном поле не подсечен полный разрез, однако, по данным П. С. Саакяна, медно-гематитовое оруденение приурочено к свите туфопесчаников, залегающих стратиграфически выше, чем пласты с полиметаллическим оруденением.

Наблюдаемая здесь ассоциация главных рудных минералов (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и гематит) свидетельствует о высоком режиме серы и кислорода в рудообразующей среде. А из теории рудообразования известно, что подобная обстановка наиболее характерна для эксгальационной фазы минерализации [2].

Возможность переноса ряда металлов в эксгалационной фазе подтверждается данными вулканологии. Действующие и недавно потухшие вулканические центры в течение многих тысячелетий выпускают значительное количество летучих компонентов, которые, возможно, служили носителями металлических компонентов. Кроме того, металлы могли транспортироваться также в водах горячих источников, сопровождающих вулканические процессы, ибо воды этих источников нередко бывают насыщенными сероводородным, углекислым газами и галоидами.

Необходимо хотя бы кратко остановиться и на отношениях между рудными пластами и отдельными потоками фельзитов. Излияние эоценовых эффузивов носило многофазный характер, а изменение их химсостава во времени идет в сторону небольшого уменьшения кислотности в конце вулканизма.

Согласно теории вулканологии, для образования мощного потока лавы требуется несомненно меньше времени, чем для образования одного маломощного рудного пласта или жилы. Отложение главной массы сульфидов совпадает с периодом покоя, происшедшим между фазами извержения, и приурочено к осадочной фации. Данные спектральных анализов показывают, что выделение сульфидов в фельзитах происходило в сравнительно малых количествах.

Следует отметить, что вышеприведенные данные все еще окончательно не решают возникший спор вокруг генезиса Привольненской группы месторождений. Они только выделяют те вопросы, на которые в дальнейшем следовало обратить внимание исследователей. Выявленные в этом направлении закономерности могут являться важным поисковым критерием. Особое внимание должно быть уделено, в частности, закономерностям пространственного размещения сульфидной минерализации и гидротермально измененных пород по отношению к вулканическим аппаратам.

Для выявления наиболее благоприятных фаций осаждения руд необходимо тщательно изучить литологический состав рудовмещающих пород. Литологические исследования должны сопровождаться детальным стратиграфическим расчленением вулканогенно-осадочных образований эоцена.

Данные об условиях образования руд необходимо дополнить изучением способов рудоотложения из фумаролов в морском бассейне и роль внешних факторов в процессе рудообразования (наличие различных солей, концентрация сернистых соединений в морской воде и др.). Важно установить также первоначальный характер сульфидных осадков в морском бассейне и др.

В заключение следует отметить, что Привольненская группа месторождений, по геологическим условиям локализации и вещественному составу руд, является своеобразным комплексом месторож-

дений, типичные аналоги которых как в Армении, так и за ее пределами нам пока неизвестны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И.—Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954 г.
2. Бетехтин А. Г.—Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. (В книге „Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях“, 1955 г.
3. Вейц Б. И.—О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 17, Алма-Ата, 1953 г.
4. Горжевский Д. И.—К вопросу о происхождении некоторых типов полиметаллических месторождений на примере полиметаллических месторождений Алтая (Геологический сборник Львовского геол. общества, № 2—3, 1956 г.).

О ВЕРХНЕЭОЦЕНОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ В АРМЕНИИ

Вопрос наличия верхнего эоцена в пределах обширного поля развития палеогена Центральной полосы Малого Кавказа и его взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими толщами до последнего времени оставался в сущности открытым. Самые верхние горизонты эоценовой вулканогенной толщи К. Н. Паффенгольцем [9], В. Г. Грушевым, В. Н. Котляром и др. предположительно относились к среднему-верхнему эоцену, причем на геологических картах верхний эоцен не выделялся и допускался постепенный переход между среднеэоценовой и средне-верхнеэоценовой толщами.

Фаунистически охарактеризованный верхний эоцен в Армении выделялся в Даралагезе Б. Ф. Меффертом [8], причем и здесь допускался постепенный переход от среднего эоцена к верхнему.

Между тем в смежных районах Малого Кавказа и Закавказья верхний эоцен выделяется как трансгрессивный горизонт. П. Д. Гамкрелидзе впервые на Малом Кавказе выделил верхний эоцен в Триалетской складчатой системе в трансгрессивном залегании с базальным конгломератом в основании, угловым несогласием и значительным предшествующим размывом (местами до мела).

Тектоническую фазу, обусловившую трансгрессию верхнего эоцена, П. Д. Гамкрелидзе выделяет под названием Триалетской фазы Альпийской складчатости [6]. На наличие верхнеэоценовой трансгрессии указывают также и азербайджанские геологи. По данным Д. М. Халилова [10] и М. А. Багманова [1], в горном Талише верхний эоцен представлен мощной трансгрессивной толщей осадочных и вулканогенных образований с базальным конгломератом в основании [1,10].

Большинством геологов в Альпийской геосинклинальной области допускается наличие верхнеэоценовой трансгрессии на рубеже верхнего лютета и оверза. О трансгрессивном залегании верхнеэоценовых отложений на более древние указывается во французских Альпах (р. Барбье), между Виченцией и Вероной (Италия), в Алжире, Тунисе и др. [7].

В последние годы в ряде районов Армянской ССР, в частности в осевых частях синклинальных прогибов, рядом исследователей отмечается наличие трансгрессивного залегания верхнего эоцена (А. А. Gabrielyan, А. Т. Асланян, П. Л. Епремян, Г. М. Акопян, А. Т. Вегуни, К. А. Мкртчян и др.). А. А. Gabrielyan к такому заключению приходит на основании анализа филогении нуммулитовой фауны Армении [5].

Детальное изучение палеогеновых разрезов Даралагеза в бассейне р. Арпа приводит нас к выводу, что верхнеэоценовая трансгрессия имела место и в этой части Альпийской геосинклинали.

Лютетские отложения описанной области завершаются слоистыми туфопесчаниками и песчаниками, которые в направлении на запад загрязнены глинистым материалом, превращаясь в глинистые песчаники. Возраст этой толщи почти всеми геологами принимается как лютетский ввиду наличия в них богатой нуммулитовой и другой фауны, в том числе *Nummulites perforatus* de Montf., *N. gizehensis* Ehrenbergi., *N. partschi* de la Harpe, *N. millicaput* Boub., *N. Brongniarti* d'Arch. и др.

Общеизвестно, что *Nummulites perforatus* de Montf., *N. partschi* de la Harpe?, *N. gizehensis* Ehrenbergi нигде в Альпийской геосинклинали ниже лютета не спускаются, а с большой точностью указывают о верхнелютетском возрасте вмещающей толщи. В исследованной области указанные отложения перекрываются пачкой конгломератов различной мощности, которая варьирует от 2—3 до 30 м. Конгломераты эти состоят из хорошо окатанных галек пород среднего эоцена, в составе которого принимают участие гальки порфиритов, песчаников, реже известняков, оруденелых, сильно пиритизированных пород, а также пегматитов и гипабиссальных интрузивов, в частности сиенитов и габбро-сиенитов.

Цементом для этих конгломератов, в большинстве случаев, служит грубо- и среднезернистый песчаник, который местами приобретает известковистый характер. Размер галек конгломерата — от 1 см до 30 см в диаметре, но преобладают гальки в размере от 5 до 10 см в диаметре.

Такие конгломераты прослеживаются по северному крылу Арпинского синклинория, к югу от села Шатин. Далее, эти же конгломераты к югу от села Гладзор непрерывной полосой прослеживаются до села Малышка. Восточнее эти же конгломераты выступают из-под верхних известняков горы Аг-даг (здесь они межформационного характера), протягиваясь до села Дайлахлу. К востоку от указанной точки конгломераты, увеличиваясь в мощности, эффектно выступают южнее села Ариндж, на месте слияния р. Гергер с р. Арпа.

По правому берегу р. Арпа конгломераты далее выступают у села Мамарза и к северу от села Гндеваз. Крайне восточным пунктом

обнажения описанных конгломератов является район развалин села Зирак, к югу от курорта Джермук.

На южном крыле Арпинского синклиория конгломераты эти непрерывной полосой трудно проследживать. Значительный их выход прослеживается у села Артаван (Джул). Более непрерывной полосой они обнажаются между селами Азатек, Зейта, развалинами села Джагатай. В тех местах, где указанные конгломераты отсутствуют, их стратиграфическое положение занимают брекчиевидные известняки, одновременно являющиеся основанием вышележащей известняковой толщи.

Выше по разрезу, на западе и в центральной полосе, эти конгломераты перекрываются известняками, мощность которых на западе доходит до 30—40 и более метров, уменьшаясь на востоке в мощности до полного выклинивания у села Ариндж. Далее на восток стратиграфический уровень известняков заимствован роговообманковыми андезитами с крупными выделениями роговой обманки и пироксена.

Возраст описанных известняков датируется разнозначно. Г. Абих толщу известняков приписывал к олигоценовому возрасту. Б. Ф. Мефферт [8], изучая нуммулитовую и др. фауну из коллекции А. Крыжечковского и В. Н. Котляра, считал эту толщу оверзской, допуская в составе ее и наличие верхов лютетского яруса. В пользу своих предположений Б. Ф. Мефферт приводит следующую фауну из района развалин села Джагатай: *Discocyclina sella* d'Arch., *D. discus* (Rüt) Kaufm. var?, *D. varians* Kaufm., *D. nummulitica* Gumb., *D. chudeauli* Schlumb., *Asterodiscus stellaris* Brunn., *A. taramellii* Mun., *Actinocyclina radians* d'Arch., *A. petelaris* Schloth., *A. furcata* Rüt.

Из района горы Ар-Даг—*Lithothamnium nummuliticum* Gumb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Nummulites ataticus* Leym., *Operculina granulosa* Leym., *O. aff. lybica* Schwag., *Discocyclina umbo* Schafh. var. minor n. var., *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Chl. sp.* (cf. *subtripartita* d'Arch?), *Vermetus spirulaeus* Lam. Большинство указанных форм имеет довольно широкий интервал распространения и вообще характеризует верхнелютетский ярус и верхний эоцен. Но ряд форм, указанных автором, ниже оверзского яруса верхнего эоцена не спускаются и характеризуют верхний эоцен. К таковым относятся *Asterodiscus stellaris* Brunn., *A. cf. taramellii* Mun., *Actinocyclina furcata* Rüt, *A. radians* d'Arch., *Chlamys subdiscors* d'Arch.

О верхнеэоценовом (оверзском) возрасте верхних известняков горы Ар-даг указывает А. А. Габриелян на основании собранной им богатой фауны. А. Т. Вегуни совместно с А. Е. Птухьяном из этой же толщи была собрана богатая фауна нуммулитов и дискоциклинов, среди которых наряду с вышеописанными формами встречается и *Nummulites striatus* Brug., который также в Армении характерен для верхнего эоцена (А. А. Габриелян, 4).

В пользу верхнеэоценового возраста указанной толщи говорит и то, что она несогласно с базальным конгломератом в основании перекрывает самые верхи лютетского яруса и перекрывается согласно с постепенным переходом в глинистые песчаники с *Nummulites striatus* Brug. и *N. fabiani* Prev. Небезынтересно отметить, что верхнеэоценовая трансгрессия в Даралагезе начинается в основном известняками, явление, характерное также для среднеэоценовой трансгрессии этой области.

В центральной полосе Малого Кавказа трансгрессивный верхний эоцен впервые выделен К. А. Мкртчяном в пределах северного склона и восточной части гребневой зоны Халабского хребта и в бассейне Блдан.

Среднеэоценовые образования здесь представлены мощной вулканогенной толщей так называемых «авгитовых порфиритов» с туфоконгломератами и туфопесчаниками в основании (район собственно Халабского хребта), сменяющейся кверху и завершающейся характерной толщей «кварцевых кератофиров», повсеместно окрашенной в фиолетовые и розовые цвета (район истоков р. Чанахчи и левобережный бассейн среднего и верхнего течений р. Блдан. Среднеэоценовый возраст указанных отложений принимается всеми исследователями района и датируется характерной нуммулитовой и др. фауной. Стратиграфическое положение толщи кварцевых кератофиров позволяет отнести ее, в частности, к верхнему лютету.

В правобережном бассейне верховьев р. Чанахчи, у кочевки Сосни-урт села Туманян, было отмечено обнажение, где верхнеэоценовая толща с большим угловым и азимутальным несогласием перекрывает более интенсивно дислоцированные слои толщи «кварцевых кератофиров». Далее, детальным картированием доказано трансгрессивное перекрывание верхним эоценом различных горизонтов толщи «кварцевых кератофиров» в районе восточного продолжения Халабского хребта (район гор. Гарнасар-Кузу-даг 2770,0 м, Анай-ней 2669,7 м и др.) и в бассейне р. Блдан, вплоть до основания «кварцевых кератофиров» (у зимовки Ача-джур села Гамзачиман).

По фациально-литологическому принципу верхнеэоценовая толща здесь расчленяется на три свиты. В основании толщи выделяется свита «Котрац», представленная слоистыми туфоконгломератами, туфопесчаниками и мелкообломочными туфобрекчиями, с линзами и прослоями нуммулитовых известняков в низах. Общая мощность свиты—200 м. В бассейне верхнего течения р. Чанахчи свита «Котрац» прослежена от урочища «Гранлух-дара» (где западное продолжение ее срезывается Шагали-Элиарским надвигом) к правобережному бассейну р. Чанахчи — вдоль узкого прямолинейного гребня к водораздельной полосе восточного продолжения Халабского хребта и далее по южным склонам г. Гарнасар (Кузу-даг 2770,0 м), г. Анай-

ней (2669,0 м), где она прорывается крупной Гарнасарской интрузией щелочных сиенитов. В основании свиты здесь залегает базальный горизонт фиолетовых туфопесчаников, представляющий смешанное образование продуктов разрушения и переотложения пород толщи «кварцевых кератофиров» и туфогенного материала.

В бассейне р. Блдан свита «Котрац» представлена нормально слоистыми туфопесчаниками, туфогенными известняками, мелкообломочными туфобрекчиями и туфоконгломератами. Последние на правобережье р. Блдан обнажаются крупными обрывами и сложены в основном гальками из Геджалинской гранитоидной интрузии (95—99% галек) и редко из пород толщи «кварцевых кератофиров», сцементированных туфогенно-песчаным материалом. Базальный слой свиты здесь представлен крупными, совершенно не окатанными обломками кератофировых пород, которые сцементированы известковым материалом, изобилующим нуммулитами. В туфопесчаниках средней части свиты обнаружены остатки мелких неопределимых пелиципод и гастропод.

Выше по разрезу туфопесчаные образования свиты «Котрац» фациально замещаются грубослоистыми туфобрекчиями (от мелкообломочных до грубообломочных и агломератовых) свиты «Блдан» мощностью 400—600 м, широко развитых в бассейне средних течений р. р. Чанахчи и Блдан. Последние, в свою очередь, вверх по разрезу фациально замещаются порфиритовой свитой «Бор-Борт» мощностью (ущелевшей) 600 м. В основании свиты «Бор-Борт» локально развита так называемая «грубообломочная» подсвита, состоящая из слабо сцементированных косослоистых туфопесчаников с линзами и прослоями туфоконгломератов, кристаллических, местами рыхлых, розовых и желтоватых туфов, сильно напоминающих четвертичные туфы ереванского типа, туфогенных глин («гилли») с растительными остатками и углистыми прослойками и т. д., в общем указывающих на несомненно континентальный, регрессивный режим осадконакопления и усиление восходящих движений, в особенности в области сноса. «Грубообломочная» подсвита широко развита в пределах Бор-Бортской синклинальной складки, в районе поселка Анкадзор и далее на западе—в бассейне р. Колагеран, где ей подчинены Колагеранские проявления угля.

У поселка Анкадзор из линзы туфоконгломератов, подчиненной «грубообломочной» подсвите, отмечены хорошо окатанные гальки из пород нижнеюрской рудовмещающей туфопорфиритовой толщи Анкадзорского рудного поля, авгитовых и др. порфиритов среднеэоценовой вулканогенной толщи, кварцевых порфиритов, вторичных кварцитов, ближайшего экзоконтакта Сисибердской гранитоидной интрузии, гидротермально измененных и минерализованных пород и гальки самой Сисибердской интрузии, прорывающей среднеэоценовую

вулканогенную толщу. Состав галек и фациальные особенности «грубообломочной» подсвиты несомненно указывают, что область сноса их располагалась непосредственно за линией Шагали-Элиарского надвига (южнее его)—в пределах Халабского хребта, причем нарушение это, амплитудой свыше 2,0 км, контролировало осадконакопление не только в верхнем эоцене, но и в послеверхнеэоценовое и, возможно, среднеэоценовое время. Верхнеэоценовый возраст вышеописанной вулканогенно-обломочной, в верхней своей части явно континентальной, толщи обосновывается следующими данными:

1. Как было указано выше, она резко трансгрессивно, с угловым и азимутальным несогласием, перекрывает различные горизонты среднеэоценовой (верхний (?) лютет) толщи «кварцевых» кератофигов.

2. В бассейне нижнего течения р. Блдан она трансгрессивно же, с базальным конгломератом в основании, перекрывается Дилижанской угленосно-сланцевосной свитой средне-верхнеолигоценового возраста.

3. В гальках конгломератов базальной свиты «Котрац» и межформационном регрессивном конгломерате «грубообломочной» подсвиты отмечены породы среднеэоценовой вулканогенной толщи (плотчатые кератофировые туфы, авгитовые порфириты и др.) и прорывающей последнюю—Сисибердской и Геджалинской гранитоидных интрузий.

4. Резко выраженный континентальный характер верхней части верхнеэоценовой толщи, с прослоями углистых сланцев и бурых углей, совершенно не характерен для среднеэоценовых образований осевой полосы Малого Кавказа.

5. К северо-западу от поселка Анкадзор из глинистых песчаников «грубообломочной» подсвиты К. А. Мкртчяном собрана флора, среди которой А. Л. Тахтаджяном определены *Aralia firmifolia* N. Vassil. и ряд форм (находящихся в обработке), сильно напоминающие некоторые виды верхнеэоценовой флоры Бадкыза в Туркмении, описанные Н. Д. Василевской [3]. По ее данным, слои с *Aralia firmifolia* и комплексом верхнеэоценовой флоры переслаиваются с нормально морскими песчаниками с характерной фауной Туркестанского яруса в составе: *Ostrea schuravica* Vial., *Liostrea kokanensis* Sow., *Turritella ferganensis* Vial. et Sol., *Corbula pisum* Sow., *Gryphea böhmi* и др. из района оз. Ер-Ойлан-Дуз и *Discocyclina fortisi* d'Ard., *Nummulites aff. prestwichianus* K. Gones, *Crassatella fuchsi* St., *Turritella imbricataria* Lamk., *T. sulcifera* Desh., *Pectuncululus turanglicus* Zncov. и др. из района горы Монах.

6. Из нижней свиты «Котрац» верхнеэоценовой вулканогенной толщи, в районе кочевки Сосни-урт (верховья р. Чанахчи) и зимовки Ача-джур (среднее течение р. Блдан), собрана богатая пелециподовая

и нуммулитовая фауна, находящаяся в обработке. Среди нуммулитов А. Е. Птухяном определены *Nummulites perforatus* de Montf. совместно с *N. incrasatus* de la Harp., что также указывает на верхнеэоценовый возраст вмещающих пород.

В дополнение к изложенному отметим, что в западном направлении верхнеэоценовая вулканогенная толща, вдоль лежащего бока Шагали Элиарского надвига, прослеживается в районе Степанаванского плато, где в мелкообломочных туфобрекчиях из тоннеля «Дзоргес» К. Н. Паффенгольцем собрана фауна, среди которой А. И. Исаевой определены *Turritella imbricata* Lamk., *T. cf. oppenheimeri* Nentan (*T. carinifera* Desh.), *T. subelleptica* Abich., *Nummulites* sp. ind. и другие. Вмещающие породы, однако, им были отнесены к среднему эоцену.

Еще западнее, в районе селений Агарак, Урут, трансгрессивный характер верхнего эоцена выражен отчетливо, с базальным конгломератом в основании.

В свете вышеизложенного можно заключить:

1. В Армянской ССР к синклинальным областям развития палеогеновых отложений приурочивается толща верхнеэоценовых отложений в различных фациях — от типично осадочных до типично вулканогенных и континентально-обломочных. Выделение указанных отложений в системе Памбакского хребта, восточной и западной частях Севано-Ширакской системы хребтов и в других районах развития палеогена Армении представляет первоочередную задачу.

2. В вышеописанных районах залегание верхнеэоценовых отложений трансгрессивное, с базальным конгломератом и другими базальными образованиями в основании, местами с большим угловым и азимутальным несогласием, с подстилающими среднеэоценовыми отложениями.

3. Тектонические подвижки, происходившие на рубеже среднего и верхнего эоцена Армении, находятся в полном согласии с соседними районами Малого Кавказа и Закавказья, относятся к Триалетской фазе, впервые выделенной П. Д. Гамкрелидзе в Аджаро-Триалетской складчатой системе, и имеют региональное значение.

4. Верхнеэоценовый цикл осадконакопления и Триалетская фаза складчатости имеют свой цикл интрузивной деятельности, выразившийся во внедрении щелочных и других сиенитов Центральной полосы и юга Армении (Тежсарская, Бундукская, Гарнасарская интрузии, сиенитовая интрузия Мегринского плутона и др.).

5. Верхнеэоценовая трансгрессия в смысле продолжительности предшествующего перерыва и размыва подстилающих толщ выражена более слабо по сравнению со среднеэоценовой трансгрессией, но по своему геологическому значению и региональным проявлениям должна быть рассмотрена наравне с последним и другими крупными

трансгрессиями (как, например, пермская), установление которых вносит существенные изменения в представлениях о геологии области.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багманов М. А.—Эоценовые отложения горного Талыша (биостратиграфия). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Баку, 1958 г.
2. Barbier R.—C. R. Soc. Geol. France, 7. fev. 1944.
3. Василевская Н. Д.—Эоценовая флора Бадхыза в Туркмении. Сбор. памяти Африкана Николаевича Криштафовича. Изд. АН СССР, М.—Л., 1957 г.
4. Габриелян А. А.—Схема деления палеогена Армении. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 4.
5. Габриелян А. А.—Семь нуммулитовых горизонтов в Армении. ДАН Арм. ССР.
6. Гамкрелидзе П. Д.—Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН Груз. ССР. Тбилиси, 1949 г.
7. Женью М.—Стратиграфическая геология. Перевод с французского. Москва, 1952 г.
8. Мефферт Б. Ф.—Эоценовая фауна из Даралагеза в Армении. Москва—Ленинград, 1931 г.
9. Шаффергольц К. Н.—Геология Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.), Ереван, 1948 г.
10. Халилов Д. М.—Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Баку, 1957 г.

А. Н. НАЗАРЯН

ПЛИОЦЕНОВЫЕ ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХОВЬЯ р. ВОРОТАН

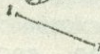
Р. Воротан является левобережным притоком р. Аракс и протекает в юго-восточной части Армянской ССР с СЗ на ЮВ. В верховье реки Воротан, в основном, развиты юрские и эоценовые породы, представленные порфиритами, их туфами, туфопесчаниками, туфосланцами, иногда туфоконгломератами, перекрытыми плиоценовыми озерными отложениями и четвертичными базальтовыми лавами.

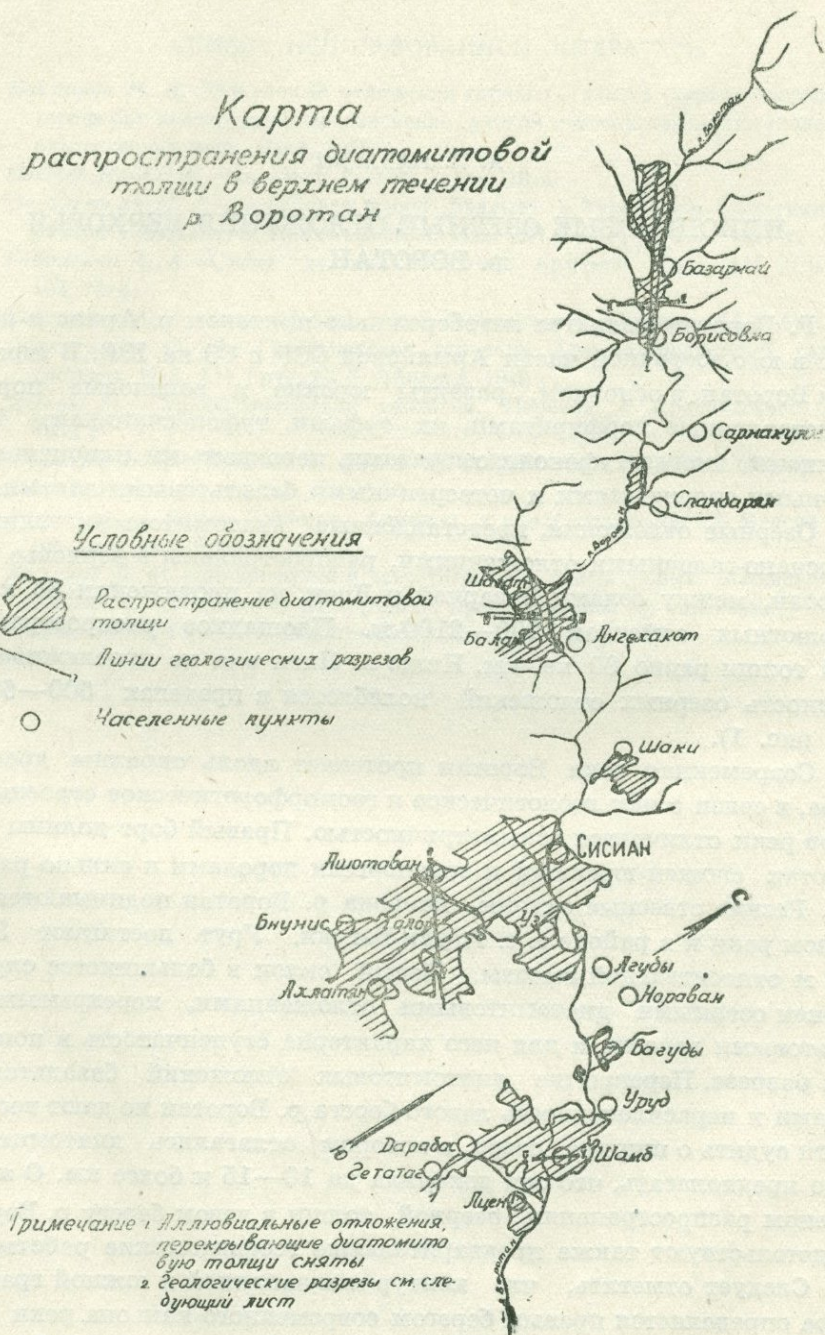
Озерные отложения, представленные диатомитовыми глинами и песчано-галечными отложениями, распространены в верховье реки Воротан, между селами Базарчай и Лцен, на протяжении 35 км на абсолютных отметках 1200—2100 м. Площадное распространение этой толщи равно 80 кв. км. Ниже с. Лцен она не прослеживается. Мощность озерных отложений колеблется в пределах 500—600 м (см. рис. 1).

Современная река Воротан протекает вдоль окраины древнего озера, в связи с чем геологическое и геоморфологическое строение берегов реки отличается асимметричностью. Правый борт долины реки Воротан сложен юрскими и эоценовыми породами и сильно расчленен. Резкие отвесные склоны каньона р. Воротан поднимаются над урезом реки и в районе с. с. Агуди-Вагуди, Урут достигают 300—400 м относительной высоты. Левый склон в большинстве случаев сложен озерными диатомитовыми отложениями, перекрытыми базальтовыми лавами, и для него характерна ступенчатость в поперечном разрезе. Перекрытие диатомитовых отложений базальтовыми лавами и нерасчлененность левого берега р. Воротан не дают возможности судить о ширине озера, в котором отлагались диатомиты, но надо предполагать, что она доходила да 10—15 и более км. О значительном распространении озерной толщи в левом берегу р. Воротан свидетельствуют также предварительные геофизические работы.

Следует отметить, что контур юго-западной и южной границы озера определяется правым берегом современного каньона реки Воротан, сложенного породами эоцена и юры, являющихся субстратом для озерных отложений.

Карта
распространения диатомитовой
толщи в верхнем течении
р. Воротан

- Условные обозначения
-  Распространение диатомитовой толщи
 -  Линии геологических разрезов
 -  Населенные пункты



Примечание: Аллювиальные отложения, перекрывающие диатомитовую толщу сняты
2 геологические разрезы см. следующий лист

Рис. 1

Северо-восточная граница озера замаскирована базальтовыми лавами, из-под которых на левом берегу современного каньона р. Воротан выходят озерные отложения. Базальтовые лавы текли с СЗ на ЮВ и тем самым оттеснили современную реку Воротан к юго-востоку.

Происхождение этого озера, мощные осадки которого в настоящее время находятся на таких больших отметках, можно объяснить на основе многочисленных геолого-геоморфологических данных, полученных при изучении этого участка в 1954 г.

В олигоценовое время участок верховья современной р. Воротан представлял сушу, в пределах которой в верхнемеловое время происходило геосинклинальное поднятие (Зангезурское) с осью, параллельной верхнему течению р. Воротан, чем и объясняется отсутствие неогеновых отложений (за исключением плиоценовых) в верховье р. Воротан.

В верхнеплиоценовое время (акчагыл-апшерон) происходит излияние Ишхансарских лав, которые распространились только в близлежащих к центральному очагу участках и в последующем, частично, были смыты или перекрыты более молодыми лавами. В периферических частях этого огромного вулкана лавы постепенно были замещены вулканогенно-пролювиальными образованиями, так называемой Герусинской толщи, которая в основном состоит из пирокластических образований, часть которых подверглась более или менее значительному переносу временными потоками и переотложению на суше или в мелких временных водоемах.

В настоящее время Герусинская толща имеет мощность более 200 м и представлена грубо- и мелкообломочными туфобрекчиями, брекчконгломератами, конгломератами, туфитами, туфопесчаниками, туфами и пеплами. По характеру слагающих пород, по условиям залегания их и по возрасту Герусинская толща ничем не отличается от Вохчабертской толщи Приереванского района.

Герусинская толща, распространяясь далеко от Ишхансара, в среднем течении р. Воротан подпрудила ее и создала большое Воротанское озеро, в котором шло накопление диатомитов и диатомитовых глин большой мощности. В период накопления диатомитов вулканическая деятельность не прекращалась, о чем свидетельствует наличие многочисленных прослоев пемзы и пепла в диатомитах. В диатомитовые озерные отложения вклиниваются отдельные пачки пирокластического материала, перенесенного временными потоками и переотложенного в виде галечников. Характерно, что в составе последних гальки базальтов занимают самое незначительное место.

Интересно отметить, что подобные озера и пресноводные водоемы с водой, насыщенной кремнекислотой, были приурочены в большинстве случаев к древним долинам рек. К ним относятся озера, существ-

вовавшие по р. р. Раздан (Нурнус, Арзни), Касах (Парби), Ахурян (Ленинаканское озеро) и р. Воротан, где вулканогенно-пролювиальные отложения устремлялись в более пониженные участки древних речных долин, преграждали путь рекам, создавая естественные подпруды, в которых впоследствии устанавливался озерный режим с накоплением диатомитовых отложений.

Озерно-диатомитовые отложения р. Воротан синхроничны с Герусинской толщей, о чем свидетельствует следующее: базальтовые и андезито-базальтовые покровы перекрывают как озерно-диатомитовые отложения, так и Герусинскую толщу в среднем течении р. Воротан; кроме того, в районе с. с. Хот и Шинуайр верхи Герусинской толщи, а в районе с. с. Базарчай и Борисовка—верхи озерно-диатомитовой толщи переслаиваются с базальтовыми покровами.

Образование самой чаши Воротанского озера, по-видимому, связано с тектоникой, она представляет собой пологую брахисинклиналь. В верхнеплиоценовое время произошли дифференциальные тектонические движения, которые привели к поднятию Ишхансарского вулканического нагорья, т. е. участков, окаймляющих р. Воротан с СВ и, отчасти, с ЮВ. Указанные поднятия сопровождались прогибанием периферической части и образованием котловины. В настоящее время горные хребты, окаймляющие Воротанскую впадину с севера, с востока и юго-востока, имеют высоту 2500—3000 м, что подтверждает предположение об имевших здесь место дифференциальных движениях.

Таким образом, морфологически озерная чаша, несомненно, связана с новейшими тектоническими движениями. Некоторые геологические факты дают основание предполагать, что наряду с тектоническими движениями пликативного характера участок котловины подвергся также дизъюнктивным нарушениям, параллельным оси синклинальной складки, наличие которых в настоящее время трудно установить, так как они перекрыты мощными озерными отложениями.

Продолжение этих дизъюнктивных нарушений к востоку констатировано С. С. Мкртчяном в районе с. Татев. Основным геологическим фактором, говорящим в пользу существования дизъюнктивных нарушений, является наличие в водоносных горизонтах диатомитовой толщи большого количества углекислоты, непрерывное пополнение которой предполагается в результате поднятия углекислоты по тектоническим трещинам.

Таким образом, река Проворотан начала свою деятельность в верхнеплиоценовое время, разрабатывая долину по оси синклинальной складки и, возможно, даже по линии крупного дизъюнктивного нарушения, проходящего севернее современной долины р. Воротан. Эрозионный врез Проворотана был довольно глубоким, после чего на

длительное время установился озерный режим. После заполнения озера диатомитовой толщей наступила следующая стадия вулканизма, лавы которого перекрыли озерные отложения. Таким образом, нижний возрастной предел для молодых лав фиксируется налеганием базальтовых и андезито-базальтовых лав на озерные отложения. Лавы изливались отдельными потоками, и горизонтальное распространение их постепенно суживалось, в результате чего они образовали отдельные уступы, которые сохранились в современном рельефе и позволяют восстановить недавние геологические процессы.

Диатомитовая толща в настоящее время залегает на абсолютных отметках 1200—2100 м. Если она образовалась в одном и том же бассейне, то приходится допускать, что как при отложении толщи, так и впоследствии район верховья современной реки Воротан принимал участие в общем сводовом поднятии Малого Кавказа неогено-во-четвертичного времени. Однако отдельные участки Воротанской депрессии воздымались с различной интенсивностью. Так, Базарчайский участок, где диатомитовая толща залегает на высоте 2100 м, подвергся более интенсивному воздыманию, чем Шамбский участок, который намного отставал в скорости поднятия.

Породы диатомитовой толщи залегают горизонтально или с некоторым весьма пологим уклоном к востоку. Однако на участке между с. с. Агуди и Вагуди диатомитовые глины образуют пологую антиклинальную складку, по-видимому, являющуюся результатом отдельных выпучиваний при общем поднятии.

Относительно возраста диатомитовой толщи р. Воротан мнения расходятся.

К. Н. Паффенгольц относит эту толщу к миоцену, считая, что в районе с. с. Агуди и Вагуди она фациально смыкается с Герусинской вулканогенной толщей и вместе с последней уходит под Ишихлинскую толщу, относимую им к плиоцену.

А. Н. Криштафович, впервые изучивший флору этой толщи, высказывает мнение, что толща не может быть отнесена к возрасту древнее плиоценового.

В 1946 г. флора озерных отложений вновь была собрана А. Л. Тахтаджяном, среди которых определены следующие формы: *Acer ibericum*, *Acer lactum*, *celtis caucasica*, *Fraxinus oxycarpa*, *Potamogeton lucens*, *Ulmus foliacea*, *Quercus iberica*, *Myrophyllum spicatum*, *Populus hybrida*, *Phragmites communis*.

Л. И. Леонтьев и В. Е. Хаин относят пепло-диатомитовые отложения р. Воротан к нижнечетвертичному времени.

Все собранные нами данные говорят за то, что диатомитовая толща, развитая в районе с. с. Базарчай и Борисовка, Ангехагот, Сисиан, Толорс, Агуди, Вагуди, Урут и Шамб, образовалась в очень

крупном изолированном, замкнутом, пресноводном бассейне, приуроченном исключительно к синклинальному прогибу, образовавшемуся в верхнеплиоценовое время, в котором в дальнейшем Проворотан разработал себе широкую долину.

Озерные отложения представлены диатомитовыми глинами, пемзовыми песками и вулканическими песками, которые образуют отдельные пачки, чередующиеся с пачками, сложенными песчано-галечными отложениями.

Такое чередование дает основание предполагать, что в периоды отложения диатомитовых глин существовал более спокойный водный режим, воды которого были насыщены кремнекислотой, сменившийся беспокойным режимом, когда скорости воды были настолько сильными, что вполне свободно могли передвигать гальки. Возможно, что режим озера был проточным.

Древняя пониженная долина, представляющая фактически воротанскую зону относительных прогибаний по окраине растущей зоны вулканических нагорий, также была подвержена вертикальным колебаниям, определенно влияющим на режим водного бассейна.

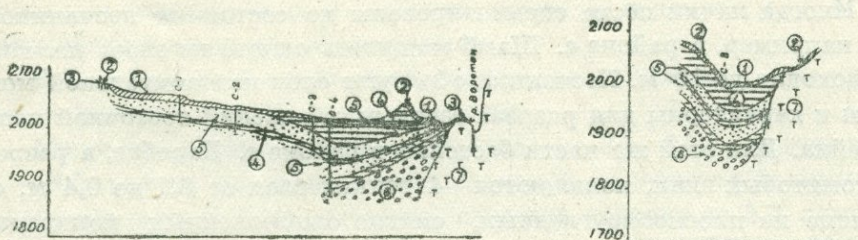
Озерные отложения р. Воротан представлены светло-серыми, почти белыми, желтовато-белыми, слоистыми, иногда жирными диатомитовыми глинами. Многочисленные химические анализы, произведенные лабораторией Армгидэп-а, показывают, что чистых диатомитов мы в разрезе р. Воротан почти не имеем. Среднее значение содержания кремнекислоты колеблется в пределах 60—65—68 %. Как показали скважины, пробуренные до глубины 180 м в районе с. с. Базарчай, Ангехаког, Сисиан и Шамб, мощность отдельных пачек глин доходит до 60 м, причем указанные пачки диатомитовых глин образуют 40—50 % всей толщи озерных отложений (см. рис. 2).

Диатомитовые глины иногда чередуются с пемзовыми песками и редко вулканическими пеплами. Зерна пемзовых песков в большинстве случаев окатанные, что подтверждает их переотложенный характер. Встречающиеся прослои неокатанных пемзовых песков указывают на их воздушное осаждение как вулканических выбросов. В районе с. Шамб имеется сорокаметровая пачка, состоящая из ритмического чередования желтовато-серых диатомитовых глин и серых вулканических песков.

В разрезе озерных отложений с. Базарчай, в частности в его верхней части, принимают участие базальтовые, бурые, с розоватым оттенком, неоднородные, неокатанные вулканические пески со щебенкой базальта. Мощность этих пачек в Базарчайской скважине доходит до 20 м, а всего в наличии таких пачек — три.

Диатомитовые глины, чередующиеся с пемзовыми или вулканическими песками, образуют отдельные пачки, которые чередуются с

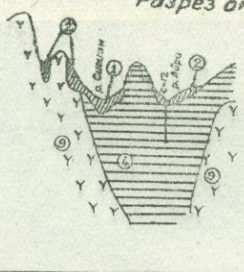
Разрезы около с. Базарчай



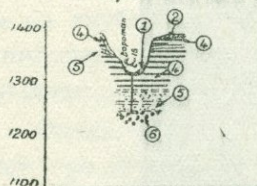
Разрез около с. Ингизакот



Разрез около с. Толарс



Разрез около с. Шатб



У С Л О В Н Ы Е о б о з н а ч е н и я

- | | |
|--|---|
| <p>① <i>ав-а</i> Валунь, галечники и гравий с песком</p> <p>② <i>ав-а</i> Суглинки, глины и супеси с дресвой и щебенкой</p> <p>③ <i>ав-а</i> Андезиты и андезитов базальты</p> <p>④ <i>ав-а</i> Диатомиты и диатомитовые глины с песками и галечниками</p> <p>⑤ <i>ав-а</i> Пески местами глинистые с галькой и гравием</p> | <p>⑥ <i>ав-а</i> Галечники с песком</p> <p>⑦ <i>ав-а</i> Порфириты, их туфы и туфобрекчии</p> <p>⑧ <i>ав-а</i> Туфобрекчии, туфоконгломераты с прослойками туфопесчаников и порфиритов</p> <p>⑨ <i>ав-а</i> Порфириты</p> |
|--|---|

пачками песчано-галечных отложений, возможно, аллювиального происхождения. Так, например, в Базарчайских скважинах мощность пачек галечников и песков колеблется от 2 до 10 м. В районе с. Ангехакот мощность пачек галечников доходит до 4 м, а количество их — до пяти.

Иногда пачки песка сцементированы до состояния песчаников; так, например, в районе с. Шамб мощность одного из слоев песчаников доходит до 10 м. Песчаники образуют слои незначительной мощности и характерны для разреза озерных отложений восточной части бассейна. Для этой же части бассейна в районе с. Дарабас, в разрезе диатомитовых глин, появляются 4 тонких слоя от 0,1 до 0,4 м, состоящие из плоскоокругленных, сильно ожелезненных конкреций, расположенных в ряд и образующих как бы прослой. Наличие железистых соединений в этих конкрециях доходит до 50 %. (см. фото 3).



Фото 3. Озерная диатомитовая толща у сел. Дарабас. В подошве обнажения ожелезненные конкреции песчаника.

К песчано-галечным отложениям, залегающим в озерной диатомитовой толще, приурочены напорные артезианские минеральные воды, сопровождающиеся интенсивным выделением углекислого газа. Залегание подобных напорных минеральных вод в осадочной толще и их сплошное распространение, строго по отдельным пластам, характерны для более древних и глубоких слоев, но в данном случае они приурочены к молодым образованиям.

В Базарчайской чаше пробуренные там скважины установили четыре напорных водоносных горизонта.

Мощность первого водоносного слоя — от 3 до 11 м, высота напора — 8,5, высота фонтана незначительная и измеряется долями метра. Производительность отдельных скважин доходит до 5,0 л/сек.

Второй водоносный горизонт имеет мощность от 6,20 до 23,70 м, напор — от 17,3 до 64 м. Причем в скважине № 8 высота напора над устьем ее доходит до 12 м. Эта же скважина фонтанировала с дебитом 15,0 л/сек с интенсивным выделением углекислоты.

Третий водоносный горизонт имеет мощность от 5,50 до 12 м, напор — от 31 до 76,5 м, дебит скважин — от 8 до 15 л/сек. Здесь также высота напора над устьем скважины была равна 12,0 м. Температура воды этого горизонта доходит до 16°.

Четвертый водоносный горизонт был вскрыт только скважиной № 8 и имеет мощность 15,80 м, напор — 151,2 м, производительность — 16—18 л/сек и температуру 16°.

В Ангехакотской скважине (№ 9) напорные воды были встречены на глубинах 94 и 125,5 м. С последней глубины скважина фонтанировала с дебитом 10,3 л/сек с интенсивным выделением углекислоты.

Около с. Толорс скважина № 12, с глубины 12,5 м, фонтанирует уже три года минеральной водой (по типу, близкой к воде Нарзан) и дебитом 12 л/сек.

Скважиной № 15 у с. Урут были вскрыты два водоносных горизонта, залегающих на глубинах 9 и 14 м. Вода сильно фонтанировала с глуб. 14,0 м с интенсивным выделением углекислого газа. Высота шапки фонтана доходила до 0,8 м. Временами скважина фонтанировала периодически, и были случаи, когда высота фонтана доходила до 5,5 м. Температура воды колебалась от 21 до 23,5°. Дебит воды с глубины 9 м имел 3,0 л/с, а с глуб. 14,0 м — 8,4 л/сек.

Скважина № 16, заложенная около с. Шамб, также вскрыла два водоносных горизонта, первый, приуроченный к глубине 35,0 м, а второй — от 59,0 до 74,5 м. Дебит первого горизонта незначительный — 1 л/сек, а второго — 15 л/сек. Скважина фонтанирует бурно в течение 3 лет (см. фото 4).

Химический состав указанных минеральных вод недостаточно изучен, но все же производимые анализы дают приближенное представление о степени минерализации.

Воды района с. с. Урут и Шамб сильно минерализованные, сухой остаток колеблется от 1604 до 4342 мг/л.

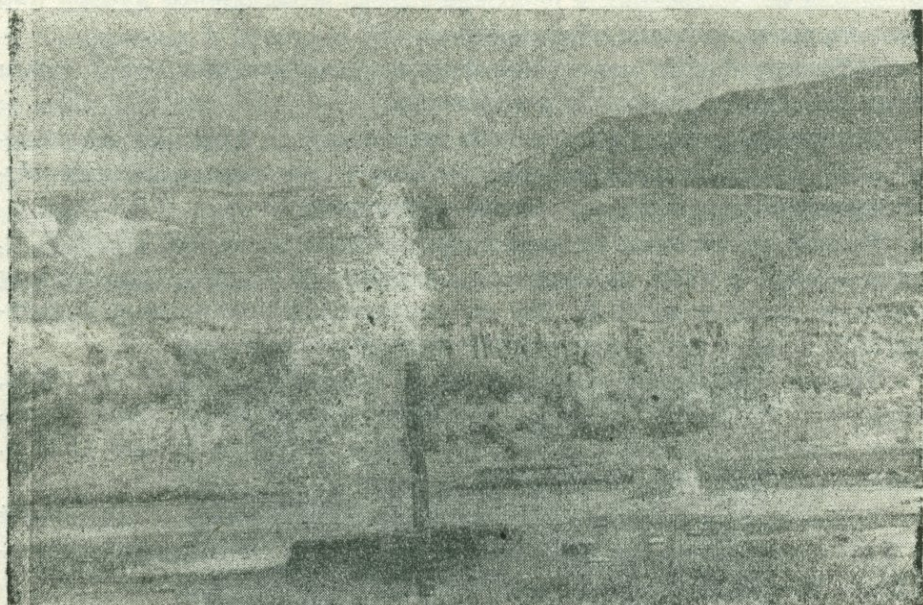


Фото 4. Фонтанирующая скважина № 16. Шамбская чаша.

Воды района с. с. Ангехакот и Базарчай минерализованы в меньшей степени (см. табл. 1). По классификации минеральные воды относятся к гидрокарбонатно-кальциево-натриевым водам. По химическому составу указанные воды близки к водам минеральных источников курорта Джермук, Кисловодского Нарзана и Пятигорского источника XI.

Армения в недавнее геологическое время была ареной интенсивной вулканической деятельности, в результате которой больше половины ее территории было покрыто вулканическими лавами — базальтами и др. Как отголосок этой интенсивной вулканической деятельности, затухающей в настоящее время, мы имеем многочисленные выходы углекислых газов, сопровождаемых минеральными водами. Очень многие выходы углекислых газов с минеральными водами погребены под базальтовыми покровами, и их удастся обнаружить только при бурении скважин (как, например, по р. Раздан).

Но многие из известных до сего времени в Армении минеральных источников, с интенсивным выделением углекислоты, приурочены к горно-складчатым областям, где наряду со складчатостью

Таблица 1

№№ выработок	Глуб. от- бора пробы (в м)	Химический состав воды					
		HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K
1 Скважина 8	72,5	1134,6 18,60 ¹ 36,99 ¹	219,0 4,56 9,07	70,3 1,98 3,94	140,2 7,01 13,95	106,7 8,89 17,67	212,5 9,24 18,38
2 .	83,0	1134,6 18,60 35,95	249,0 5,19 10,03	73,8 2,8 4,02	124,0 6,20 11,90	106,7 8,89 17,18	247,9 10,78 20,83
3 .	97,5	695,11 11,40 40,10	80,0 1,67 5,88	40,5 1,14 4,02	102,4 5,12 18,02	55,0 4,58 16,11	103,7 4,51 15,87
4 Скважина 4	—	1586,0 26,0 38,9	200,0 4,17 6,20	117,1 3,36 4,90	352,8 17,64 26,3	60,0 5,0 7,50	249,1 10,83 16,20
5 Скважина 9	—	915,0 15,0 41,8	94,0 1,96 5,50	35,1 0,99 2,70	137,2 6,86 19,1	60,0 5,0 13,90	140,1 6,09 17,0
6 Скважина 12	0,0	902,8 14,80 41,76	95,0 1,98 5,59	33,40 0,94 2,65	130,0 6,50 18,34	87,0 7,25 20,46	91,3 3,97 11,2
7 Скважина 15	9,0	2171,6 35,60 30,58	480,0 10,00 8,60	446,6 12,58 10,82	60,0 3,00 2,58	217,9 18,16 15,60	851,5 37,02 31,81
8 .	18,0	2244,8 36,80 30,55	480,0 10,0 8,31	476,4 13,72 11,14	87,0 4,35 3,62	227,6 18,97 15,75	848,7 36,90 30,62
9 .	30,0	2269,2 37,20 32,29	310,0 6,46 5,61	494,9 13,94 12,10	124,6 6,23 5,41	211,4 17,62 15,29	776,2 33,75 29,30
10 .	63,0	2568,1 42,10 27,17	900,0 18,75 12,10	590,7 16,64 10,73	321,4 16,07 10,36	180,7 15,06 9,71	1066,3 46,36 29,93
11 Скважина 16	35,0	1384,7 22,70 32,83	300,0 6,25 9,04	199,5 5,62 8,13	105,8 5,29 7,65	150,0 12,50 18,08	385,9 16,78 24,27
12 .	59,0	2196,0 36,0 29,10	600,0 12,50 10,14	472,5 13,31 10,76	208,2 10,41 8,45	238,9 19,91 16,10	724,3 31,49 25,45
	74,5	2911,9 37,9 107,9	245,0 5,10 4,46	505,9 14,25 12,44	345,6 17,28 15,10	255,1 21,28 18,56	430,3 18,71 16,34

¹ В нижних двух строчках приведены компоненты в миллиграмм-эквивалентах и миллиграмм-эквивалент-процентах.

имеются дизъюнктивные нарушения, а в некоторых случаях наблюдаются даже прорванные интрузии. По указанным нарушениям минеральные воды выходят на поверхность.

В бассейне р. Воротан минеральные воды и сопровождающие их углекислые газы приурочены к озерной толще, т. е. песчано-галечным отложениям, залегающим между водоупорными слоями диатомитовых глин, и при вскрытии их скважиной в любой точке они фонтанируют. Следовательно, весь озерный бассейн имеет ряд горизонтов, насыщенных минеральными водами и углекислыми газами, количество которых фактически неисчерпаемо. Эксплуатация многочисленных скважин в течение 3 лет ни в какой мере не повлияла на дебит воды и газа, что указывает на наличие источников пополнения, приуроченных к более глубинным слоям, т. е. субстрату диатомитовых глин, сложенному юрскими породами. Приходится допустить, что в последних имеются крупные дизъюнктивные нарушения, по которым интенсивно поднимаются углекислый газ и минеральные воды, питающие озерный подземный бассейн.

Следует отметить, что минеральные воды около с. с. Урут и Шамб, выявленные на глубине 50—60 м, имеют температуру 24—26°, что указывает на их связь с глубинными гидротермами и на возможность повышения температуры воды с глубиной. Возможно, что с глубины 500—1000—1500 м можно будет получить высокотермальные воды, которые смогут создать перспективы практического использования водного тепла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т.—О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 6.
2. Габриелян А. А.—О геотектоническом районировании Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1956 г.
3. Криштафович А. Н.—Плиоценовая флора диатомитовых отложений Базар-чая. Ботанический журнал, № 5—6, 1939 г.
4. Леонтьев Л. И., Хаин В. Е.—О возрасте молодых вулканических толщ Карабахского плато. Докл. АН Азерб. ССР, т. III, № 3, 1947 г.
5. Милановский Е. Е.—О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. Ученые записки МГУ, вып. 161. Геология, том V, 1952 г.
6. Милановский Е. Е.—О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Известия АН СССР. Серия геологическая, № 10, 1956 г.
7. Мкртчян С. С.—Новые данные о геологическом строении южной части Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1948 г.
8. Паффенгольц К. Н.—Геология Армении, 1949 г.
9. Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А.—Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. VIII, 1948 г., № 5.

С. И. БАЛАСАНЯН

ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОДУКТАХ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ЭФФУЗИВНЫХ ЦИКЛОВ АРМЕНИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НЕЙ ЧАСТЕЙ МАЛОГО КАВКАЗА

С целью выяснения особенностей количественного изменения петрогенных элементов, в процессе развития эффузивного магматизма Армении и прилегающих к ней частей Малого Кавказа по средним химическим составам разновозрастных эффузивных пород, построены вариационные диаграммы, представленные на рис. 1—9. Последовательность образования петрографических разновидностей эффузивных циклов указана в табл. 1. Нумерация вертикальных линий на диаграммах рис. 1—7 соответствует порядковым номерам петрографических разновидностей в табл. 1.

Из диаграммы рис. 1 отчетливо видно, что в последовательно формировавшихся продуктах юрского эффузивного цикла Северной Армении содержание петрогенных элементов периодически увеличивается и уменьшается. Это является следствием неоднократного проникновения периодически повторяющейся по составу магмы в течение юрского цикла. Характерно, что увеличение Na_2O и SiO_2 сопровождается уменьшением CaO , Al_2O_3 , MgO , FeO , Fe_2O_3 (в конце цикла при уменьшении Na_2O и SiO_2 уменьшается также Fe_2O_3). Поэтому на диаграмме максимумы и минимумы¹ SiO_2 и Na_2O , с одной стороны, и перечисленных окислов, — с другой, обращены в противоположные стороны. Все кривые сильно ломаные, что свидетельствует о резком изменении во времени содержания петрогенных элементов. Несколько особняком стоит кривая K_2O , характеризующаяся наименьшей степенью ломаности, что говорит о значительном постоянстве количества K_2O в продуктах юрского цикла. Неотчетливо выраженные максимумы и минимумы K_2O в большинстве случаев не совпадают с таковыми Na_2O , т. е. изменение относительного содержания этих двух окислов идет обычно в противоположном направлении. Часто K_2O варьирует во времени подобно фемическим элементам.

¹ Выступы кривых, соответствующие повышению содержания элементов, называем максимумами, а углубления — минимумами.

Таблица 1

Эффузивные циклы	Место проявления	Продукты эффузивных циклов в порядке их образования						
		1	2	3	4	5	6	7
Юрский	Северная Армения	Кварцевые порфиры	Порфириты	Кварцевые кератофиры	Порфириты	Кварцевые порфиры	Порфириты	Авгитовые порфириты
	Южная Армения	Порфириты	Плагноклазовые порфириты	Кварцевые порфириты	Диабазовые порфириты	Плагноклазовые порфириты	—	—
Меловой	Северная Армения	Трассы	Порфириты	Диабазовые порфириты	—	—	—	—
Эоценовый	Центральная Армения	Тубобрекчии порфиритов	Кварцевые порфиры	Порфириты	Эффузивы среднего состава	Трахиандезиты	Эпилейцитовые порфиры	—
Плиоценовый	Центральные части Малого Кавказа	Базальты, андезиты-базальты	Андезиты	Дациты	Липариты, обсидианы	—	—	—
Четвертичный	Центральные части Малого Кавказа	Лавы типа А	Лавы типа В	Лавы типа С	Лавы типа Д	Лавы типа Е	—	—
		Пемзы	Шлаки	Желтые туфы туфолавы	Черные туфы и туфолавы	Фиолет. и розовые туфы и туфолавы	Черные туфы	Красные туфы и туфолавы

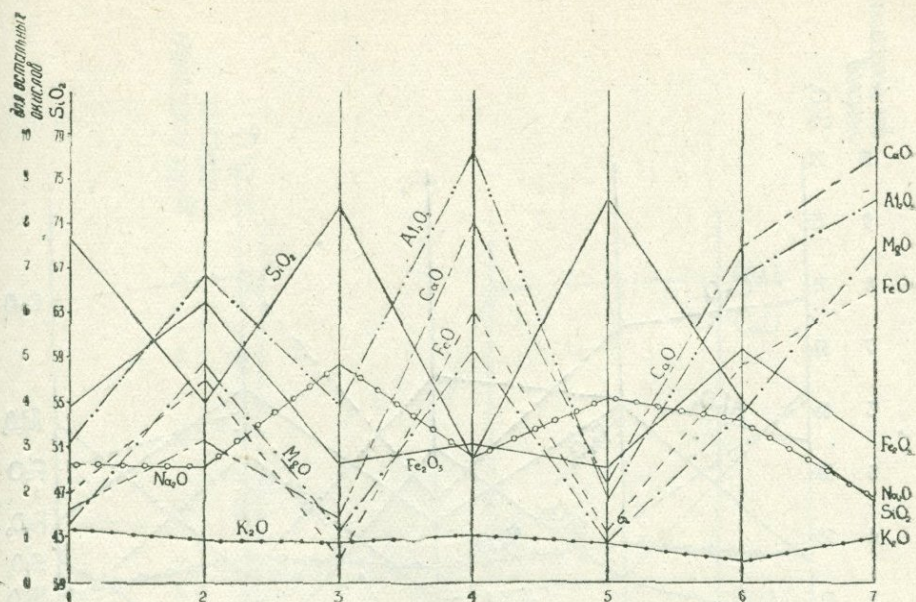


Рис. 1

Диаграмма рис. 2 показывает, что в продуктах юрского эффузивного цикла Южной Армении изменение в содержании Na_2O и K_2O идет параллельно и примерно одинаковым темпом, поэтому их кривые проходят почти параллельно друг другу, а максимумы и минимумы обращены в одинаковые стороны. Оба компонента периодически увеличиваются и уменьшаются, причем настолько мало они изменяются в содержании, что их кривые приближаются к прямой. Совершенно одинаково варьируют также SiO_2 и Al_2O_3 . Если в начальных продуктах эффузивного цикла при их увеличении увеличиваются K_2O и Na_2O , то в остальных породах изменение парных окислов характеризуется противоположной направленностью. Интересно, что Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO изменяются подобно Na_2O и K_2O , только в начальных продуктах цикла CaO , FeO и MgO уменьшаются, а K_2O , Na_2O и остальные окислы, наоборот, увеличиваются.

Из-за отсутствия аналитических данных большинства продуктов мелового эффузивного цикла судить о характере изменения петрогенных элементов не представляется возможным. Здесь приводится диаграмма рис. 3, составленная на основании средних составов только некоторых продуктов турона. Из диаграммы явствует, что в последовательно образовавшихся породах турона возрастает содержание окислов Al , Ca , Fe'' , Fe''' , Mg , но убывает количество SiO_2 . Содержание Na_2O и K_2O увеличивается, а затем уменьшается.

Судя по диаграмме рис. 4, в последовательно формировавшихся эффузивах эоценового цикла большинство петрогенных элементов

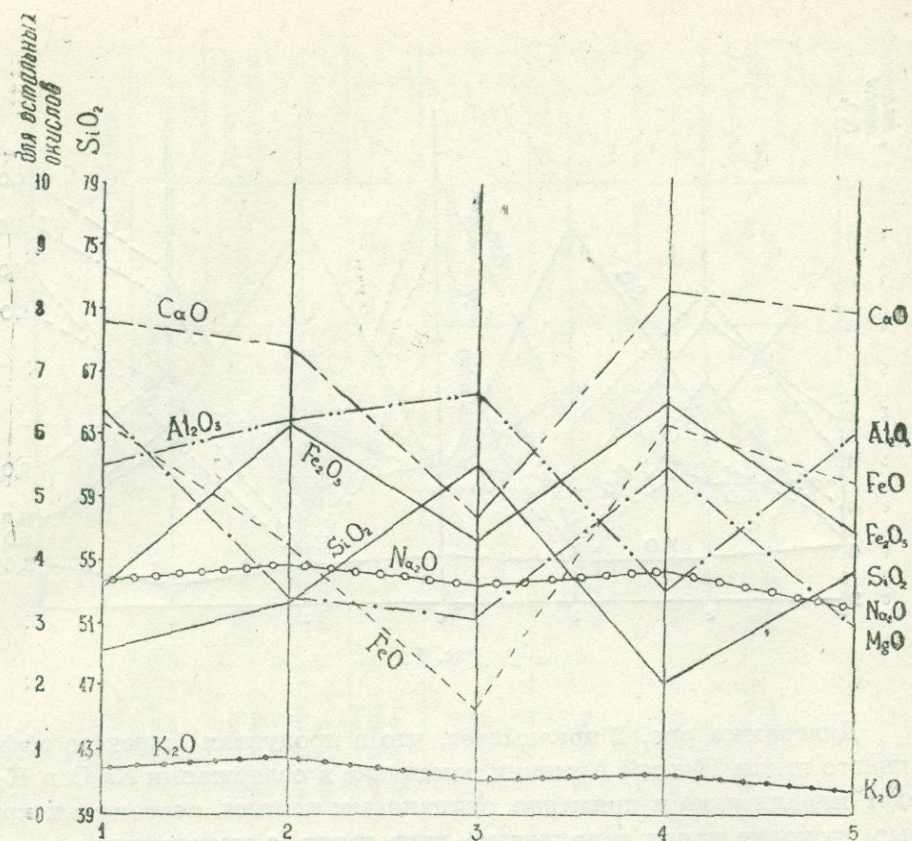


Рис. 2

периодически увеличивается и уменьшается, причем возрастание количества SiO_2 сопровождается убыванием содержания остальных окислов, за исключением K_2O и Na_2O . Последние два окисла прогрессивно увеличиваются, давая каждый из них незначительное отступление в различные периоды цикла. Интересно отметить, что отступление от нормального хода изменения как Na_2O , так и K_2O , выражающееся в некотором уменьшении их содержания, во времени совпадает с убыванием количества SiO_2 . Можно предполагать, что отступление указанных компонентов как раз вызвано изменением в магме концентрации Si. Характерно еще то, что при периодическом уменьшении содержания SiO_2 прогрессивное увеличение K_2O заметно замедляется и, наоборот, это увеличение усиливается, когда повышение K_2O совпадает во времени с увеличением SiO_2 . Этот характерный признак вариации K_2O более отчетливо проявляется в особенности в середине и конце эоценового цикла (в середине и конце диаграммы рис. 4, в случае совпадения максимумов SiO_2 и K_2O , кривая K_2O смещается кверху гораздо больше, чем при совпадении минимума

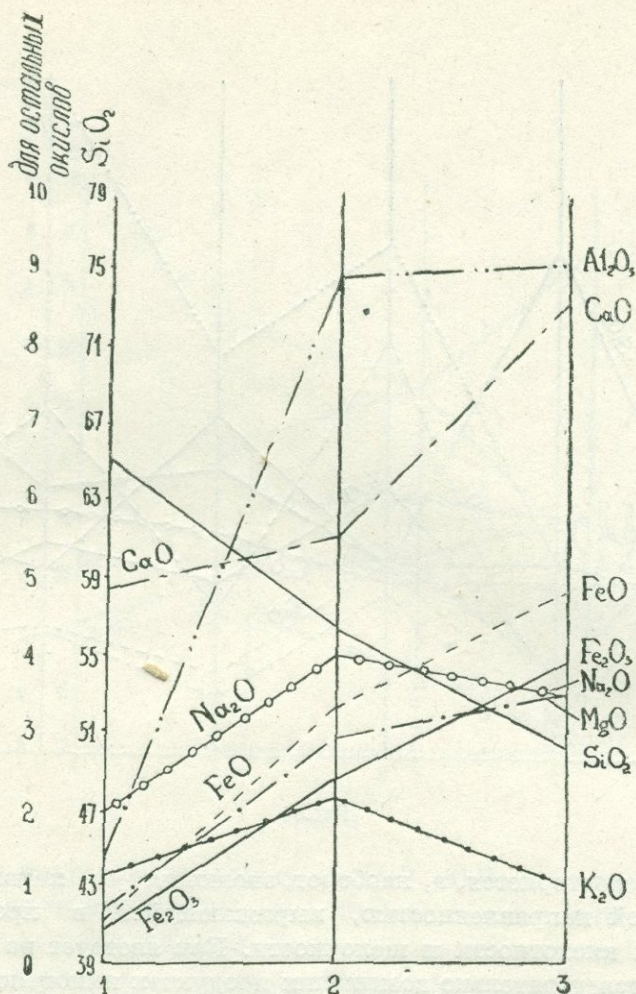


Рис. 3

SiO₂ с максимумом K₂O). Все кривые на диаграмме рис. 4 сильно ломаные, за исключением кривой Na₂O, отличающейся наименьшей степенью ломаности. В первой части диаграммы менее ломана также кривая K₂O. Как становится очевидным, в продуктах эоценового цикла из петрогенных элементов наименьшим колебаниям содержания подвергается Na. Увеличение количества K₂O происходит большей скоростью, чем Na₂O, поэтому кривая K₂O, расположенная в начале диаграммы ниже кривой Na₂O, быстро смещается вверх по отношению к кривой Na₂O.

Диаграмма рис. 5 отличается от предыдущих тем, что все кривые менее ломаные. Это объясняется тем, что в течение плиоценового цикла неоднократное проникновение магмы по составу перио-

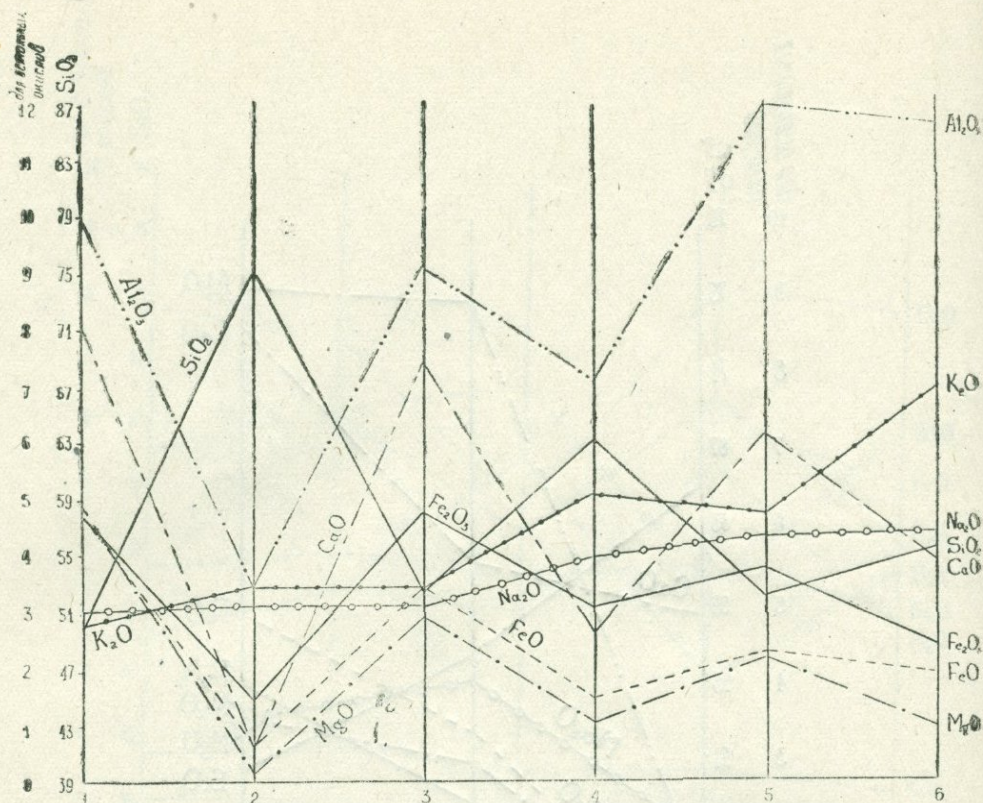


Рис. 4

дически не повторяется, а, наоборот, эволюция ее характеризуется определенной направленностью, выражающейся в прогрессивном увеличении кислотности и щелочности. Как явствует из диаграммы рис. 5, в последовательно возникших продуктах плиоценового цикла происходит закономерное возрастание SiO_2 , K_2O и убывание остальных компонентов. Na_2O также увеличивается, убываясь несколько в конечном продукте цикла. Скорость изменения Na_2O и K_2O почти одинакова.

На диаграмме рис. 6 все кривые значительно ломаные, что указывает на большое колебание содержания петрогенных элементов в лавах четвертичного времени. Из этой диаграммы вытекает, что в последовательно изливавшихся лавах четвертичного цикла Na_2O и K_2O периодически увеличиваются и уменьшаются, причем в различных лавах они изменяются различным темпом. Na_2O и K_2O увеличиваются в лавах типа В и С, затем уменьшаются в лавах типа D и снова возрастают в лавах типа Е. В противоположном направлении изменяются CaO , MgO , Fe_2O_3 . SiO_2 возрастает в лавах типа В, после чего убывает в лавах типа С и D и снова возрастает в лавах типа Е.

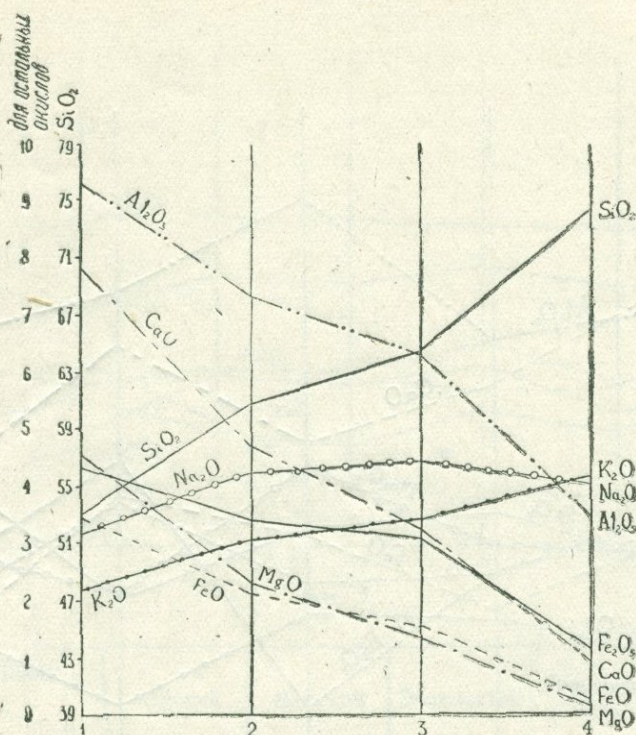


Рис. 5

В обратном направлении изменяется FeO . Al_2O_3 понижается в лавах типа В, затем повышается в лавах типа С, после чего постепенно понижается в лавах типа D и Е.

На диаграмме рис. 7 все кривые характеризуются меньшей ломаностью, что объясняется значительным постоянством содержания петрогенных элементов в туфах и туфоловах четвертичного цикла. Однако следует отметить, что кривые Na_2O и K_2O здесь более ломаные, чем на диаграммах рис. 1 и 2. Наибольшим постоянством содержания отличается Al_2O_3 , кривая которого в своей большей части представлена почти прямой линией. В последовательно формировавшихся туфах и туфоловах четвертичного цикла Na_2O , K_2O и SiO_2 периодически увеличиваются и уменьшаются, причем в начале K_2O изменяется сравнительно быстрым темпом. В противоположном направлении изменяется FeO . Сначала Al_2O_3 увеличивается, а затем постепенно уменьшается. Fe_2O_3 сначала возрастает, а затем убывает и далее варьирует подобно SiO_2 , Na_2O и K_2O . MgO отличается достаточным постоянством содержания, вследствие чего максимумы и минимумы на кривой MgO неотчетливо выражены. CaO изменяется одинаково с FeO с той разницей, что в наиболее молодых красных

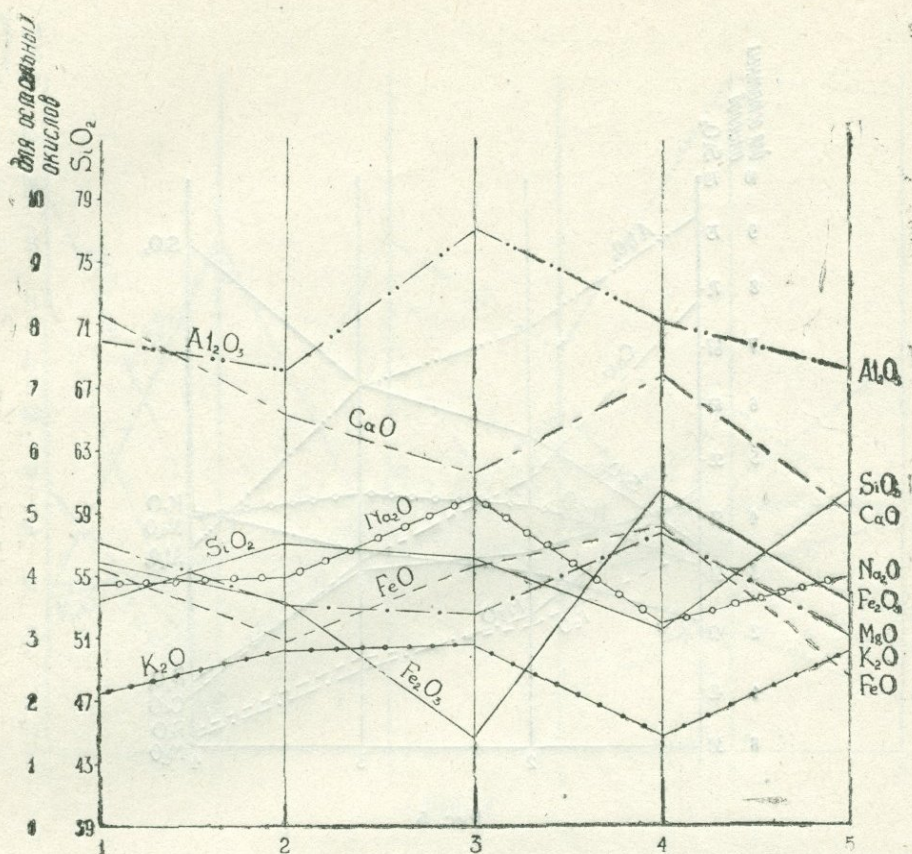


Рис. 6

туфах и туфолавах FeO понижается, а CaO , наоборот, повышается. Кроме того, во второй части диаграммы степень ломаности кривой CaO уменьшается и она приближается к прямой.

Как показывает анализ последних двух диаграмм, продукты четвертичного цикла характеризуются наибольшей пестротой вариации петрогенных элементов. Вообще при омолаживании циклов пестрота вариации элементов увеличивается. Только исключение составляет плиоценовый цикл.

На рис. 8 представлена вариационная диаграмма средних химических составов однотипных вулканогенных пород различных эффузивных циклов Армении и прилегающих к ней частей Малого Кавказа. Нумерация вертикальных линий на диаграмме соответствует порядковым номерам разновозрастных однотипных пород в табл. 2.

Различные части диаграммы, отображающие вещественный состав разновозрастных однотипных пород, по расположению кривых отличаются друг от друга. Это естественно, т. к. эффузивы различного петрографического состава характеризуются различным количе-

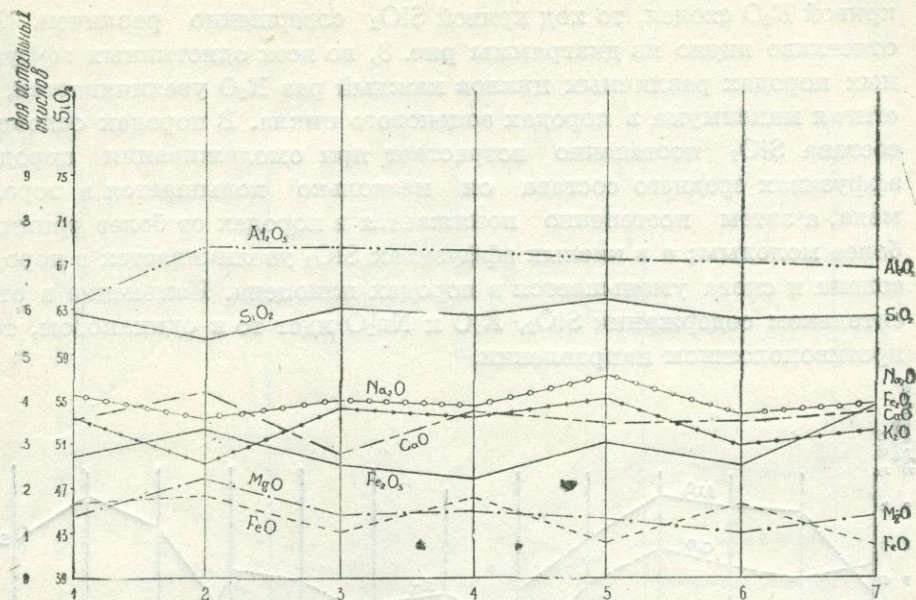


Рис. 7

Таблица 2

Циклы	Юрский	Меловой	Эоценовый	Плиоцено- вый	Четвертич- ный
Типы пород					
Эффузивы основного состава	1	2	3	4	5
Эффузивы среднего состава	6	7	8	9	10
Эффузивы кислого состава	11	—	12	13	—

ственным соотношением одних и тех же петрогенных элементов. В полях однотипных пород кривые также отличаются друг от друга по расположению относительно абсцисс, что говорит о различных количественных соотношениях элементов как в разновозрастных однотипных породах, так и в однотипных породах одного и того же возраста. Только в редких случаях в последних содержание двух компонентов сравнивается и потому на вертикальных линиях иногда две кривые сольются в одной точке. Ход кривых¹ большинства одних и тех же элементов в полях однотипных пород сходен и различен. Например, ход кривой Na_2O различен в полях пород основного (1—5) и среднего (6—10) составов, но однотипен в полях пород среднего и кислого (11—13) составов. Если во всех полях однотипных пород ход

¹ Ход кривой показывает изменение в относительном содержании данного элемента во времени.

кривой K_2O сходен, то ход кривой SiO_2 совершенно различен. Как отчетливо видно из диаграммы рис. 8, во всех однотипных эффузивных породах различных циклов каждый раз K_2O увеличивается, достигая максимума в породах эоценового цикла. В породах основного состава SiO_2 постепенно возрастает при омолаживании пород; в эффузивах среднего состава он несколько повышается в породах мела, а затем постепенно понижается в породах от более ранних к более молодым; а в кислых эффузивах SiO_2 увеличивается в породах эоцена и снова уменьшается в породах плиоцена. Изменение в относительном содержании SiO_2 , K_2O и Na_2O идет то в одинаковом, то в противоположном направлении.

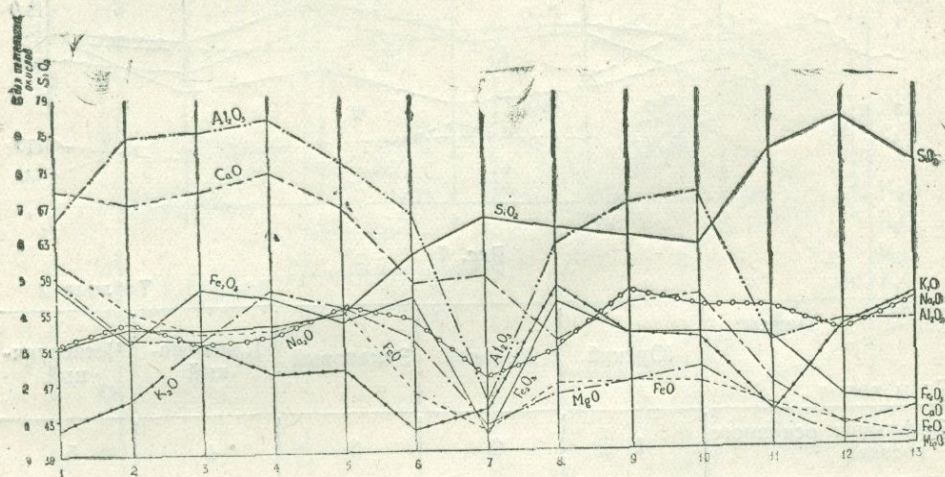


Рис. 8

На рис. 9 представлена вариационная диаграмма средних составов продуктов отдельных эффузивных циклов Армении и прилегающих к ней частей Малого Кавказа. Вертикальная линия 1 характеризует средний тип магмы юрского, 2—мелового, 3—эоценового, 4—плиоценового и 5—четвертичного циклов. Из диаграммы следует, что средние типы магм различных эффузивных циклов значительно отличаются по концентрации петрогенных элементов. Исключение составляют средние типы магм плиоценового и четвертичного циклов, характеризующиеся весьма близкими количественными соотношениями элементов. Поэтому кривые всех элементов, между вертикальными линиями 4 и 5, с последними составляют весьма близкие углы. На диаграмме рис. 9 все кривые в общем отличаются друг от друга, что говорит об индивидуальных особенностях изменения петрогенных элементов в средних типах магм различных циклов. Однако небольшое количество кривых по своим некоторым частям обнаруживает сходные черты, что хорошо наблюдается в правой части диаграммы, между линиями 3 (эоцен) и 5 (четвертичный).

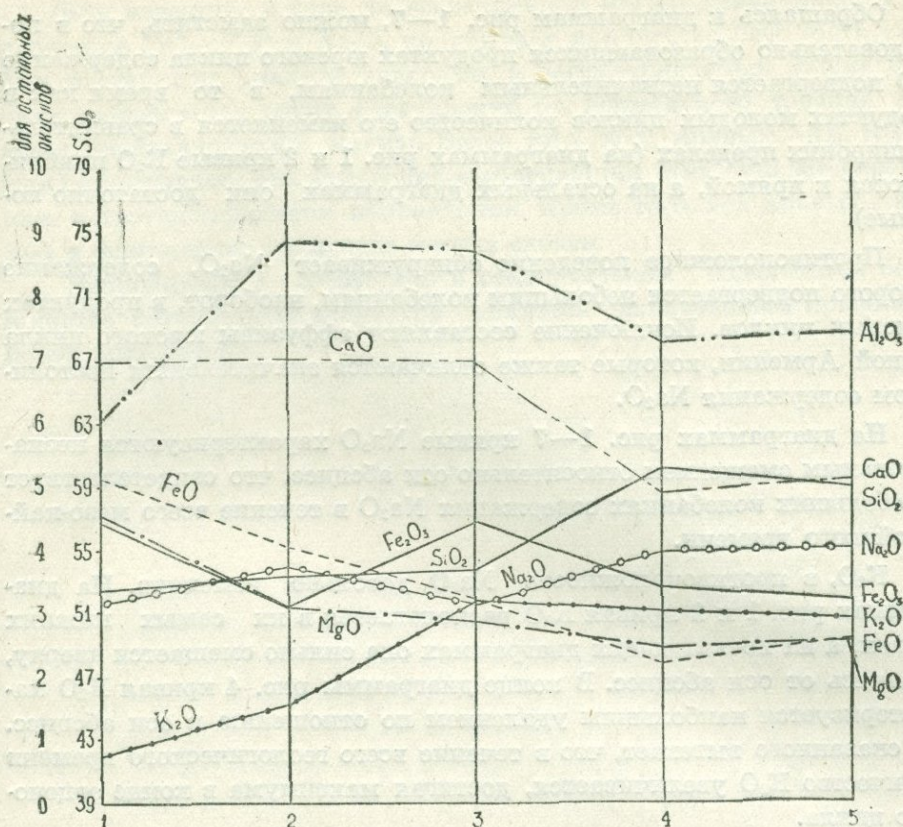


Рис. 9

Изменение петрогенных элементов во времени, в средних типах магм эффузивных циклов, происходит следующим образом:

1. K_2O увеличивается, достигая максимума в магме эоценового цикла.
2. Na_2O отличается постоянством содержания, причем несколько уменьшается в магме эоценового цикла, но увеличивается в магмах плиоценового и четвертичного циклов.
3. Возрастает содержание SiO_2 и убывает количество FeO , MgO .
4. Al_2O_3 увеличивается, достигая максимума в магмах мелового и эоценового циклов.
5. CaO характеризуется постоянством содержания в магмах юрского, мелового и эоценового циклов, с одной стороны, в магмах плиоценового и четвертичного циклов, — с другой, причем в последних значительно уменьшается.
6. Концентрация Fe_2O_3 понижается в магме мела, затем повышается в магме эоцена, а потом снова понижается в магмах плиоцена и четвертичного времени.

Обращаясь к диаграммам рис. 1—7, можно заметить, что в последовательно образовавшихся продуктах юрского цикла содержание K_2O подвергается незначительным колебаниям, в то время как в продуктах молодых циклов количество его изменяется в сравнительно широких пределах (на диаграммах рис. 1 и 2 кривые K_2O приближаются к прямой, а на остальных диаграммах они достаточно ломанные).

Противоположное поведение обнаруживает Na_2O , содержание которого подвергается небольшим колебаниям, наоборот, в продуктах молодых циклов. Исключение составляют эффузивы юрского цикла южной Армении, которые также отличаются значительным постоянством содержания Na_2O .

На диаграммах рис. 1—7 кривые Na_2O характеризуются незначительным смещением относительно оси абсцисс, что свидетельствует о небольших колебаниях содержания Na_2O в течение всего мезо-кайнозойского времени.

K_2O , в противоположность Na_2O , довольно изменчив. На диаграммах рис. 1 и 2 кривая K_2O располагается в их самых нижних частях, а на последующих диаграммах она сильно смещается вверх, удаляясь от оси абсцисс. В конце диаграммы рис. 4 кривая K_2O характеризуется наибольшим удалением по отношению к оси абсцисс. Из сказанного вытекает, что в течение всего геологического времени количество K_2O увеличивается, достигая максимума в конце эоценового цикла.

Степень ломаности кривых петрогенных элементов на одной и той же диаграмме, а также степень ломаности кривых одних и тех же элементов на различных диаграммах, часто различна, что говорит о различных скоростях изменения в концентрации элементов как в течение отдельных циклов, так и в течение всего геологического времени в целом. Наблюдается очень мало отступлений от этого правила, в частности для Na_2O и K_2O .

На различных диаграммах кривые одного и того же элемента отличаются друг от друга в своих деталях, что свидетельствует об индивидуальных особенностях изменения каждого элемента в различных периодах геологического времени.

На одной и той же диаграмме кривые отличаются друг от друга по расположению относительно осей координат. Нельзя не заметить, что кривая одного элемента не совпадает с кривой другого, только реже две или три кривые сливаются в одной точке на вертикальных линиях. Исходя из этого, можно сделать вывод, что концентрация петрогенных элементов в магме каждого цикла в течение всей ее эволюции была различна и лишь только были отдельные моменты, когда содержание двух и весьма редко трех элементов равнялось.

Как известно, в ходе дифференциации магмы увеличивается содержание SiO_2 , K_2O и Na_2O , но убывает количество FeO , MgO , CaO . Как явствует из анализа диаграмм, в рассматриваемых наших случаях наблюдается много отступлений от нормального течения процесса кристаллизации магмы. Более того, ход кривых SiO_2 , K_2O и Na_2O показывает, что изменение в содержании этих окислов нередко идет в противоположном направлении. Кроме того, ход кривых Na_2O , K_2O и феррических элементов иногда сходен.

Периодичность изменения в относительном содержании большинства петрогенных элементов является характерным признаком почти всех циклов.

А. Т. АСЛАНЯН

ОБ АНАЛИТИЧЕСКОМ ВЫБОРЕ РАЦИОНАЛЬНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПРОХОДКИ РАЗВЕДОЧНЫХ ВЫРАБОТОК НА ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Задача детальной разведки месторождений полезных ископаемых заключается в выявлении таких запасов сырья, которые могли обеспечить рентабельную работу горнодобывающих предприятий. Мощность последних устанавливается при прочих равных условиях пропорционально запасам месторождений, причем, как известно, чем больше мощность предприятия, тем меньше себестоимость продукции. Вместе с тем, опыт показывает, что ниже некоторого минимума производительности горнодобывающего предприятия рентабельная эксплуатация месторождения невозможна, а увеличение мощности предприятия лимитируется недостатком в запасах сырья.

Так, например, анализ деятельности ряда предприятий Союза, добывающих и перерабатывающих свинцовые руды, показал, что рентабельность их работы в экономически хорошо освоенных районах могла быть обеспечена при наличии минимальных запасов свинца порядка 15 000 т с содержанием его в руде минимум 3 %, или, соответственно, 30 000 т свинца с содержанием минимум 1,5 % и т. д. Аналогичные результаты дает также предварительный анализ деятельности предприятий промышленности других цветных и редких металлов.

Следовательно, главной задачей предварительной разведки месторождений полезных ископаемых должно являться определение возможности обнаружения такого минимума запасов сырья, который мог бы обеспечить рентабельную эксплуатацию месторождения.

Из указанного положения следует, что на первом этапе разведки месторождений необходимо выбрать такую густоту сети выработок и такую последовательность их проведения, которые могли определять возможность наличия требуемого минимума запасов, после чего, при получении положительных результатов, можно было детализировать разведку и подсчитывать запасы по промышленным категориям.

История разведки большого числа жильных месторождений южных областей Союза показывает, что разведочные работы на них проводились в ряде случаев без учета указанного выше требования.

При разведке жильных месторождений чаще всего применяется следующий порядок работ.

После того как наземными поисково-съемочными работами выявляются и оконтуриваются промышленно интересные рудные жилы или зоны, при благоприятных условиях рельефа проводится разведка их сверху вниз штольнями, располагаемыми параллельно друг другу через каждые 40—50 м, причем каждая нижняя штольня проходится при получении положительных результатов по верхней штольне и т. д. Такая последовательность проходки разведочных выработок вполне оправдывает себя во всех тех случаях, когда рудные тела прослеживаются по падению на большую глубину и, следовательно, обеспечивают подсчет требуемого минимума запасов. Однако положение в корне меняется, когда рудные тела сравнительно быстро выклиниваются с глубиной. Выклинивание доказывается в подобных случаях штольнями самого нижнего яруса разведочной сети—обнаруживается отсутствие требуемого минимума запасов и в связи с этим разведочные работы прекращаются. В этом случае штольни, пройденные выше самого нижнего (опорного) горизонта разведочных выработок, давших ввиду выклинивания жилы или зоны отрицательный результат, оказываются излишними, ибо задача этих промежуточных штолен решается независимо от них штольнями опорного горизонта.

Таким образом, напрашивается самоочевидный вывод о том, что после оконтуривания и опробования рудной жилы или зоны на поверхности разведочные работы необходимо провести непосредственно на том горизонте месторождения (жилы или зоны), выше которого может быть подсчитан требуемый минимум промышленных запасов.

Рассмотрим следующий идеализированный пример (см. рис. 1).

Пусть крутопадающая жила имеет длину l , мощность d , плотность γ при среднем содержании полезного компонента C , а условия рельефа позволяют вести разведку штольнями-квершлагами. Обозначим промышленный минимум запасов полезного компонента через $P_{\min}$. Требуемый минимум запасов будет обеспечиваться при нарезке жилы на некоторой минимальной глубине (опорном горизонте)

$$h_{\min} = \frac{100\% \cdot P_{\min}}{ld\gamma C}.$$

Принимая для жилы со свинцовым оруденением $P_{\min}=15\,000$ т, $l=600$ м, $d=1,5$ м, $\gamma=2,8$ т/м³, $C=3\%$, получим $h_{\min}=200$ м.

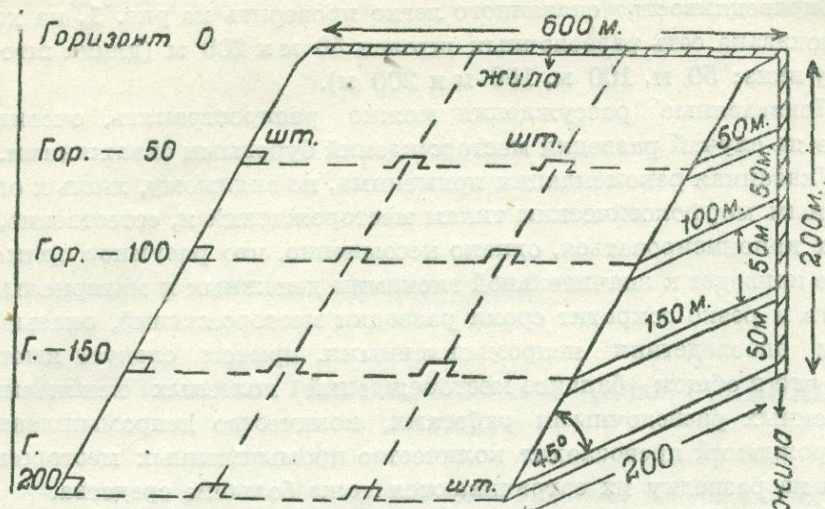


Рис. 1

Следовательно, для оценки перспектив рассматриваемого месторождения необходимо на первом этапе разведочных работ провести квершлагно-штольные работы не через каждые 40—50 м сверху вниз (по вертикали), как это часто практикуется, а на горизонте, расположенном на 200 м ниже обнаженной верхней части жилы или зоны, поскольку если горные выработки этого горизонта в совокупности с другими данными об особенностях оруденения и геологического строения месторождения дадут отрицательные результаты, то разведку можно считать законченной без проходки штолен на более высоких горизонтах.

Для разведки рассматриваемой жилы по сети штолен, проводимых по простиранию жилы через каждые 200 м и по падению через каждые 50 м, потребуется пройти 16 штолен, суммарная длина которых при уклоне рельефа 45° составит 2000 п. м., а общая стоимость 800 000 (стоимость одного п. м. при механической проходке принимается около 400 р.), между тем для определения интересующего нас минимума запасов достаточно пройти четыре штольни на нижнем горизонте (—200 м) общей длиной 800 п. м., затратив на это максимум 400 000 р. и сократив время разведки в два раза. Очевидно, если в обоих рассмотренных случаях речь идет о выклинивании рудной жилы или зоны между двумя нижними горизонтами (—150 и —200 м), то будет выигрыш вдвое в ассигнованиях и во времени на разведку. Если же во втором случае промышленное оруденение будет установлено на самом нижнем разведочном горизонте (—200 м), то разведочная сеть штолен должна развиваться вверх от опорного горизонта и на разведку будут затрачиваться такие же ассигнования и время, что и в первом случае.

Справедливость сказанного легко проверить на рис. 1, на котором показана сеть разведочных штолен 50 м x 200 м (длина штолен сверху вниз: 50 м, 100 м, 150 м и 200 м).

Приведенные рассуждения можно распространять, очевидно, также на случай разведки месторождений буровыми скважинами.

Указанная рекомендация применима, по-видимому, лишь к определенным морфологическим типам месторождений и, естественно, не может канонизироваться, однако несомненно, что разумное применение ее приведет к значительной экономии денежных и материальных средств и резко сократит сроки разведки месторождений, оказывающихся впоследствии непромышленными, причем следует иметь в виду, что в общем балансе месторождений полезных ископаемых, охваченных разведочными работами, количество непромышленных месторождений превосходит количество промышленных месторождений и на разведку их затрачиваются тоже большие средства.

Таким образом, предлагаемая для обсуждения рекомендация сводится к развитию сети разведочных выработок на первом этапе разведки жильных месторождений в направлении от нижних горизонтов к верхним горизонтам их, причем минимальная глубина разведочного опорного горизонта определяется аналитически согласно формуле $h_{min} = 100^0 / \gamma \cdot P_{min} / d \gamma C$.

Для уточнения обсуждаемого положения представляется целесообразным провести соответствующее тематическое исследование, имеющее целью детальный анализ и обобщение опыта разведки ряда характерных месторождений и выработку конкретных предложений, могущих быть использованными на практике.

А. Т. АСЛАНЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ ГРАВИТАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ

Одной из главнейших причин разнообразия изверженных пород считается гравитационная дифференциация магмы, происходящая как в подкоровой области, так и в интрузивных камерах и выражающаяся в сепарации интрателлурических кристаллических образований ввиду разности плотностей кристаллов и вмещающих их расплавов.

В петрографической литературе явление гравитационной дифференциации магмы считается непреложным фактом, однако геофизические данные в ряде случаев находятся в резком противоречии с этим положением, что, как будет показано ниже, объясняется неоднозначностью определений вязкости магматических расплавов.

По современным представлениям, подкоровые массы сложены оливиновым веществом, именуемым иногда ультрабазальтовым веществом, залегающим ниже границы раздела Мохоровичича. К толще ультрабазальтов приурочены очаги всех современных вулканов, расположенных в интервале глубин 30—100 км (2,4) и дающих основные, щелочные и частью кислые лавы и пирокластические образования.

Для оценки возможности гравитационной дифференциации основное значение для нас имеет вязкость подкоровой магмы.

В геофизической литературе мы встречаем две основные группы величин вязкости подкоровой магмы. Первая — это величина порядка 10^{22} — 10^{23} пуаз, полученные на основании предпосылок гипотезы изостазии (3,6), а вторая — порядка 10^{13} — 10^{14} пуаз, полученная из предпосылок теории приливных движений и движений полюсов Земли (7,8). Наиболее типичными гравитационными дифференциатами подкоровой магмы считаются дуниты, анортозиты, хромиты и некоторые другие образования. Дуниты и анортозиты являются существенно мономинеральными породами, состоящими, соответственно, из кристаллов оливина, плотностью 3,38 г/см³, и анортита плотностью

2,76 гр/см³. Средние размеры кристаллов будем считать порядка 0,2 см. Согласно принятому предположению, эти фации пород образовались путем гравитационной сепарации указанных кристаллов. Проверим эту возможность формулой Стокса

$$v = \frac{(\rho_1 - \rho_2)gd^2}{18 \eta \alpha},$$

где v — скорость погружения или всплывания кристаллов, ρ_1 — плотность магмы, ρ_2 — плотность гравитирующих кристаллов, g — ускорение силы тяжести, d — поперечный размер кристалла, η — вязкость магмы (в пуазах), α — коэффициент, характеризующий форму кристаллов и равный единице при шарообразной форме кристаллического агрегата. В расчет принимаем следующие величины: $\rho_1 = 3,32$ гр/см³, $\rho_2 = 3,38$ гр/см³, $g = 985$ см/сек², $d = 0,2$ см, $\eta = 10^{22}$ пуаз, $\alpha = 1$ (состояние коры изостатическое). Получаем $v \approx \frac{4}{10^{14}}$ см/год, или 4 м за 100 000 миллиардов лет.

Для скорости сепарации анортозитов ($\rho_2 = 2,76$) и хромитов ($\rho_2 = 4,57$) получаем соответственно величины 4 м за 10 000 миллиардов лет и 4 м за 5000 миллиардов лет. Следовательно, в условиях относительного тектонического покоя гравитационная дифференциация магмы оказывается по этим расчетам абсурдной (см. также 1).

Существенно иные результаты дает подстановка $\eta = 10^{13}$ пуаз. В этом случае скорость подкоровой сепарации для дунитов составляет 4 м за 100 000 лет, для анортозитов 4 м за 10 000 лет и для хромитов 4 м за 5000 лет. Эти величины с точки зрения соответствия их полевым петрографическим наблюдениям можно считать вполне приемлемыми. Величина $\eta = 10^{13}$ пуаз характеризует вязкость льда, который, как известно, реагирует на мгновенные усилия как вполне упругое тело, а на длительно действующие усилия — как пластичное текучее тело. В. Швейдар [7,8], пришедший к выводу о вязкости подкоровой магмы порядка $10^{13} - 10^{14}$ пуаз, считает, что эти значения вязкости превосходно согласуются с результатами наблюдений. Что касается значений вязкости, полученных согласно гипотезе изостазии ($10^{22} - 10^{23}$ пуаз) и основанных главным образом на «примере» последледникового всплывания Фенноскандии, то следует указать, что само явление всплывания этого щита и гипотеза изостазии в чистом виде ныне оспариваются очень многими исследователями [3]. В частности, как указал Штилле, поднятие Фенноскандии началось задолго до ледникового периода, вероятнее, с протерозоя.

Таким образом, с точки зрения петрографических данных наиболее приемлемым является значение вязкости подкоровой магмы порядка $10^{13} - 10^{14}$ пуаз, обеспечивающее расщепление ее на производные магмы гравитационным механизмом.

2. Возможность гравитационной дифференциации магмы в интрузивных телах

Из приведенных выше расчетов следовало, что возможность гравитационной дифференциации магмы зависит главным образом от ее вязкости, что в свою очередь сильно зависит от давления и температуры. По экспериментальным данным, вязкость расплавленного роговообманкового гранита при температуре 1400°C и давлении 1 атм. равна $2 \cdot 10^6$ пуаз, а обсидиана при тех же условиях — $1,7 \cdot 10^5$ пуаз [1]. Вязкость асфальта при 20°C равна 10^7 пуаз. Изучение лав Везувия показало стократное увеличение вязкости при падении температуры от 1400 до 1100° . Соответствующая экстраполяция на случай гранитоидной магмы может привести к росту указанной выше величины вязкости, однако для расчета мы ограничимся цифрой 10^7 пуаз. Положим, что из этого расплава, плотностью $2,60 \text{ гр/см}^3$, обособливаются габброидные фации, состоящие из анортита, плотностью $2,76 \text{ гр/см}^3$, и диаллага, плотностью $3,35 \text{ гр/см}^3$ с размерами кристаллов 0,2 см. Скорость сепарации кристаллов, согласно той же формуле Стокса, получается соответственно равной 1 см за 100 лет и 45 см за 100 лет. Для магнетита, плотностью 5 гр/см^3 , скорость будет 75 см/год.

Зависимость вязкости от температуры и давления выражается обычно уравнением

$$\eta = \eta_0 e^{\alpha P},$$

где η_0 — вязкость расплава в определенных заданных условиях, α — коэффициент, зависящий от температуры и свойств материала расплава, P — давление, e — основание натуральных логарифмов.

Допустим, что экспериментально изученный гранитоидный расплав с $\eta_0 = 10^7$ пуаз находится под корой, где $\eta = 10^{13}$ пуаз и давление $P = 10\,000 \text{ кг/см}^2$, и положим, что при инъекции его до верхних слоев коры температура остается приблизительно на одном и том же уровне. При этих допущениях значение коэффициента α выразится цифрой порядка $0,0014 \text{ см}^2/\text{кг}$, а при $\eta = 10^{14}$ пуаз — цифрой порядка $0,0016 \text{ см}^2/\text{кг}$. Полагая глубину остывания интрузивного расплава 3000 м, чему соответствует давление порядка 800 кг/см^2 , получим величину вязкости на этой глубине $3 \cdot 10^7$ пуаз. Следовательно, гравитационную дифференциацию магмы на малых и умеренных глубинах следует считать вполне реальной, особенно в случае основных магм, вязкость которых примерно на три порядка меньше вязкости кислых магм. Вместе с тем, необходимо отметить, что такая дифференциация возможна лишь при очень высоких температурах, в начальной стадии остывания; поскольку с падением температуры, например, от 1400 до 1100° , вязкость лавы увеличивается на два-четыре поряд-

ка, что в случае сепарации магнетита со скоростью 75 см/год (при вязкости 10^7 пуаз) дает соответственно 0,75 см/год и 0,075 м/год.

С проблемой вязкости магмы тесно связана и проблема ее остывания. Основными охладителями магмы являются удаляющиеся из нее летучие компоненты, которые совершают работу за счет тепловой энергии магматического расплава.

При нормальном атмосферном давлении газы из расплавов выделяются при вязкости менее 10^3 пуаз, в то время как вязкость гранитоидных расплавов при температуре 1400° составляет порядка 10^7 пуаз. Отсюда следует, что интрузивные магматические расплавы освободятся от основной массы избыточных летучих компонентов лишь после затвердевания и усиленного развития микроскопических и более крупных трещин. Полнокристаллическую структуру интрузивных пород, по крайней мере средних и кислых, следует объяснить крайне медленным выделением из соответствующих магм летучих компонентов. Благоприятные условия для их выделения создаются, по-видимому, в результате разрывных тектонических дислокаций, соответствующих внедрению и размещению магматических расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. — Исследование по теории тектонической деформации Земли, Ереван, 1957.
2. Грейтон Л. К. — Предположение о вулканическом тепле, М., 1949.
3. Люстих Б. Н. — О расчете реологических свойств астеносферы по всплыванию Фенноскандии. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1956.
4. Магницкий В. А. — Основы физики Земли, М., 1953.
5. Jeffreys H. — The viscosity of the Earth, Monthly Notices Royal Astronom. Soc., Geophys. Suppl., 1. 1923.
6. Vening-Meinesz F. A. — The determination of the earth's plasticity from the postglacial uplift of Scandinavia, isostatic adjustment. K. Akad. Amsterdam Proc., 40, 1937.
7. Schweydar W. — Untersuchungen über die Gezeiten der festen Erde und die hypothetische Magmaschicht. Veröffentlichungen preuss. geodät. Inst. Potsdam, N. F. 54, 1912.
8. Schweydar W. — Die Polbewegung in Beziehung zur Zähigkeit und zu einer hypothetischen Magmaschicht. Veröffentlichungen preuss. geodät. Inst. Potsdam, N. F. 79, 1919.

А. И. АДАМЯН, К. А. МКРТЧЯН

ГАРНАСАРСКАЯ ИНТРУЗИЯ ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХАЛАБСКОГО ХРЕБТА (Арм. ССР)

Настоящая работа, не претендуя на полное описание, содержит минимум данных о геологических условиях залегания, возрасте, петрографической характеристике и условиях формирования крупного и своеобразного интрузивного тела щелочных сиенитов, впервые обнаруженного в 1956 г. Г. А. Акопяном и К. А. Мкртчяном независимо друг от друга, далее в 1957 г. детально закартированного К. А. Мкртчяном и петрографически изученного А. И. Адамяном.

Помимо общего теоретического значения, актуальность такой работы с точки зрения практических потребностей геологического картирования ясна, хотя бы из того самоочевидного факта, что интрузия эта, площадью свыше 12 кв. км, длительное время оставалась неизвестной. На территории, покрытой геологической съемкой масштаба 1 : 50 000, такое положение, в известном смысле, можно объяснить согласными падениями периферийных частей интрузии с вмещающими свитами в сочетании с порфировидной структурой в большинстве обнажений, с переходами в разности типичной эффузивной структуры, а также почти повсеместным отсутствием ореола контактовых и гидротермальных изменений во вмещающих породах.

Некоторые из разбираемых ниже особенностей Гарнасарской интрузии, по-видимому, должны быть характерными для других одновозрастных интрузий щелочных сиенитов Малого Кавказа в их апикальных частях (в частности, для восточной—расширенной части Бундукской интрузии).

Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов располагается в восточной части Халабского хребта, обнажаясь в пределах водораздельного гребня левых притоков среднего течения реки Бддан, истоков реки Чанахчи (правого притока реки Памбак) и реки Сарнахпюр (левого притока реки Бабаджан). Площадь обнажения интрузии составляет свыше 12,5 кв. км. В плане она имеет на первый взгляд прихотливую форму, удлинненную в меридиональном направлении,

слегка изогнутую, выпуклостью обращенной на восток. Наибольшая длина интрузии 5,5 км, ширина—3,0—3,5 км.

В геологическом строении участка обнажений Гарнасарской интрузии принимает участие (в восходящем разрезе) толща кварцевых кератофинов, представленная зеленоватыми и зеленовато-фиолетовыми фельзитовыми туфами в основании, кварцевыми и бескварцевыми кератофирами (пресобладают в средней части разреза), их туфами и туфобрекчиями (венчающими разрез толщи). Общей характерной особенностью толщи является окрашенность в розовые и фиолетовые тона. В восточном направлении толща кварцевых кератофинов согласно подстилается мощной толщей перемежающихся туфопесчаников, туфобрекчий и порфиритов преимущественно основного и среднего составов с характерной нуммулитовой и др. фауной лютетского яруса в основании. Толща эта на востоке резко трансгрессивно перекрывает различные горизонты верхнемеловых отложений Иджеванского (Дали-дагского) хребта.

Стратиграфическое положение толщи кварцевых кератофинов позволяет условно отнести ее к верхам среднего эоцена [1].

В бассейне среднего течения реки Блдан и верховьев реки Чанахи различные горизонты толщи кварцевых кератофинов резко трансгрессивно, с угловым и азимутальным несогласием перекрываются мощной вулканогенной толщей, ранее относимой к среднему эоцену [2]. По литолого-петрографическим особенностям указанная толща четко расчленяется на три свиты, фациально взаимосвязанные друг с другом. Указанная толща в бассейне нижнего течения реки Блдан (район селения Шамахан) уходит под сланцевую (угленосную) толщу среднего-верхнего олигоцена. Возраст толщи достаточно точно определяется как верхнеэоценовый [1].

Вышеуказанные толщи в пределах рассматриваемого района слагают простые антиклинальную (Гарнасарская антиклиналь) и синклинальную (Бор-Бортская синклиналь) складки близширотного простирания.

В ядре Гарнасарской антиклинали выступает толща кварцевых кератофинов, которая на крыльях трансгрессивно перекрывает туфопесчанистой свитой «Котрац» основания верхнеэоценовой вулканогенной толщи. Складка эта несколько асимметрична, с положим северным ($<$ падения $12-15^{\circ}$) и более крупным южным ($<$ падения $30-40^{\circ}$) крыльями. В западном направлении она периклинально замыкается, что наглядно усматривается из прилагаемой карты (фиг. 1). Синклинальная складка Бор-Борт более пологая и широкая. В восточном направлении она круто замыкается, а Гарнасарская антиклиналь в соответствии с этим открывается, что отражается в резком изгибании свит на северо-восток, а затем на север. От восточных границ Гарнасарской интрузии до Иджеванского (Дали-дагского)

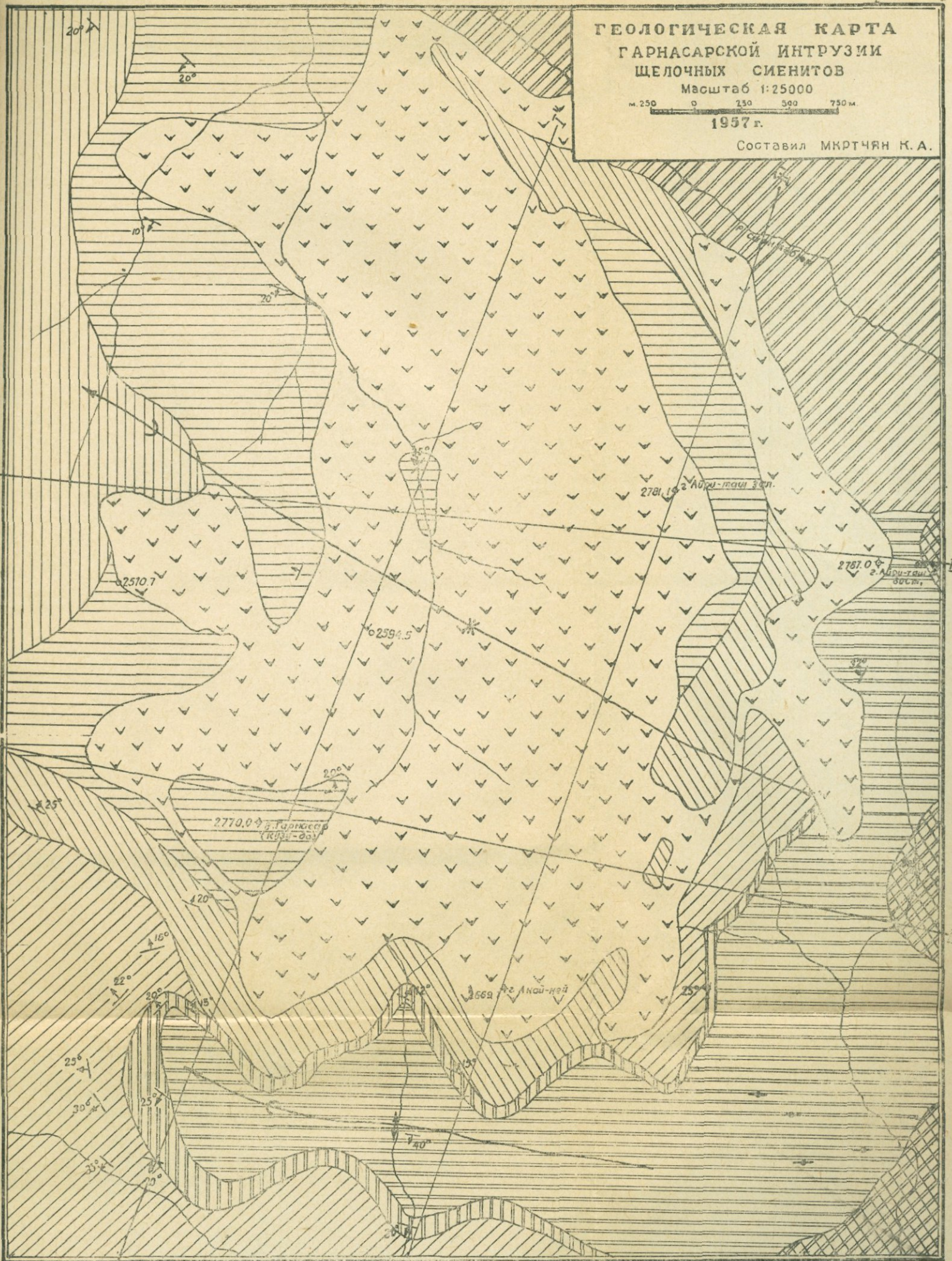
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
ГАРНАСАРСКОЙ ИНТРУЗИИ
ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ

Масштаб 1:25000

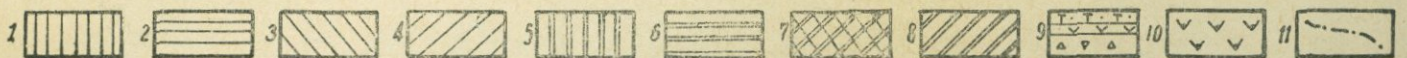
0 250 500 750 м.

1957 г.

Составил МКРТЧЯН К. А.



Фиг. 1



← — — — — — Ось антиклинали.

→ — — — — — Ось синклинали.

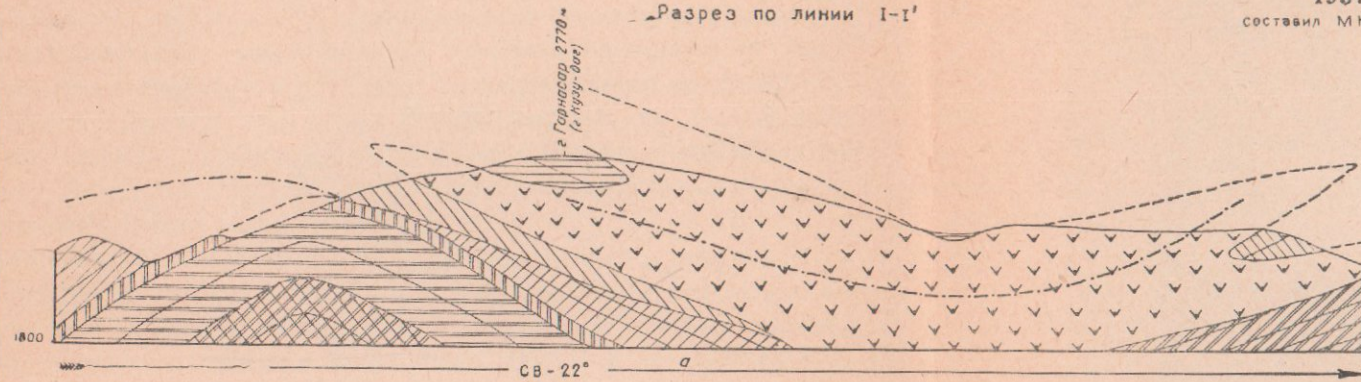
РАЗРЕЗЫ К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ
ГАРНАСАРСКОЙ ИНТРУЗИИ ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ

Масштаб 1:25000
0 250 500 750 м

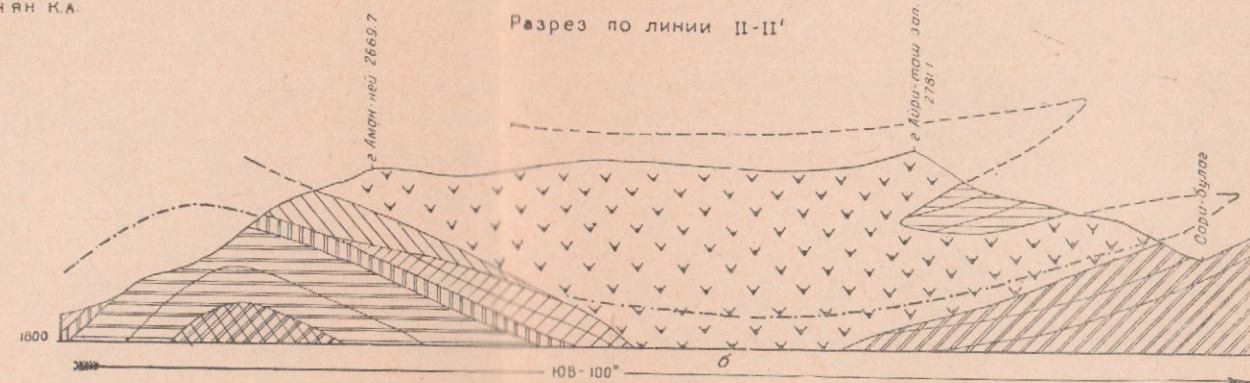
1957 г.

составил МКРТЧАН К.А.

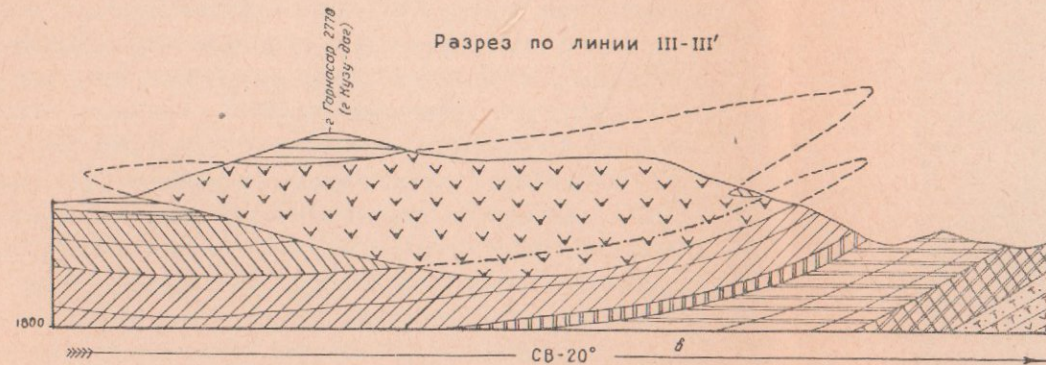
Разрез по линии I-I'



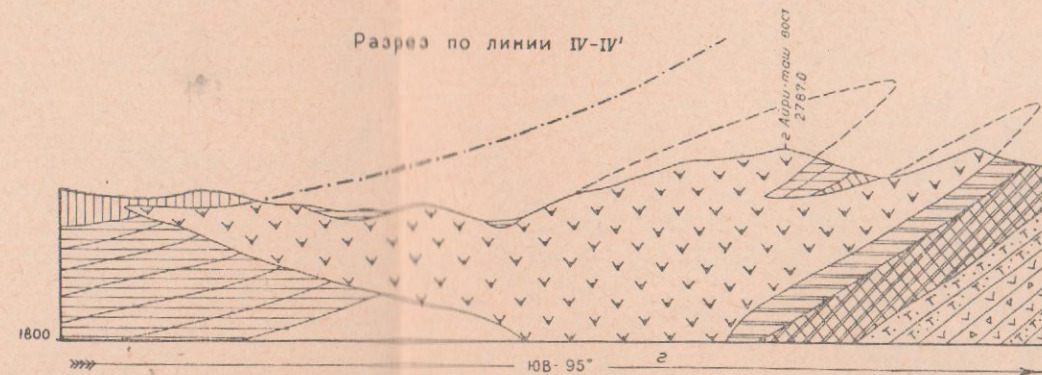
Разрез по линии II-II'



Разрез по линии III-III'



Разрез по линии IV-IV'



Условные обозначения соответствуют карте

Фиг. 2

хребта доминирующее падение свит западное, что не характерно для Присеванской тектонической зоны и обусловлено крупным флексуобразным изгибом западной периферии трапециальной складки Иджеванского хребта. Таким образом, рассматриваемая восточная часть Бор-Бортской синклинали представляется в виде замкнутой с трех сторон синклинальной структуры (противоположность периклинальному замыканию антиклинальных складок), которую можно обозначить термином *триклиналь*.

Как это явствует из прилагаемой геологической карты, Гарнасарская интрузия целиком приурочивается именно к этой триклинальной части Бор-Бортской синклинали, что исключительно ярко отражено в ее морфологии, определяемой как сложное лопполитовое тело. Падение южной периферии интрузии по линии г. Гарнасар (Кузу-даг)— 2770,0 м, г. Апай-ней— 2669,7 м, в северные, северо-восточные румбы находится в полном соответствии с падениями прорываемых свит, что отражается в закономерных изгибаниях контуров интрузии, в основном параллельных таковым вмещающих свит. Такое падение в глубине несомненно выдерживается до параллели геологического разреза по линии III—III (см. фиг. 2), подтверждением чего служит уцелевшая от размыва «шляпа» туфобрекчий вершины г. Гарнасар и перешейка интрузии по юго-западному склону привершинной полосы горы Гарнасар.

Аналогичную структуру имеют все восточная и северо-восточная периферии интрузии, что дает основание предполагать такую же структуру для западной периферии. Косвенным доказательством этого могут служить двойные отщепления интрузии по всей южной, восточной и северо-восточной ее периферии.

Любопытно, что в центральной части интрузии, в пониженной части эрозионного рельефа (русло речки), где можно было бы предполагать обнажения наиболее глубоко эродированных частей интрузии, сохранилась крупная «шляпа» мелкообломочных слоистых туфобрекчий, которая в структурном отношении приходится на центр триклинали. Полная подчиненность морфологии Гарнасарской интрузии к синклинальной структуре, в частности повторения очертаний триклинали, выражена, кроме того, в дугообразном ее изгибании, обращенном выпуклостью на восток, в сторону замыкания синклинали. В общем плане наблюдается наклоненность интрузии в западном направлении, что отражает особенности вздымания структур в восточном направлении. Указанное обстоятельство, по-видимому, является причиной обнажений двойных отщеплений интрузии по восточной периферии и отсутствия (возможно, видимого) таковых по западной периферии.

Вышеприведенные построения подтверждаются также и наблюдениями над характером изменения структур пород как непосредст-

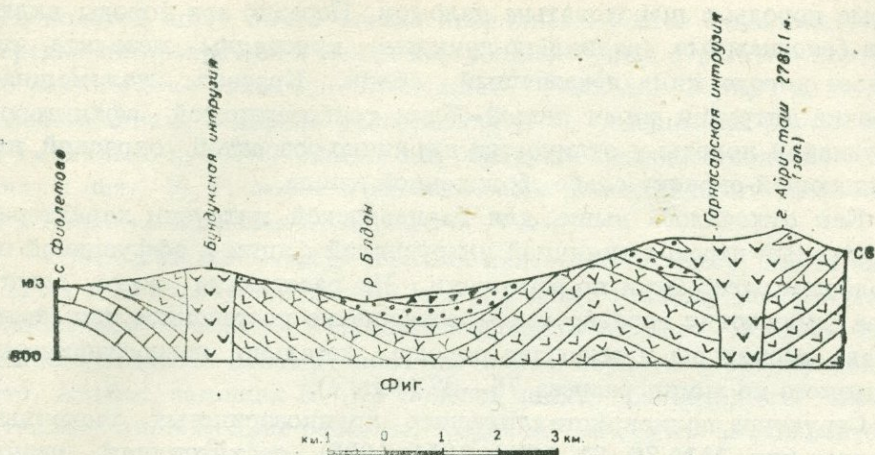
венно в поле, так и под микроскопом. Так, по линии геологического разреза IV—IV наблюдается отчетливое изменение структур от неравномернокристаллических, мелкозернистых у «шляпы» мелкообломочных туфобрекчий до равномернокристаллических, крупнозернистых разностей у вершины горы Айри-таш западный (2781,1 м), где вскрывается относительно глубоко эродированный (боковой) контакт интрузии.

Наряду с общим приспособлением морфологии интрузии к триклинальной структуре контакты ее повсеместно резко секущие. В сущности этим и ограничивается взаимоотношение интрузии с вмещающими породами в пределах ее апикальной, доступной исследованию, части. В этой связи необходимо отметить, что одной из самых характерных особенностей Гарнасарской интрузии является почти полное отсутствие ореола контактовых и гидротермальных изменений не только вдоль контактов по периферии (что понятно с точки зрения общей установки), где по сути обнажаются лежащие бока апикальной части лопполита, но и в пределах уцелевших от размыва «шляпы» вмещающих пород (вершина г. Гарнасар, центральная часть интрузии, полоса между вершинами г. Айри-таш западный и г. Айри-таш восточный), что может быть объяснено лишь характером и составом сформированной ранее остывающей магмы.

Нижняя граница возраста Гарнасарской интрузии щелочных сиенитов определяется достаточно четко как послеверхнеэоценовый на основании прорывания им верхнеэоценовой толщи, вплоть до верхней ее свиты.

По возрасту и составу Гарнасарская интрузия является аналогом Бундукской интрузии щелочных сиенитов и нефелиновых и щелочных сиенитов Памбакского хребта. Возраст Бундукской интрузии всеми исследователями ранее достоверно определялся как послесреднеэоценовый. По данным К. А. Мкртчяна, возраст Бундукской интрузии определяется как послеверхнеэоценовый и досреднеолигоценовый на основании прорывания ею свиты конгломератов основания верхнеэоценовой толщи, в гальках которой в изобилии присутствуют породы среднеэоценовых толщ (порфириды, кератофиры и др.) и прорывающей последние Геджалинской гранитоидной интрузии, а также интессивного перекрывания сланцевой свитой среднего-верхнего олигоцена.

Бундукская интрузия, как это отмечается всеми исследователями, несомненно внедрилась по крупному разлому северо-западного (близширотного) простираения и, по всей вероятности, по аналогии с Гарнасарской интрузией имела в апикальной части лакколитообразные отщепления. На большей части протяжения интрузии ныне мы наблюдаем ее корневую, глубоко эродированную часть, прямолинейно прослеживающуюся на протяжении нескольких км в виде крупной



- Условные обозначения
-  Верхний эоцен. Туфобрекчии.
 -  Верхний эоцен. Туфопесчаники, туфоконгломераты.
 -  Средний эоцен. Кератофиты, их туфы и туфобрекчии.
 -  Средний эоцен. Туфопесчаники, туфобрекчии, порфиристы.
 -  Верхний сенон. Мереелистые известняки.
 -  Верхний эоцен-ср. олигоцен. Щелочные сиениты.

Фиг. 3

дайки. Такое предположение подтверждается петрографическими особенностями интрузии, в частности ее равномернокристаллической крупнозернистой структурой. В самой восточной периферии интрузии, где она резко расширяется и теряет дайкообразную форму, развиты неравномернокристаллические, мелкозернистые разности, приурочивающиеся к району наиболее высокого ее гипсометрического положения. Это обстоятельство может указывать на наличие здесь уцелевшего от размыва лакколитообразного (?) расширения апикальной части интрузии. Вопрос этот может быть разрешен непосредственными полевыми исследованиями и несомненно поможет расшифровке морфологии и структурных положений других интрузий щелочных сиенитов Малого Кавказа.

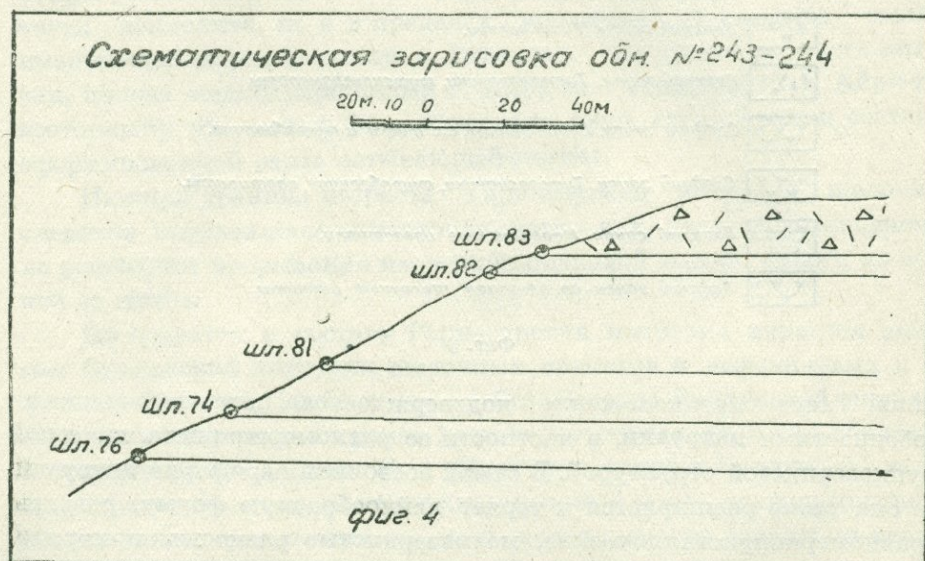
Щелочные сиениты Гарнасарской интрузии характеризуются довольно большой однородностью состава и структурно-текстурных признаков по всей площади ее развития, резко отличаясь по вертикальному разрезу.

Щелочные сиениты Гарнасарской интрузии представляют собой розоватые, беловатые, беловато-сероватые, средне- и равномернозер-

нистые породы с шероховатым изломом. Нередко эти породы включают белоснежные радиально-лучистые кристаллы мезолита, что придает породе миндалекаменный облик. Краевая, маломощная оторочка интрузии имеет явный облик тонкозернистой афанитовой эффузивной породы и отличается кирпично-розоватой окраской, напоминающей окраску слабо обожженной глины.

Как отмечалось выше, для Гарнасарской интрузии характерен постепенный переход типичной интрузивной фации к эффузивной на небольшом расстоянии по вертикали. На расстоянии всего одного метра происходит поразительное, совершенно постепенное изменение состава, структуры и текстуры породы, детально петрографически изученного по линии разреза 76—83 (фиг. 4).

Структура полнокристаллических крупнозернистых щелочных сиенитов (шл. №№ 76, 81, 1336, 1351, 1933) трахитоидная, пегма-



тоидная, призматически-зернистая, с некоторой тенденцией к бостонитовой. Иногда проявляется порфировидное сложение (шл. 1333). Порода состоит из К—Na полевого шпата, плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, нефелина. Из вторичных минералов присутствуют пелитовое вещество, целлит, альбит, хлорит, из аксессуарных минералов—рудный минерал, марганцевый апатит, циркон, флюорит.

Калиевый полевой шпат является преобладающим минералом во всех разновидностях описываемых щелочных сиенитов. Его количество ни в одной разновидности не опускается ниже 70% породы. Представлен он весьма интенсивно пелитизированными, буровато-серыми, длиннотаблитчатыми призматическими кристаллами. Калие-

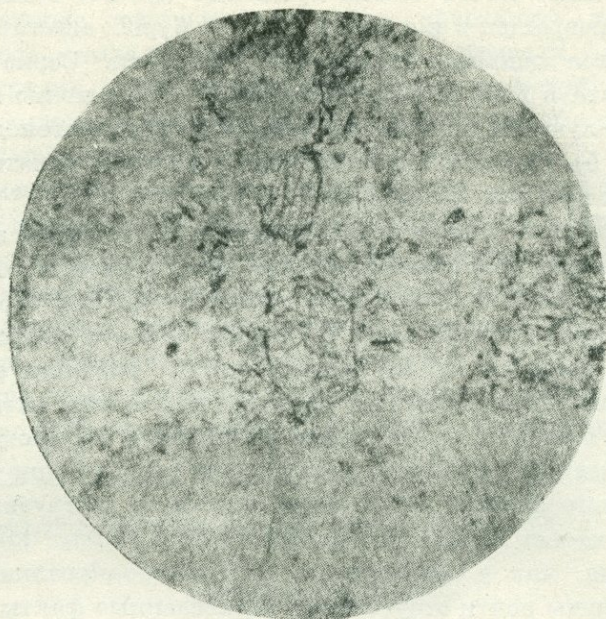
вый полевой шпат почти всегда проявляет простое sdвойникование. Нередко он превращен в почти изотренный бурый агрегат, и контуры его разубнаются лишь при скрещенных николях. Зерна калиевого полевого шпата в породе располагаются то совершенно прихотливо, то радиально-лучисто, иногда они образуют сферолитоподобные кристаллы (фиг. 5). Размеры зерен калиевого полевого шпата колеблются в широких пределах от 0,02 до 5—7 мм.

В интерстициях между зернами калиевого полевого шпата часто и за их счет образуется свежий полевой шпат с низким по сравнению с канадским бальзамом светопреломлением—альбит. Последний замещает калиевый полевой шпат по краям, образуя оторочку вокруг него. Альбит, замещая K—Na полевой шпат, развдеая его, иногда оставляет лишь мелкие реликты, создавая тем самым антипертитовое прорастание. Процесс альбитизации последовал за процессом пелитизации и, очевидно, протекал параллельно цеолитизации. Интенсивность последнего зависит от глубины залегания интрузии. В приповерхностных частях интрузии образуются прекрасные крупные кристаллы, тогда как в образцах из глубокоэродированных частей интрузии цеолиты почти отсутствуют. Приведенные факты указывают на возможность образования различных минеральных видов из одного и того же постмагматического раствора при изменении его термодинамических условий.

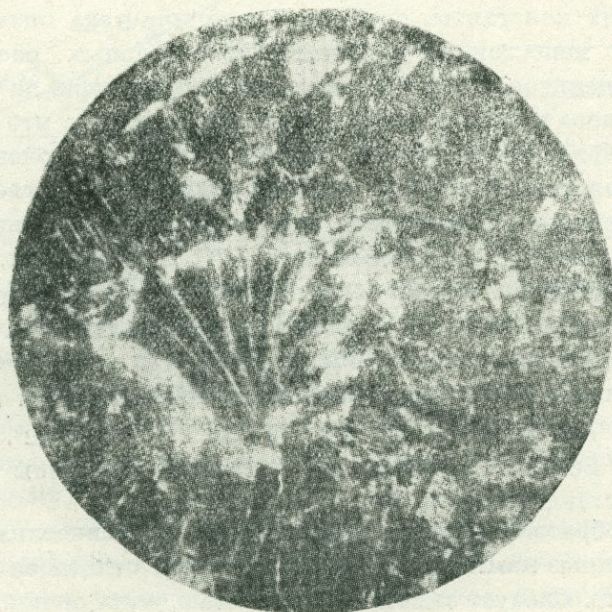
Переходя к оптическим характеристикам исследованных нами калиевых полевых шпатов, следует с самого начала оговориться, что оптические их константы, особенно величина угла оптических осей (2V), крайне непостоянны не только для отдельных разновидностей щелочных сиенитов, но и в пределах одного шлифа, да и нередко в пределах одного и того же зерна. Уместно отметить, что для оптической характеристики калиевых полевых шпатов, очевидно, самой надежной константой следует считать показатели их светопреломления с дальнейшим определением содержания в них плагиоклазовой молекулы по методу, предложенному Д. С. Белянкиным.

На Федоровском столике были произведены измерения углов оптических осей калиевого полевого шпата в шлифах №№ 76, 81 и 136. Было произведено около 30 измерений. Для угла оптических осей по двум выходам были получены следующие величины (—) 36°, 40°, 40°, 46°, 57°, 60°, 61°, 68°, 68°, 78°, 78°, 80°, 81°, 81°, 82°, 85°, 85°, 88°, 88°, 89°, 89°. Более 77% измерений падает на величины выше 58°, а выше 76° составляет более 50% измерений.

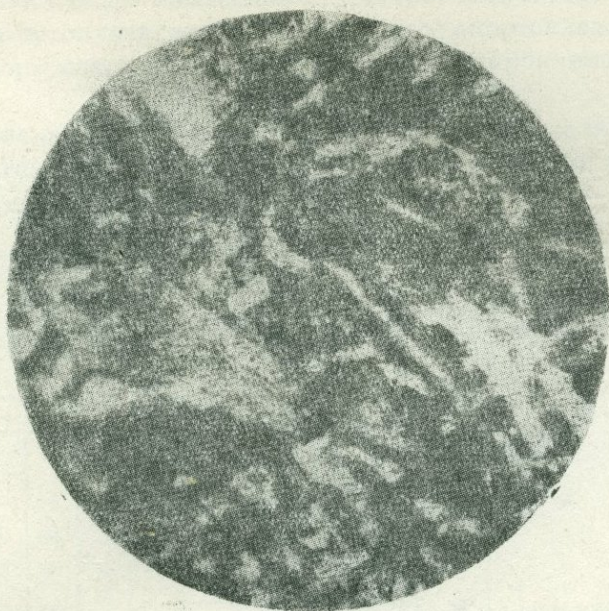
Таким образом, если придерживаться классических воззрений, то исследованные нами K—Na полевые шпаты относятся к ортоклазу и микроклину. Следует заметить, что малые углы оптических осей в наших породах были получены, в основном, для более свежих участков K—Na полевого шпата. А эти свежие участки, как правило,



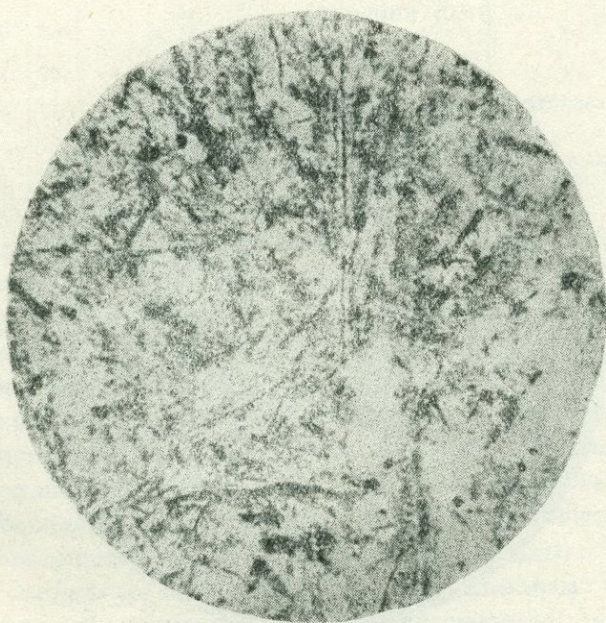
Фиг. 5. Сферолитоподобный, радиально-лучистый кристалл полевого шпата. Ник. X, ув. 40.



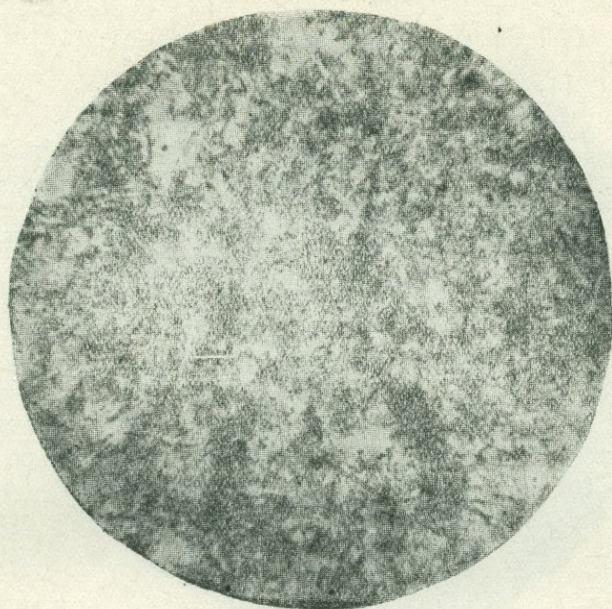
Фиг. 6. Идиоморфные кристаллы моноклинного пироксена.
Ник. II, ув. 40.



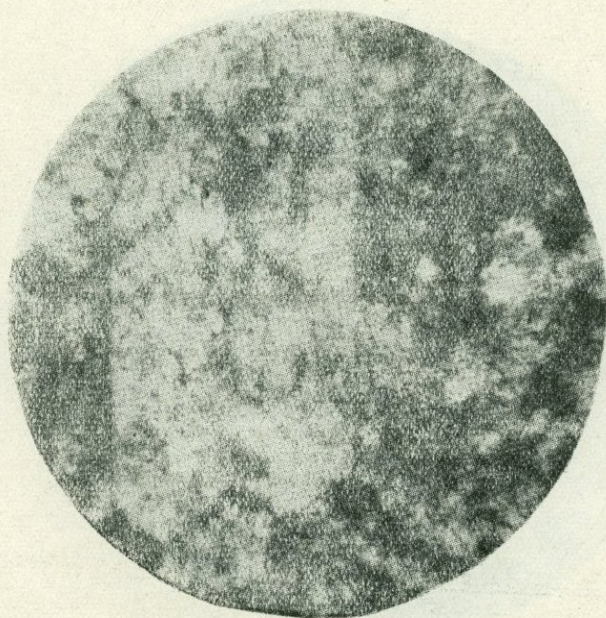
Фиг. 9. Шл. 74. Радиально-лучистая, трахитоидная структура.
Ник. X, ув. 40.



Фиг. 9а. Шл. 81. Радиально-лучистая, трахитоидная, тонко-
призматическая структура. Ник. II, ув. 40.



Фиг. 10. Шл. 82. Эффузивная разность со сферолито-
добным строением. Ник. II, ув. 40.



Фиг. 11 Шл. 83. Эффузивная разность с крупным
вкраплением полевого шпата. Ник. X, ув. 40.

всегда окаймляют более измененные. Можно допускать или микроклинизацию и ортоклазитизацию первичного анортоклаза, или же, наоборот, анортсклазитизацию первичных микроклинов и ортоклазов.

Оптические ориентировки исследованных нами калиевых полевых шпатов щелочных сиенитов Гарнасарской интрузии приводятся в нижеследующей таблице.

Таблица 1

№№ п/п	№№ шлифов	1 (001)			1 (010)			Плоскость оптич. осей	Другие углы	Разновидн. кал. полев. шпат.	Примечание
		3	4	5	6	7	8				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	81				26°	82°	64°	около	(001) —	Микроклин	—
2	—	—	—	—	14°	80°	79°	"	(001) —	"	—
3	"	74°	16°	84°	—	—	—	"	(001) —	"	—
4	"	77°	13°	80°	—	—	—	"	(001) —	"	—
5	"	84°	6°	89°	—	—	—	"	(001) $2v=36°$	Анортоклаз	NgNr: :(001)=6
6	"	90°	9°	80°	—	—	—	"	(001) $2v=68°$	Ортоклаз	
7	"	—	—	—	12°	88°	78°	"	(001) —	Микроклин	По диаграмме Никитина плоскость спайн. (130)
8	1336	7°	85°	86°	—	—	—	"	(010/010) : (001) < 90°	"	—
9	"	86°	14°	77°	—	—	—	"	(001) $2v=86°$	"	—
10	"	86°	4°	90°	—	—	—	почти II	(001) —	Ортоклаз	—
11	"	—	—	—	—	—	—	"	Ng : 85° D. Nm : 15° Nr : 77°	Микроклин	Карлсбадский двойник

Плагноклаз в Гарнасарских щелочных породах играет явно подчиненную роль и встречается не во всех образцах. Если исключить вторичный плагноклаз — альбит, то количество плагноклаза в описываемых щелочных сиенитах не превышает 5%.

В щелочных сиенитах, обладающих порфировидным сложением, порфировые выделения представлены крупными длиннотаблитчатыми цеолитизированными, с совершенно свежими реликтами микротинового плагноклаза из ряда андезина. На общем интенсивно пелитизированном фоне породы водяно-прозрачные, микроотиновые плагноклазы кажутся совершенно чуждыми для данной породы.

Цветные минералы представлены моноклинным пироксеном, биотитом и роговой обманкой. Первый встречается почти во всех разновидностях и является в общем преобладающим цветным компонентом щелочных сиенитов. Общее количество цветных минералов

в одной разновидности не превышает 10%, что позволяет описываемые породы отнести к лейкократовым щелочным сиенитам.

Моноклинный пироксен представлен то мелкими изометричными, редко тонкопризматическими зернами, беспорядочно рассеянными по всей площади шлифа, то крупными толстопризматическими кристаллами, почти всегда приуроченными к рудным минералам (фиг. 6). Пироксен проявляет слабый плеохроизм в зеленоватых тонах, некоторые зерна окаймлены густозеленой оторочкой эгирина. Наблюдается замещение пироксена коричневой слюдой — биотитом. Последний развивается в центральных частях зерен пироксена.

Оптические константы моноклинных пироксенов, определенные на Федоровском столике, также претерпевают колебания как в пределах одного кристалла, так и в разных шлифах, однако эти колебания не столь резкие как для калиевых полевых шпатов, описанных выше.

Угол оптических осей пироксенов в шлифах №№ 76, 81 и 1336 получен: $+2v=58,5^\circ, 56,5^\circ, 60^\circ, 61^\circ, 58^\circ, 54^\circ, 55^\circ$.

Угол угасания: $c:Ng=40^\circ, 42^\circ, 43^\circ, 58^\circ, 41^\circ, 45^\circ$.

Сила двойного лучепреломления: $Ng-Np=0,024-0,028$

Пл. $oo11 (010)$

$Nm=(010)$

Приведенные оптические константы позволяют исследованный моноклинный пироксен отнести к авгиту, хотя наблюдается некоторое отклонение в сторону диопсида, возможно также, что здесь мы имеем изоморфную смесь — авгит-диопсид.

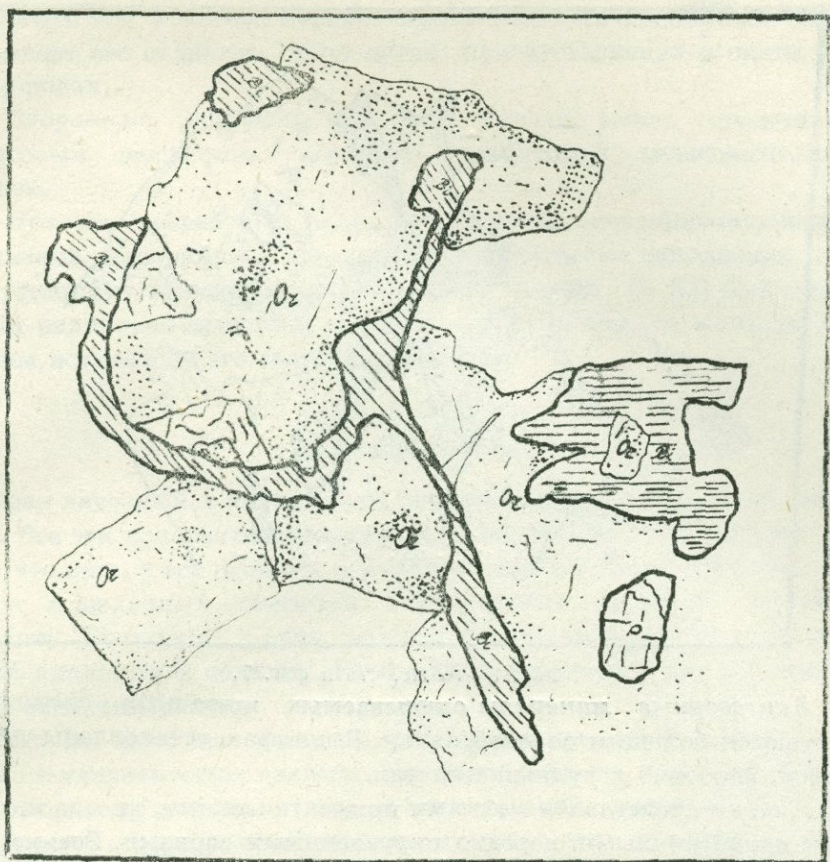
Наблюдаются двойники пироксена, плоскость сростания грани призмы (110).

Амфиболы представлены двумя разновидностями и встречаются не во всех породах. В шлифе № 81 встречаются призматические кристаллы зеленого амфибола с плеохроизмом в тех же тонах, со средним двойным светопреломлением, равным около 0,020, с положительным удлинением. $CNg=22,5^\circ, +2v=61^\circ$; Пл $oo11 (010)$. Этот оптически положительный амфибол мы относим к *парагаситу*. Другую разновидность амфибола мы встретили в шл. № 1336. Здесь он представлен призматическими кристаллами с нежной окраской. Плеохроизм выражен по Np — темно-фиолетово-синий, индигово-синий, Ng — желтовато-зеленый, синеватый, с фиолетовым оттенком, Nm — фиолетово-синий, формула поглощения $Np>Nm>Ng$.

$CNp=0-5^\circ; +2v=76-79^\circ; Пл. oo11 (100)$.

На основании приведенных оптических констант мы вторую разновидность амфибола относим к *крокидолиту* — оптически положительной разности рибекита.

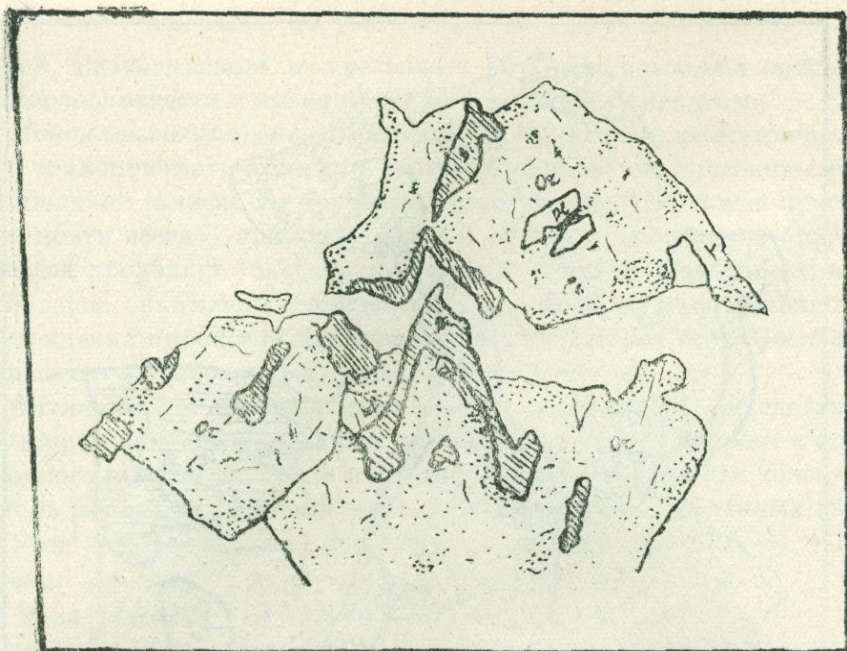
Биотит в Гарнасарских щелочных сиенитах встречается в виде мелких вытянутых листочков, чешуек; нередко они довольно крупные, с оборванными краями, или совершенно бесформенные, дуго-



Фиг. 7. Биотит образуется после K—Na полевого шпата.

образно-изогнутые (фиг. 7), иногда с лапчатыми формами. Биотит обладает резким плеохроизмом и абсорбцией от соломенно-желтого до темно-коричневого с красноватым оттенком и почти черного цветов и в сходящемся свете дает фигуру одноосного минерала. По своим оптическим свойствам наш биотит подходит к *лепидомелану*. При разложении лепидомелан щелочных сиенитов замещается непрозрачным железистым рудным веществом. Наряду с лепидомеланом в щелочных сиенитах встречаются также еще две слюды: обычная темная слюда и со слабым плеохроизмом зеленовато-желтого оттенка слюда с весьма интенсивной дисперсией оптической индикатриссы. Замечательно, что лепидомелан встречается в породах, богатых щелочными пироксенами — эгирином и эгирин-авгитом. Нередко вокруг рудного минерала образуется тонкая пленка чистой темной слюды.

Интересно также необычное поведение биотита, он образуется после калиевого — Na полевого шпата (фиг. 7—8), нарушая тем самым порядок выделения минералов из щелочно-земельного или даже щелочного магматического расплава.



Фиг. 8—то же, что и фиг. 7.

Акцессорные минералы описываемых щелочных сиенитов не отличаются большим разнообразием. В шлифах установлены апатит, циркон, флюорит и рудный минерал.

Апатит представлен мелкими призматическими, иногда шестоватыми изометричными, нередко округленными зернами. Весьма интересна окраска и плеохроизм апатитов Гарнасарской интрузии. Схема абсорбции апатита $Ne > N_{\alpha}$; плеохроизм от розовато-фиолетовой до синевато-фиолетовой окрасок. Интенсивность окраски и плеохроизма апатита увеличивается от глубокоэродированных частей интрузии к его апикальным частям. Так, например, в породах Бундукской интрузии (шлифы, из которых любезно были представлены С. И. Баласаняном) плеохроизм апатита еле заметен, окраска очень слабая, нежная. В Гарнасарских же породах апатит окрашен в густофиолетовый, сине-фиолетовый цвет. Апатит Гарнасарской интрузии мы предположительно относим к типу *марганцовых апатитов*, описываемых в породах Армении впервые. Эти апатиты заслуживают дальнейшего минералого-химического и рентгено-структурного исследований.

Циркон наблюдается далеко не во всех образцах. В тех (одном, двух мелких зернышках циркона), которые были встречены в шлифах, было невозможно более или менее точно определить их оптические константы.

Флюорит встречается чаще, чем циркон; он в виде ксеноморфных, совершенно свежих кристаллов заполняет промежутки между другими минералами. Очень резкий отрицательный рельеф; следы

спайности еле заметны, неравномерная розовато-фиолетовая окраска позволяет его отличить от цеолитов, присутствующих в одних и тех же породах.

Вторичные минералы, как было сказано выше, представлены пелитовым веществом, цеолитом, альбитом и зеленовато-желтой слюдой.

Цеолиты образуют радиальные пучки, спутанно-волокнистые скопления, мельчайшие сферолиты, бесформенные заполнения в промежутках других минералов. Из обр. № 90 (шл. № 81) был отобран белый радиально-лучистый минерал и иммерсионным методом определены показатели его светопреломления:

$$Ng' = 1.505 \pm 0.002$$

$$Np' = 1.502 \pm 0.002$$

минерал двуосный, с апатитовым двупреломлением, с сильной дисперсией. Все эти константы говорят о том, что это мезолит. Следует отметить, что нельзя все цеолиты и цеолитоподобные минералы, встречающиеся в щелочных сиенитах Гарнасарской интрузии, отнести к мезолиту. Возможно, в этих породах мы имеем и другие цеолиты, а также анальцит и содалит. Необходимо произвести тщательное изучение этих минералов.

Что же касается наличия нефелина в щелочных сиенитах, то можно с уверенностью сказать, что даже если он и присутствовал в этих породах, то лишь в виде незначительной примеси. Только по продуктам его разложения можно судить о его присутствии в шл. № 139.

Минералого-петрографическая характеристика, приведенная выше, относится к полнокристаллическим средне-крупнозернистым разностям щелочных сиенитов, относимых к интрузивной фации. Ниже вкратце описывается количественное и качественное изменение пород от интрузивной к неразрывно с ней связанной эффузивной фации.

1. Трахитоидная радиально-лучистая структура полнокристаллических щелочных сиенитов (фиг. 9) сохраняется до почти полного исчезновения кристалличности породы и появления темной буровой, частично перекристаллизованной аморфной массы с тенденцией к сферолитовому строению (фиг. 10—11).

2. Размеры вкрапленников от полнокристаллически-порфировидных к эффузивным порфировым разностям постепенно увеличиваются — очевидно, рост вкрапленников продолжается до полного застывания основной массы. Рост вкрапленников цветных минералов прекращается раньше калиевых.

3. Основная масса в крупнозернистых разностях более светлая, чем в эффузивных.

4. Биотит и моноклинный пироксен в эффузивных разностях почти исчезают. Вместо них образуются тонкопризматические, почти аморфные черные зачаточные кристаллы. Возможно, что здесь происходит также опацификация цветных минералов.

5. Наконец, интрузивные и эффузивные разности очень близки по химическому их составу (см. табл. 2, обр. 97 и 92) и совершенно идентичны по содержанию в них микроэлементов (см. табл. 3, обр. 97, 92 и др.).

Для химической характеристики Гарнасарских щелочных сиенитов произведены пять полных силикатных анализов, сведенных в таблице 2.

Для сравнения приводятся данные химанализов по трем образцам из Бундукской интрузии.

Таблица 2

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	58,00	54,48	57,20	59,56	61,08	62,08	57,79	59,18	60,19
TiO ₂	0,15	сл	сл	сл	сл	сл	0,47	0,39	—
Al ₂ O ₃	20,65	16,68	21,18	17,38	19,99	18,01	19,88	18,28	16,28
Fe ₂ O ₃	2,67	3,51	4,23	2,01	3,43	2,50	3,52	2,67	2,74
FeO	1,96	2,68	1,43	3,44	2,52	1,79	1,42	1,97	3,28
MnO	сл	0,43	сл	0,43	сл	сл	сл	0,21	—
MgO	сл	1,99	сл	сл	сл	сл	0,35	0,36	2,49
CaO	3,74	4,32	3,02	3,02	4,03	2,30	3,55	3,50	4,30
Na ₂ O	1,34	0,08	0,40	4,82	1,80	4,25	8,50	7,10	3,98
K ₂ O	8,00	9,56	9,50	6,60	4,65	7,0	3,04	3,04	4,49
ппп	—	4,75	—	1,64	—	2,0	1,62	1,91	1,17
вл.	—	0,22	—	сл	—	—	0,41	0,81	—

1, 2, 3, 4, 5—сиениты Гарнасарской интрузии (аналитик Е. М. Мнацаканян).

6—сиенит Бундукской интрузии (аналитик М. Д. Азарян).

7, 8—сиениты Бундукской интрузии заимствованы у Б. С. Вардапетяна.

9—средний состав сиенитов по Дэли.

Результаты спектральных анализов пород Гарнасарской интрузии

№№ образцов	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Ti	V
70	оч. мн.	оч. мн.	мн.	мн.	оч. мн.	мало	сл.	мало	сл.
90	"	"	"	"	"	"	—	"	"
92	"	"	"	"	"	"	—	"	"
97	"	"	"	"	"	"	—	"	"
131	"	"	"	"	"	"	—	"	"

№№ образцов	Mo	Zr	Cu	Pb	Zn	Ga	Yb	Vt	Be	Ba	Na
70	сл.	мало	мало	—	—	сл	сл	сл	сл	мало	оч. мн.
90	—	"	"	—	—	"	"	"	—	"	"
92	сл.	"	"	сл	—	"	"	"	сл	"	"
97	"	"	"	"	мало	"	"	—	мало	есть	"
131	"	"	"	"	—	"	"	—	сл	"	"

Данные анализы, хотя не претендуют на точность, показывают, во-первых, довольно большое содержание окислов щелочных элементов и явное пресобладание K_2O над Na_2O , что выражается в минералогическом составе щелочных сиенитов. По содержанию K_2O и $K-Na$ полевого шпата Гарнасарские щелочные сиениты стоят особняком и могут быть названы калиевым щелочным сиенитом — *Арменитом*.

По сравнению со средними сиенитами Дзели армениты отличаются высоким содержанием K_2O , очень низким содержанием Na_2O , в некоторых образцах сотые доли процента, ничтожным содержанием MgO , в большинстве проанализированных образцах — следы, нормальным содержанием пяти компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO .

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

В этом вопросе различаются две стороны, одна логически вытекающая из приведенных выше данных, относящихся к формированию собственно интрузивного тела, и вторая проблематичная, относящаяся к сфере вопросов формирования магмы щелочных сиенитов. По второй стороне вопроса в данной работе могут быть приведены лишь самые общие соображения, так как она требует специального исследования всей совокупности фактов по всем интрузиям щелочных и нефелиновых сиенитов Малого Кавказа.

Характерной чертой пород Гарнасарской интрузии является незначительное содержание известково-натриевых полевых шпатов, апатита, диопсидного пироксена, отсутствие сфена, известкового граната (меланита), столь характерных для подобных пород Малого Кавказа и других частей света. Эти особенности указывают на особые условия петрографической специализации щелочной магмы Гарнасарской интрузии и исключают возможность образования здесь щелочных пород путем ассимиляции карбонатов.

Можно полагать, что петрохимическая специализация Гарнасарской щелочной магмы происходила в верхних структурных ярусах, а средой, по-видимому, послужила толща кератофиров, богатая щелочами.

В общем структурном плане Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов располагается в восточной части крупной седловины — ундуляции шарниров Базумского и смежного — Бабаджанского син-

клинориев, где собственно развиты Гарнасарская антиклинальная и Бор-Бортская синклинали складки. Ундуляция эта выражена в последовательных погружениях (в восточном направлении) нижнеюрской туфо-порфиритовой толщи Анкадзор-Сисимаданского рудного поля, толщи кварцевых порфиров палеоцена — нижнего (?) эоцена, вулканогенной толщи среднего эоцена (толща авгитовых порфиров) и сильно суженного поля развития толщи кварцевых кератофиров верхов среднего эоцена в районе Гарнасарской антиклинальной складки, и в соответствии с этим здесь расширяется поле развития верхнеэоценовой вулканогенной толщи. Далее в восточном направлении от района Гарнасарской интрузии, в соответствии со вздыманием шарниров складок, на поверхность выступают нижние горизонты толщи кварцевых кератофиров, среднеэоценовая вулканогенная толща и далее меловые и верхнеюрские отложения Иджеванского хребта. Вздымание шарниров складок в восточном направлении от седловины более резкое и в общем плане рассматривается как крупное флексурообразное изгибание толщ поперек их общекавказского — близширотного простираия. Меридиональная удлиненность Гарнасарской интрузии отражает эту особенность структурного плана и, возможно, связана с небольшим разломом субмеридионального простираия на коленообразном изгибе указанной флексуры, по которому внедрилась интрузия.

Место Гарнасарской интрузии по времени внедрения в геосинклинальном цикле развития несколько приближенно определяется как период частичной инверсии поднятием и складчатостью верхнеэоценового геосинклинального прогиба, заложенного на фоне палеоцен-среднеэоценовой геосинклинали Присеванской тектонической зоны, претерпевшей инверсию в период доверхнеэоценовых поднятий и складчатости. Более точное определение времени внедрения интрузии, в частности, соответствовало ли это началу инверсионного поднятия и складчатости, или концу ее, к периоду поднятий складчатости и эрозионного размывания верхнеэоценовых толщ, не представляется возможным. Второе предположение более вероятно, принимая во внимание полное приспособление интрузии к уже в основном сформировавшимся структурам. Вопрос этот имеет чрезвычайно большое значение при точном определении глубины формирования интрузии.

Исходя из факта прорывания самых нижних горизонтов верхней свиты верхнеэоценовой вулканогенной толщи (свита «Бор-Борт»), максимальная глубина формирования апикальной части Гарнасарской интрузии получается порядка 600 м (максимальная мощность свиты «Бор-Борт»).

Принимая же во внимание вышеприведенные соображения о более точном времени внедрения Гарнасарской интрузии и допуская

возможность эрозии некоторой части верхнеэоценовой толщи, глубина формирования интрузии для отдельных ее частей может быть доведена до порядка сотен, а возможно, и десятков метров. Косвенным доказательством этого могут служить широкое развитие разностей интрузии с типичной эффузивной структурой, наличие пироконтакта, что предполагает наличие окислительной среды атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вегуни А. Т. и Мкртчян К. А. — О верхнеэоценовой трансгрессии в Армении, Сб. научн. тр. УГиОН при СМ Арм. ССР, № 2, 1959 г.
 2. Паффенгольц К. Н. — Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.), 1948, г. Ереван.
-

В. М. АМАРЯН

АМАСИЙСКИЙ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫЙ МАССИВ

Амасийский массив расположен в крайней северо-западной части Армянской ССР и является одним из крупных и интересных в офиолитовом поясе Малого Кавказа.

Исследование его проведено впервые Н. П. Батуриным, а позже — Т. Ш. Татевосяном [3]. Оба исследователя на основании собранных ими материалов, наряду с петрографическим описанием пород, сделали выводы о форме, возрасте и процессах формирования массива, однако не все эти выводы были достаточно обоснованы фактическим материалом, а некоторые из них являются противоречивыми.

В районе массива в 1953—54 гг. нами были проведены более детальные геологические работы, в результате которых получен большой фактический материал, позволяющий дополнить и уточнить существующие представления о строении и истории формирования этого массива.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И СТРОЕНИЕ МАССИВА

Район рассматриваемого массива сложен в основном верхнемеловыми и эоценовыми осадочными и вулканогенно-осадочными породами, собранными в моноклинальные складки северо-восточного простирания, с падением на северо-запад, и перекрытыми, местами, горизонтально залегающими базальтовыми лавами верхнего плиоцена и нижнего антропогена.

Массив непосредственно залегает среди известняков сенона и вулканогенных пород турона (?) в виде крупного дайкообразного тела согласно направлению общей структуры района. Длина его около 10 км, а максимальная ширина 2 км. Он значительно приподнят по отношению к прилегающей территории и к югу вместе с вмещающими породами надвинут на отложения среднего эоцена.

В строении массива принимает участие весьма разнообразный комплекс пород ультраосновного и основного составов, сильно измененных метаморфизмом и гипергенными процессами. Кислые породы встречаются редко в виде жил, секущих все разновидности пород массива.

Ультраосновные породы располагаются в периферии массива в виде полос, вытянутых в северо-восточном направлении (согласно очертанию массива). Главной разновидностью этих пород являются перидотиты, а дуниты и пироксениты имеют подчиненное значение. Перидотиты представлены, по Н. П. Батурину, саксонитами, а по Т. Ш. Татевосяну [3], — лерцолитами. При наших исследованиях были обнаружены и те и другие, а также верлиты, состоящие существенно из оливина, авгита или диопсида, серпентина и рудных минералов (хромита, магнетита и пикотита). Однако выявить какую-нибудь закономерность в их распределении в полосах ультраосновных пород не удается.

Дуниты развиты, главным образом, в северной части массива, на перевале Чал-даш. Они залегают среди перидотитов в виде зон (мощностью до нескольких десятков метров) и пятен без особой закономерности.

Последние, как и вообще все ультраосновные породы массива, подвергнуты сильной серпентинизации с образованием преимущественно хризотила, серпофита и реже — антигорита.

Пироксениты образуют отдельные линзообразные, шпирообразные и иногда пластообразные тела в перидотитах и в большинстве случаев представляют темные, почти мономинеральные породы, состоящие из моноклинного пироксена (авгита или диопсида) и редких зерен оливина, серпентина и магнетита. Местами встречаются амфиболовые и полевошпатовые разности пироксенитов, переходные к габброидам.

Все вышеуказанные разновидности ультраосновных пород связаны между собой постепенными переходами, и нигде не наблюдается явлений пересечения одних с другими, говорящих об относительном различии их возраста. Это дает основание предполагать, что возникновение их было одновременным, вероятно, в результате кристаллизационной дифференциации ультраосновной магмы.

Основные породы (габброиды) слагают ядро массива и представлены роговообманковыми, роговообманково-пироксеновыми и оливновыми габбро, связанными взаимными переходами. Среди них преобладает первая разновидность, состоящая в основном из плагиоклаза (лабрадора) и роговой обманки. В пределах горы Ковасар они подверглись сильному метаморфизму и превратились в амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Роговообманково-пироксеновые габбро развиты в северо-восточной части массива, в районе кочевки Боз-Кала (в долине реки Аху-рян). Они слагают отдельные участки среди роговообманковых габбро и представляют средне- и крупнозернистые темно-зеленовато-серые жороды, состоящие из основного плагиоклаза (№ 60), пироксена (авгита), роговой обманки, редко оливина, серпентина, пренита и магнетита.

Оливиновые габбро встречаются в периферических участках вышеуказанных габбро и нередко в виде мощных жил в ультраосновных породах. Всюду они представляют полнокристаллические породы, сложенные зернами плагиоклаза (№ 62), пироксена (диопсида), оливина, серпентина и, редко, магнетита или хромита.

Наряду с оливиновыми габбро на перевале Чал-даш, в ультраосновных породах, были встречены также многочисленные жилообразные тела (мощностью от 0,5 до 10 м) серо-зеленых, мелкозернистых амфиболитизированных габбро, состоящих из короткопризматических зерен плагиоклаза (лабрадора или лабрадор-андезина), роговой обманки, пироксена (авгита) и реже — магнетита.

По предположению Т. Ш. Татевосяна [3], габброиды по отношению к ультраосновным породам являются более ранними образованиями. Однако имеющиеся факты, в частности расположение габбровых пород внутри массива и наличие многочисленных жил их в перидотитах, не говорят в пользу предположения этого исследователя. Более позднее образование габброидов по отношению к ультраосновным породам очевидно.

Из других пород, встречающихся внутри массива, следует отметить:

1. Диабазы и пикритовые порфириды.
2. Кварцевые жилы.
3. Плагиоаплиты.

Диабазы и пикритовые порфириды занимают значительную площадь в западной половине массива. Они образуют дайки, пересекающие все вышеуказанные породы массива, что говорит о более позднем их образовании.

Диабазы представлены плотными, иногда афанитовыми разновидностями буро-желтого и темно-зеленого цветов. Под микроскопом структура породы диабазовая, местами офитовая. Минералогический состав следующий: основной плагиоклаз, хлорит, эпидот, пироксен и рудный минерал.

Пикритовые порфириды были встречены в ультраосновных породах вблизи диабазовых тел, в верховьях Амасийского ручья. Породы эти макроскопически трудно различаются от диабазов. Под микроскопом структура их порфировая с вторичной структурой основной массы. Последняя представляет собой агрегат, состоящий из

сильно измененной серпентинизированной и разложенной стекловатой массы серо-буровой окраски. В этой же массе распространены мельчайшие зерна оливина, реже пироксена и серпентина, которые иногда образуют более крупные порфиновые вкрапленники.

Кварцевые жилы распространены преимущественно в амфиболовых сланцах и роговообманковых габбро, редко в перидотитах. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 0,6 и более метров. По простираанию жилы прослеживаются на 10 и более метров. Цвет белый, молочно-серый. Под микроскопом порода состоит из крупных ксенобластовых, неправильных, плотно соприкасающихся друг с другом зерен кварца размерами от 0,2 до 0,6 мм. Поверхность зерен загрязнена многочисленными полосками, состоящими из мельчайших непрозрачных, темных до черного включений.

Плагиаоплиты были вскрыты подземной выработкой в центральной части массива. Представлены они жилой, мощностью примерно 1 м, секущей габброиды и перидотиты. Структура их под микроскопом панидиоморфнозернистая, переходная к аплитовой. Порода состоит из призматических кристаллов плагиоклаза (№ 34), неправильных зерен кварца и реже рудного минерала (пирита).

Возникновение последних двух жильных образований, очевидно, связано с кислой интрузией, еще не вскрытой эрозией. О наличии здесь кислой интрузии говорит также присутствие в данном массиве ряда зон сильно гидротермально измененных, окварцованных пород, сопровождаемых сурьмяно-мышьяковым оруденением.

Все жильные кислые и гидротермальные образования располагаются согласно очертаниям массива и нигде не выходят за пределы последнего. Вероятно, появление их не было отделено большим промежутком от времени внедрения основных и ультраосновных пород.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА

Для общего представления о составе основных и ультраосновных пород Амасийского массива в таблице 1 приведены результаты химических анализов¹. Естественно, что эти немногие анализы, к тому же в большинстве неполные, не могут отразить то многообразие состава этих пород, которое наблюдается в действительности. Однако сравнение хотя бы главных компонентов их с данными анализов аналогичных пород бассейна оз. Севан, Урала и со средними данными Дэли позволяет сделать следующие выводы:

1. Амасийские дуниты по сравнению с дунитами Севана, Урала и со средним типом по Дэли отличаются значительно низким содер-

¹ Анализы с дробными номерами заимствованы у Т. Ш. Татевосяна.

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА

Таблица 1

результатов химических анализов ультраосновных и основных пород Амасийского массива

№ п/п	Наименование пород	Место взятия	№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	Автор			
1	Дуниты серпентинизированные	Амасия	1	34,12	4,39		8,05	—	4,13	31,65	—	—	16,08	В. М. Амарян					
2			2	30,28	16,13		8,83	—	5,67	18,95	—	—	17,02						
3			3	37,44	1,22		9,70	—	1,54	35,15	—	—	15,18						
4			6	39,32	2,26		7,66	—	0,65	37,42	—	—	12,06						
5			7	36,76	14,59		10,57	—	сл	24,1	—	—	13,98						
6			10	33,00	7,77		8,43	—	0,77	32,50	—	—	16,24						
Средние из 6-и анализов				35,15	7,72		8,87		2,13	29,96	—	—	13,43	С. Абовян Н. Высоцкий Дэли					
				36,69	сл	0,93	4,75	3,93	0,25	0,29	41,67	0,04	2,58			8,06			
				35,54	сл	1,20	2,15	5,62	0,60	0,84	44,94	0,18	0,13			7,22	0,18		
				40,49	0,02	0,86	2,84	5,84	0,16	0,70	46,32	0,10	0,04			2,88	0,05		
7	Перидоты	Амасия	4	37,20	18,54		9,02	—	сл	20,95	—	—	14,18	В. Амарян					
8			8	38,68	1,94		13,14	—	0,42	32,40	—	—	10,49						
9			9	38,62	2,43		13,93	—	необ.	30,71	—	—	13,80						
10			166/88	36,72	—	нет	7,34	3,43	—	1,28	39,35	0,40	1,40			10,70	Т. Татевосян		
11			501/406	37,00	0,02	2,13	9,11	0,23	1,76	37,00	0,13	—	13,40						
Средние из 5-и анализов				37,64	4,99		11,19	0,23	0,69	32,08	0,26		12,79			С. Абовян С. Баклуц Дэли			
				39,70	0,01	4,15	5,53	2,93	0,05	2,10	34,90	0,22	0,28	8,23					
				39,95	сл	2,41	5,95	2,80	0,13	1,03	36,10	0,32	0,08	0,57	10,13				
				40,65	0,11	1,25	2,53	6,15	0,18	1,29	42,36	0,29	0,13	0,02	0,04				
12	Пироксенит	Амасия	167/89	50,52	0,02	5,83	0,35	3,82	—	20,07	17,29	нет	0,18	1,80	Т. Татевосян				
		Бассейн оз. Севан	—	37,08	сл	2,90	7,30	1,28	0,20	2,04	36,65	0,63	0,66	11,47			С. Абовян		
		Северный Урал	—	47,68	0,13	4,41	2,07	6,15	0,10	18,61	20,65	0,18	0,10	0,10	2,67	А. Аверин Дэли			
		—	—	54,63	0,36	2,39	1,71	7,07	0,14	2,20	30,30	0,45	0,11	0,52	0,12				
13	Габбро	Амасия	370/417	40,64	—	20,22	10,38	—	—	18,35	7,20	—	—	—	0,16	Т. Татевосян			
			564/416	48,76	0,30	18,34	7,36	—	0,01	13,31	7,75	0,22	0,98	—	3,52				
Средние из 2-х анализов				44,70	0,30	19,28	8,87	0,01	15,83	7,47	0,22	0,98	—	1,84	С. Абовян В. Никитин Дэли				
				48,83	0,64	18,47	3,41	4,84	0,15	11,18	6,61	2,15	0,84	0,98			1,2		
				46,27	—	19,76	8,91	3,18	0,36	12,02	6,47	0,65	0,13	—			1,76		
				43,24	0,97	17,88	3,16	5,95	0,13	10,99	7,51	2,55	0,89	1,45			0,28		

жанием окиси магния и повышенным содержанием глинозема и кальция.

По содержанию кремнезема дуниты Амасии обнаруживают сходство с дунитами Севана и Урала и расходятся со средними данными Дэли, в которых наблюдается высокое содержание кремнезема.

2. Амасийские перидотиты по химическому составу довольно близки к перидотитам Севана, отличаясь от последних только высоким содержанием глинозема, окислов железа и марганца и меньшим содержанием кремнезема, окислов магния и кальция. От аналогичных пород Урала и средних типов Дэли они отличаются значительно меньшим содержанием кремнезема, окиси магния и повышенным — глинозема.

3. Судя по данным химического анализа одного образца, пироксениты характеризуются, по сравнению с пироксенитами Севана и Урала, более высоким содержанием кремнезема, глинозема, окиси кальция и меньшим — окиси магния; по сравнению же со средними данными Дэли — меньшим содержанием кремнезема, окислов титана, железа, магния, отсутствием щелочей и большим содержанием глинозема и кальция.

4. Сопоставление аналитических данных габбро Амасии, Севана, Урала и Дэли выявляет достаточно большое сходство между ними. Разница заключается лишь в том, что в Амасийских габбро содержание кремнезема, окислов титана, марганца несколько меньше, а окислов кальция больше.

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Время формирования рассматриваемого массива, как и вообще всех массивов офиолитовой формации Армении, по К. Н. Паффенгольцу [2], относится к верхнему эоцену, а по А. Г. Асланяну и Т. Ш. Татевосяну [3], — к верхнему мелу.

Первой же точки зрения придерживался и Н. П. Батулин.

По нашему мнению, формирование Амасийского массива происходило после верхнего мела — до среднего эоцена. Доказательством этого являются следующие факты:

1. Как описываемый массив, так и все небольшие аналогичные тела, встреченные в районе, всюду приурочены к толще известняков и вулканогенных пород верхнего мела и, как справедливо отмечает А. Т. Асланян, нигде не выходят за пределы досреднеэоценовых образований. Причем возраст известняков определяется более или менее определенно на основании региональных сопоставлений и микрофауны, среди которой Д. М. Халиловым были определены (предварительно):

Globotruncana [типа *G. arca* (Cushman)], *Gümbelina globulosa*, *Globigerina triloculinoides*, *Eponides* (?), *Textularia*, *Bulimina* (?), *Gyroldina* (?) и другие виды, обычно характерные для сенона, и *Flabellina* (типа *F. rugosa* d'Orb.), *Gümbelina* (вероятно, *G. crinita* Glacssner), *Globigerina* (типа *G. varianta* Subbotina), *Globigerina triloculinoides* Plummer и *Cristellaria* sp., относимые с известной условностью к датскому ярусу и палеоцену.

2. Н. Н. Батуриным и нами установлен факт контактового воздействия интрузии на меловые известняки, выразившегося в образовании сильно ожелезненных и кварц-карбонатных пород типа лиственитов.

3. Гальки пород этой интрузии вместе с гальками вмещающих известняков были встречены в том же районе, в нескольких стах метров к северо-востоку от с. Дашкерпи, в туфоконгломератах, располагающихся в стратиграфическом разрезе района—между верхним мелом и средним эоценом¹.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании вышеприведенных данных можно сделать следующие выводы:

1. Амасийский габбро-перидотитовый массив формировался в постверхнемеловое досреднеэоценовое время, о чем свидетельствуют его контактовое воздействие на карбонатную толщу верхнего мела и присутствие их гальки в досреднеэоценовых (нижнеэоценовых ?) образованиях.

2. Процесс формирования массива начался внедрением ультраосновной магмы, доказательством чего является ряд жиллообразных тел габбро, секущих перидотитовые породы.

3. С более поздними процессами связано образование даечных тел диабазов, пикритовых порфиритов и др., пересекающих габброиды.

4. По истории развития массив почти идентичен с мезозойскими массивами средиземноморского офиолитового пояса, описанными А. Г. Штейнманном [4].

5. По внутреннему строению массив характеризуется распределением основных пород в ядре, а ультраосновных—в периферии, чем резко отличается от массива Рай-Из Полярного Урала [1], с которым ранее его отождествил Н. П. Батурин.

¹ Ранее эти туфоконгломераты условно, по региональному сопоставлению, относились к туруну. Однако впоследствии в образце, взятом из восточного продолжения этих пород, нами был выявлен разрез *Nummulites* sp. (?) и выяснено, что туфоконгломераты залегают на известняках сенона и местами через небольшую пачку иемых известняков перекрываются вулканогенными породами среднего эоцена.

6. Ультраосновные и основные породы массива по сравнению со средними типами Дэли, а также с подобными породами Севана и Урала отличаются повышенным содержанием глинозема, кальция и пониженным кремнезема и окисла магния.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н.—Перидотитовый массив Рай-Из на Урале. ВГРО. 1932 г.
 2. Паффенгольц К. Н.—Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР.
 3. Татевосян Т. Ш.—К петрографии основных и ультраосновных пород Ама-сийского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР (сер. физ.-мат., естеств. и техн. науки), № 2, 1950.
 4. Steinmann A. G.—Die ofiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. Congress Geologic International, XIV. Sess., Madrid, 1927.
-

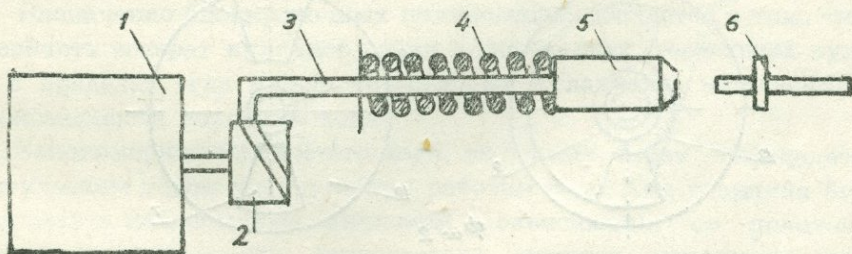
Х. А. АСМЯН

ВИНТОВОЙ ЭЛЕКТРОУДАРНЫЙ МЕХАНИЗМ

В настоящей работе приводятся результаты предварительных лабораторных испытаний опытного образца винтового электроударного механизма для отбойных и бурильных молотков, проведенных в лаборатории горных машин Ереванского политехнического института под руководством академика АН Арм. ССР, доктора технических наук профессора М. В. Касьяна. В проведении лабораторных испытаний принимал участие инженер Э. В. Папазян.

Кинематическая схема

Известно большое количество электроударных механизмов, работающих на принципе использования винтовой линии и кулачной передачи. Принципиальная схема такого механизма представляется в следующем виде (см. фиг. 1)¹.



Фиг. 1.

На валу двигателя 1 укреплен цилиндр 2, на котором имеется винтовой выступ. На стержень 3, несущий ударник 5, укреплен ролик, упирающийся в винтовой выступ. При вращении цилиндра винтовой выступ нажимает на ролик и отводит ударник назад, сжимая рабочую пружину 4. В момент, когда ролик сойдет с винтового выступа, боек под действием упругости пружины устремится вперед

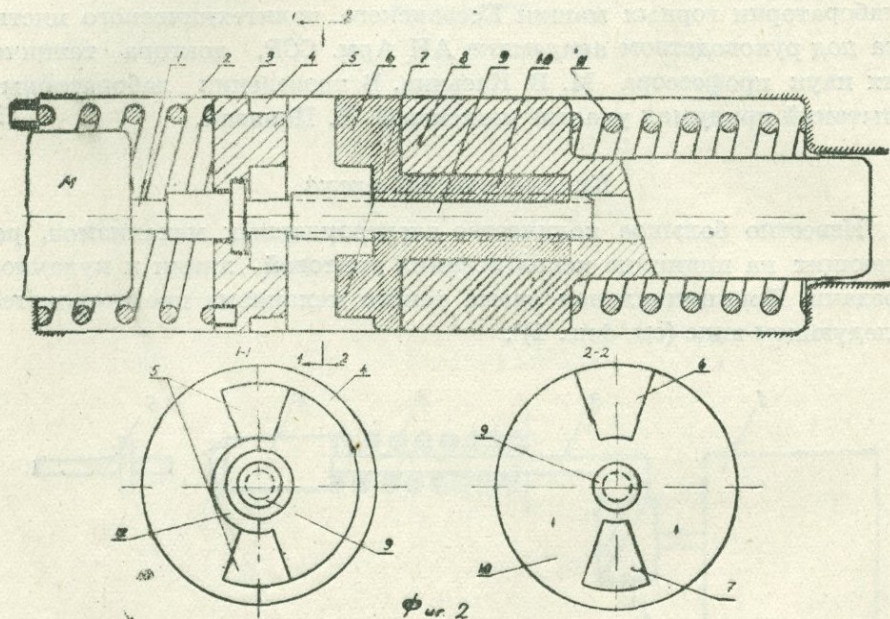
¹ К. Н. Шмаргунов, Электрические молотки.

и в конце своего движения нанесет удар по хвостовику инструмента 6. В дальнейшем ролик вновь прихватывается винтовым выступом, и цикл повторяется.

Отличительной особенностью винтовых ударных механизмов является простота конструкции. Тем не менее, до настоящего времени не удастся построить отбойный или бурильный молоток, работающий на этом принципе, который удовлетворял бы предъявляемым к нему требованиям.

К основным недостаткам винтовых электроударных механизмов относятся [5]:

1. Ограниченность хода бойка;
2. Быстрый износ винтового выступа и роликов;
3. Наличие ударов при подхвате бойка;
4. Неравномерность работы молотка;
5. Низкий кпд.



На фиг. 2 дана кинематическая схема предлагаемого винтового электроударного механизма. При построении схемы винтовая пара использована в том виде, в каком она наиболее часто применяется в машиностроении благодаря ряду своих общеизвестных достоинств.

Схема построена следующим образом.

На вал 1 мотора насажен валик 9, имеющий многозаходную нарезку с удлинненным шагом. Валик проходит сквозь гайку 10, свободно посаженной в ударник 8. Гайка имеет нарезку, аналогичную таковой на валике, и кулачки 6 и 7, взаимодействующие с тормоз-

ными кулачками 5 буферной тарелки 3. Последняя свободно посажена в корпус механизма и опирается на буферную пружину 2, концы которой закреплены на буферной тарелке и в корпусе механизма. Пружина 11 является возвратной.

Возвратно-поступательное движение ударника осуществляется при непрерывном вращении винтового валика, за счет периодического затормаживания и растормаживания гайки 10. Затормаживание гайки производится в период рабочего хода, когда, вращаясь несколько быстрее валика, гайка приходит своими кулачками в соприкосновение с тормозными кулачками буферной тарелки. Продольное перемещение гайки, совместно с ударником, происходит при этом за счет вращении винтового валика относительно затормаживаемой гайки.

Выйдя из соприкосновения с тормозными кулачками, гайка растормаживается и проходит путь свободного выбега, к концу которого ударник наносит удар по хвостовику рабочего органа. Холостой ход гайки-ударника осуществляется за счет восстановления сжимаемой при рабочем ходе возвратной пружины 11. Действующее на расторможенную гайку усилие пружины вынуждает ее вращаться быстрее винтового валика, и вследствие этого относительного вращения гайка, совместно с ударником, возвращается в исходное положение. Каждому из двух симметрично расположенных тормозных кулачков буферной тарелки соответствует свой кулачок на гайке. Внешний кулачок 6 может взаимодействовать только с верхним тормозным кулачком и, соответственно, внутренний кулачок 7 с нижним тормозным кулачком. Такое взаимодействие достигается двумя блокировочными полукольцами 4 и 12, равными с кулачками высоты.

Назначение блокировочных полуколец заключается в том, чтобы обеспечить возврат кулачков гайки к основанию тормозных кулачков в пределах угла между тормозными кулачками, независимо от закономерности ходостого хода.

Закономерность холостого хода, во-первых, будет определяться фактическим ходом ударника при рабочем ходе. Ход ударника будет испытывать непрерывные изменения в зависимости от положения хвостовика инструмента относительно корпуса механизма перед ударом. Эти колебания не будут влиять на продолжительность холостого хода благодаря наличию возвратной пружины только при условии, если последняя с течением времени сохраняет свою характеристику, что не имеет места.

Во-вторых, при передаче энергии ударника рабочему органу посредством центрального, не вполне упругого удара, имеет место неполная передача энергии, которая обуславливает отскок ударника после удара с той или иной скоростью. Скорость отскока находится в зависимости от соотношения соударяющихся масс, сопротивляемости

горной породы внедрению в нее наконечника рабочего органа, скорости соударения и других, трудно поддающихся учету, факторов.

Применение блокировочных полуколец может исключить влияние этих факторов на работу молотка и обеспечить его равномерную работу.

Назначение буферной пружины—воспринимать энергию холостого хода гайки-ударника и обеспечивать плавное затормаживание гайки в период рабочего хода.

Энергия, воспринимаемая буферной пружиной, будет возвращаться, за вычетом механических потерь, гайке-ударнику при их рабочем ходе.

Основные характеристические данные схемы (ориентировочные):
а) работа одного удара

$$A = \frac{m(n_b - n_2)^2 h^2}{2},$$

где m —масса гайко-ударника,

n_b , n_2 —соответственно, числа оборотов винтового валика и гайки,
 h —шаг винтовой нарезки.

Для обеспечения заданной работы одного удара из предыдущего выражения может быть найден необходимый шаг винтовой нарезки.

б) число ударов в единицу времени.

Число оборотов винтового валика из условия непосредственного соединения с валом двигателя, исключаяющим необходимость в промежуточных передачах, может быть принято:

$$n_b = n_{дв.},$$

где $n_{дв.}$ —число оборотов двигателя.

Число ударов для рассматриваемой схемы:

$$z = n_b.$$

Число ударов для схемы без блокировочных полуколец:

$$z' = k n_b,$$

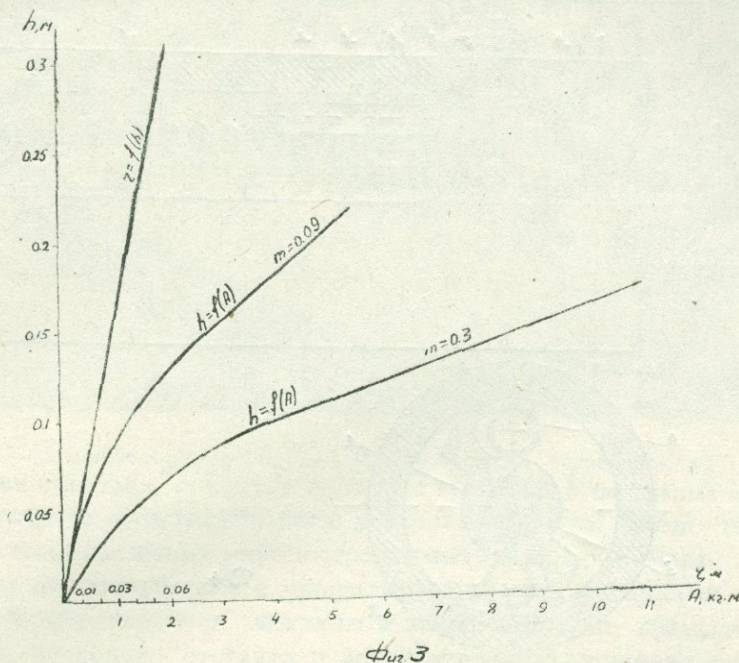
где k —число кулачков.

в) кпд.

Основное количество энергии циркулирует через винтовую пару. Для заданных конкретных условий имеет место такое значение угла подъема нарезки, при котором кпд винтовой пары оказывается максимальным. Для установленного шага нарезки оптимальное значение угла подъема нарезки может быть обеспечено подбором радиуса винтового валика:

$$r = \frac{h}{2\pi \operatorname{tg} \alpha}.$$

Если принять коэффициент трения бронзы по стали $\mu = 0,05$ и соответствующее ему значение угла трения $\varphi = 3^\circ$, то оптимальное значение угла подъема нарезки $\alpha = 43,5^\circ$, чему соответствует кпд винтовой пары $\eta = 0,9$.



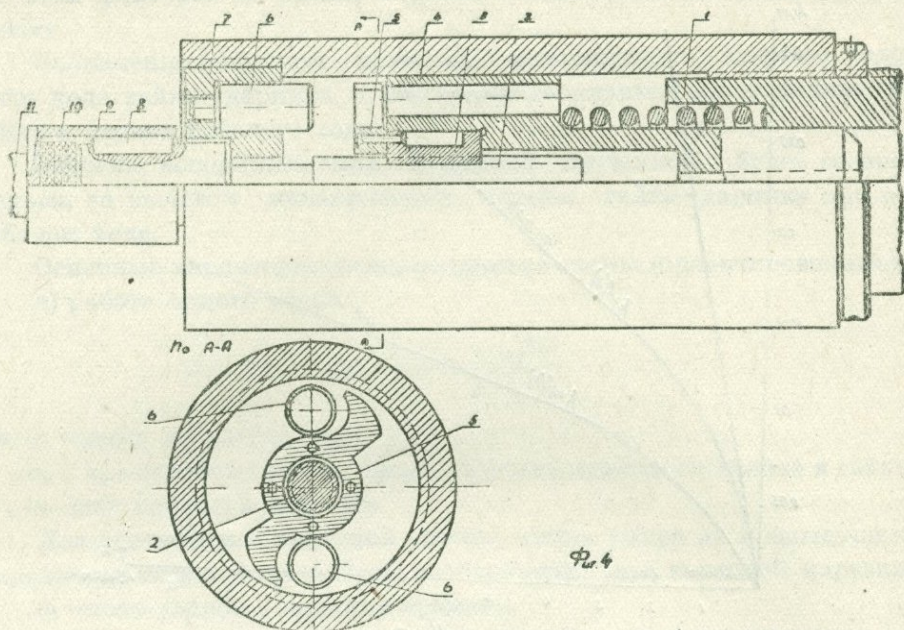
На фиг. 3 даны зависимости $h=f(A)$ и $r=f(h)$, построенные по приведенным выражениям. При построении $h=f(A)$ принято $n_{\text{дв.}} = 50$ об/сек, $p = 0$ и два предельных значения массы ударника, имеющих место в пневматических ударных машинах.

Лабораторные испытания

В учебно-механических мастерских Ереванского политехнического института был изготовлен опытный образец электроударного механизма, работающего по рассмотренной выше кинематической схеме. Конструктивное выполнение обеспечивало возможность изменения режима работы механизма и легкую замену отдельных деталей. На фиг. 4 дан продольный разрез ударного механизма.

В корпус механизма с торца заворачивается втулка 1, положение которой фиксируется при помощи контргайки. В поршне 4 ударника просверлен ряд продольных отверстий, исключающих возможность образования воздушных подушек. Кольцо 5 с кулачками выполнено отдельно и укреплено на гайке при помощи заклепок. Гайка 3 свободно посажена в выточку поршня и касается его двумя кольцевыми поверхностями. Винтовая нарезка в гайке, равно как и на валике 2,

выполнена десятизаходной с шагом 128 мм. На утолщенном конце валика, входящем в соединительную муфту 9, укрепленную на валу мотора 11, закреплены две шпонки 8, дающие возможность продольного перемещения валика относительно втулки. Буферная пружина



заменена резиновыми прокладками 10. Тормозные кулачки 6 укреплены на задней крышке, завинченной в корпус. Во втулку 1 входит шток пружинного работомера. В корпусе работомера выфрезеровано сквозное удлиненное отверстие, сквозь которое проходит указатель, завинченный в поршень штока работомера. Все детали молотка изготовлены из стали СТ-45.

Соударяющиеся поверхности ударника, штока работомера и кулачки подверглись термообработке.

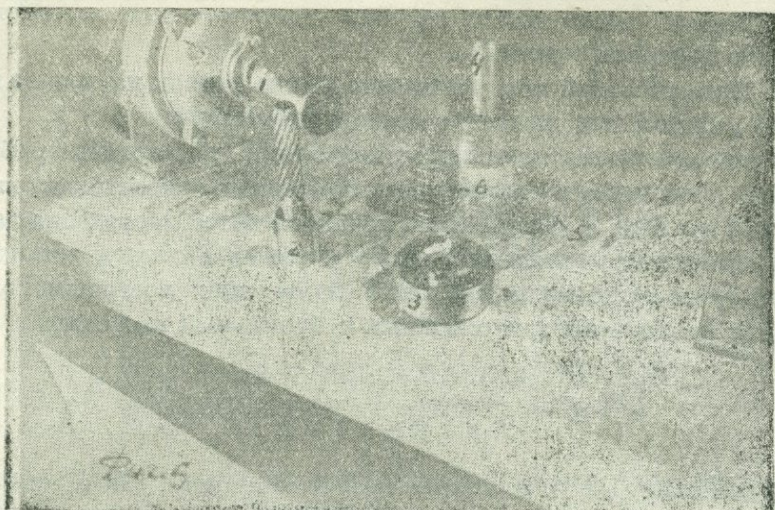
На фиг. 5 дана фотография основных деталей механизма.

Основные данные механизма:

1. Шаг нарезки винтового валика и гайки	0,128 м.
2. Угол подъема нарезки	63°.
3. Вес ударника	1,3 кг.
4. Вес гайки	0,2 кг.
5. Высота кулачков	0,013 м.
6. Ход бойка	0,02 м.
7. Жесткость возвратной пружины	12,2 кг/см.

В качестве привода был использован двигатель мощностью 1 квт, 220/380 в с числом оборотов $n_{дв.} = 1410$ об/мин и $\cos\varphi = 0,8$.

Целью предварительных лабораторных испытаний механизма было установление его работоспособности и ориентировочного кпд.



1—соединительная муфта, 2—винтовой валик, 3—задняя крышка с тормозными кулачками, 4—ударник, 5—гайка с кулачками, 6—возвратная пружина.

В процессе испытаний было установлено, что масса гайки в передаче энергии штоку работомера участия не принимает. После выхода из взаимодействия с профилированными кулачками гайка сразу же прихватывается валиком и увлекается во вращательное движение, несколько отставая в поступательном движении от ударника. Максимальная деформация пружины работомера была получена при положении его штока, при котором удар происходил сразу же после выхода кулачков гайки из взаимодействия с тормозными кулачками.

Вследствие отсутствия блокировочного полукольца и незначительного свободного выбега механизм развивал число ударов, равное двойному асинхронному числу оборотов двигателя.

При замерах мощности, потребляемой двигателем из сети, в целях увеличения точности подсчетов не учитывалась мощность холостого хода, определяемая кпд двигателя. Отношение механической мощности, развиваемой механизмом, к мощности, потребляемой из сети, характеризующее эффективность преобразования электрической энергии в механическую, в среднем оказалось равной $\eta_m = 0,58$.

В целях упрощения подсчетов при замерах мощности возвратная пружина отсутствовала, и холостой ход бойка осуществлялся пружиной работомера.

При оценке величины механического кпд необходимо учесть следующее:

1. Действительный угол подъема нарезки валика и гайки не соответствовал оптимальному, при котором имеет место максимальный кпд винтовой пары.

2. Имели место потери энергии холостого хода вследствие отсутствия буферной пружины.

3. Механический кпд учитывает также потери на трение и остаточные деформации, имеющие место в работомере.

Предварительные испытания позволили установить работоспособность механизма и возможность получения относительно высоких значений его кпд. В связи с этим предполагается проведение дальнейших экспериментов, конечной целью которых является установление возможности применения винтовой пары при построении электроударных механизмов для отбойных и бурильных молотков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артоблевский И. И.—Теория механизмов и машин, 1951 г.
 2. Поляков В. С и др.—Детали машин, 1954 г.
 3. Энциклопедия машиностроения
 4. Левинсон Л. Е.—Техническая механика, 1954 г.
 5. Шмаргунов К. Н.—Электрические молотки, 1950 г.
 6. Терпигорев А. М. и др.—Горные машины, 1949 г.
 7. Есин Н. И.—О начальных условиях рабочего цикла бурильных молотков. Труды Зап.-Сиб. филиала АН СССР, 1953 г.
 8. Батуев И. М.—Повышение производительности электроотбойных молотков и уменьшение их веса.
-

Г. А. КАЗАРЯН

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Геологическое строение Алавердского района—одно из сложнейших в пределах Малого Кавказа.

Комплекс пород, участвующих в геологическом строении этого района, чрезвычайно пестрый. Наряду с вулканогенными, вулканогенно-осадочными и нормально-морскими образованиями в нем развиты также породы и интрузивного характера. Они слагают как интрузивные массивы малых и средних размеров (Кохпский, Банушский, Ахпатский), так и жильные и субвулканические тела. Последние в возрастном отношении подразделяются на две большие группы: 1) жильные и субвулканические тела, являющиеся доинтрузивными образованиями, и 2) жильные породы, связанные с интрузивной деятельностью.

Породы, связанные с эффузивной деятельностью, характеризуются весьма различным составом, варьирующим в широких пределах от кислых до ультраосновных.

В настоящее время в районе отмечается ряд выходов ультраосновных жильных пород. Два выхода подобных пород указываются В. Г. Грушевым: один на южном склоне г. Лалвар, а другой между селениями Шамлуг и Верх. Ахтала. Третий выход ультраосновных пород в 1947 году был обнаружен Э. А. Хачатуряном в районе с. Джуджеван (по р. Шандзуги-джур). В 1955 году нами были обнаружены подобные породы в ур. Кошаберт, в 500 м севернее от развалин одноименной крепости. Известным является выход ультраосновных пород под пос. Ленрудник.

Во всех указанных местах породы ультраосновного состава слагают жилособразные тела мощностью от нескольких до 40—50 метров, прослеживающиеся по простиранию на сотни метров. Падение их различное, наряду с крутопадающими встречаются и пологопадающие. Везде и всюду указанные жильные тела прорывают доверхнеюрский комплекс пород.

Летом 1956 года нами проводилось детальное изучение выходов ультраосновных жильных пород, расположенных в районе ур. Кошанберт и южнее пос. Ленрудник. В последнем ультраосновные породы образуют дайкообразное тело с мощностью, колеблющейся от нескольких до 45—50 метров; простирание северо-восточное (близширотное) с крутым падением на северо-запад. На местности эти породы образуют скалы высотой в 6—8 метров. В них хорошо выражены трещины отдельности, группирующиеся в трех системах: меридиональная — крутопадающая ($85-90^{\circ}$), северо-восточная — крутопадающая ($60-90^{\circ}$) и северо-восточная — пологопадающая ($20-45^{\circ}$). В результате скалывания пород по отмеченным системам трещин получают блоки параллелепипедальной формы, которые при интенсивном выветривании лишаются островыступающих углов и преобразуются в шарообразные тела.

Макроскопически они очень темные, иногда почти черные, блестящие, средне-мелкозернистые породы, где невооруженным глазом без особого труда различаются отдельные зерна оливина и пироксена. Местами они носят такситовый характер: на общем темном фоне выделяются отдельные участки (обычно расположенные ближе к лежащему боку), имеющие более темный цвет и сравнительно крупнозернистое строение; у зальбандов породы несколько светлее и мелкозернистые, где уже визуальное невозможно различить отдельные

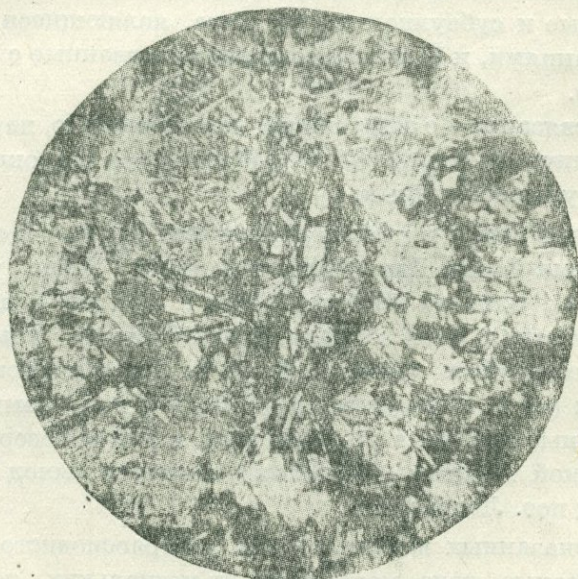


Рис. 1

зерна минералов. Переход в подобные по облику породы наблюдается и по простиранию, и это происходит в тех местах, где мощность уменьшается до нескольких метров.

Породы из центральной части дайки (рис. 1), со значительной мощностью, под микроскопом имеют порфировую структуру и состоят из плагиоклаза, пироксена и оливина, где последний образует порфировые выделения.

Мелкие призматические кристаллы плагиоклаза, резко идиоморфные по отношению к пироксену, слагают основную массу. Редко (одно-два зерна на шлиф) они имеют таблитчатую форму и сравнительно значительные размеры (0.7 x 0.5 мм). Все зерна плагиоклаза без исключения имеют зонарное строение: № 80 в ядре крупных зерен и 43—44 на краях¹, а для мелких зерен от № 70 до 43—44.

Длиннопризматические зерна плагиоклаза с краев проникают в крупные кристаллы пироксена или же внутри их образуют пойкилитовые вростки, в последнем случае отчетливо наблюдается их приуроченность к краевым частям. Пойкилитовые вростки плагиоклаза имеют состав № 70 и незонарны. Установлен любопытный случай, когда один конец незонарного кристалла плагиоклаза при выходе из зерна пироксена увеличивается в поперечнике и приобретает зонарное строение.

Таблица 1

Минералы	1		2		3		4		5	
	вкр.	осн. масса	вкр.	осн. масса	вкр.	осн. масса	вкр.	осн. масса	вкр.	осн. масса
Плагиоклаз	—	43—20	—	36,3	—	23,6	—	35,3	—	57,3
Пироксен	—	48,10	—	31,3	—	20,7	—	32,0	—	37,3
Оливин	6,2 ²	—	21,1	—	54,4	—	27,2 ³	—	—	—
Биотит	—	—	—	0,1	—	0,1	—	3,4	—	—
Кварц (первичн.)	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	0,5
Рудный минерал .	—	2,3	—	5,2	—	1,2	—	2,1	—	4,9

1. Оливиновый диабазовый порфирит из эндоконтакта — Лен-рудник
2. Пикритовый диабаз-порфирит из середины тела —»—
3. Пикритовый диабаз-порфирит (меланократовый) —»—
4. Пикритовый диабаз-порфирит Джуджеван (из кол. Э. А. Хачатуряна).
5. Габбро-диабаз.

Оливин, являющийся одним из главных компонентов породы, характеризуется резким идиоморфизмом и крупными размерами кристаллов — до 3 мм. Зерна несколько вытянуты в одном направлении и имеют округлые края, свидетельствующие об их резорбции.

¹ №№ плагиоклазов определены на Федоровском столике.

² Псевдоморфозы карбоната и кварца по оливину.

³ Псевдоморфозы серпентина и боулингита по оливину.

Обычно подвергнут интенсивному изменению. В свежих участках почти бесцветный, со слабым розоватым оттенком, имеет прямое угасание, $Ng = 1.718 \pm 0.002$, $Np = 1.682 \pm 0.002$, $Ng-Np = 0.036$, $2V = [+88^\circ]$ и по составу очень близок к хризолиту ($Fe_{75} Fe_{25}$). Неправильной системой трещин, по которым развит волокнистый серпентин (хризолит), зерна оливина разбиваются на многочисленные неправильные по форме части, обуславливающие петельчатую структуру. Количество оливина в различных разновидностях варьирует в значительных пределах (табл. 1).

Пироксен в породе образует крупные, ксероморфные зерна величиною до 2,5 мм. Бесцветный, с: $Ng = 42^\circ$, $Ng-Np = 0,026$, угол оптических осей в пределах одного зерна меняется от $+50^\circ$ в центре до $+46^\circ$ на периферии и представлен диопсидом. Подобное колебание величины $2V$ свидетельствует о сравнительно большом содержании MgO на периферии зерна, чем в ядре. Изменение пироксена в породе выражается в его интенсивной хлоритизации.

В шлифах наблюдается довольно значительное количество листочков бурого бистита величиною до 0,5 мм. Плеохроизм сильный, Ng — темно-красновато-коричневый, Np — светло-коричневый, почти бесцветный, $Ng-Np = 0,041$. Развит он почти повсеместно, с некоторой приуроченностью к оливиновым зернам. Нередко у микротрещинок образует значительное скопление.

Описываемые породы в той или иной степени подвергнуты изменению, поэтому они содержат различное количество вторичных минералов, на которых следует остановиться несколько подробнее.

Наиболее ранним минералом среди вторичных является волокнистый серпентин (хризотил), который развивается по трещинам ограничивающимися пределами оливиновых зерен. Волокна его обычно располагаются перпендикулярно и реже косо к стенкам трещин, которые они выполняют. Отличается слабым плеохроизмом: Ng — слабо-зеленый, $Nm = Np$ — слабо-желтый; $Ng - Np = 0,007$. Центральная часть прожилок серпентина часто выполнена магнетитом.

Другим минералом вторичного происхождения является боулингит, который также развивается только по оливиновым зернам, но наблюдается замещение им и волокон серпентина.

Боулингит замещает оливиновые зерна с краев и постепенно проникает внутрь его обычно по существующим и выполненным серпентином трещинкам. При первоначальной стадии развития боулингита внутри его еще сохраняются реликты прожилок волокнистого серпентина, которые исчезают совершенно при полном разложении оливина. Этот минерал отличается интенсивным плеохроизмом, Ng — светло-зеленый, Nm — слабо-зеленоватый, Np — светло-коричневый (буровато-желтый), с: $Ng = 0^\circ$, оптически отрицательный, двусосный, с малым углом $2V$, $Nm = 1,570 \pm 0,001$, $Ng-Np = 0,025$.

Наблюдается его ориентированное развитие по отношению к зернам оливина, при котором ось Ng оливина совпадает с осью Nm боулингита.

Из числа вторичных минералов немалым распространением пользуется хлорит, который в основном замещает пироксен и частично биотит. В начальной стадии замещения пироксена он развивается только по микротрещинам и, постепенно увеличиваясь, поглощает все зерно. В последнем случае пойкилитовые вростки плагиоклаза оказываются целиком погруженными в хлоритовую массу.

Рудные минералы представлены магнетитом, пирротинном, пентландитом, пиритом и халькопиритом.

Меланокротовые разности пород по минералогическому составу ничем не отличаются от вышеописанных: их отличие заключается лишь в количественном соотношении породообразующих минералов (табл. 1).

Породы эндоконтактовых зон по минералогическому составу идентичны породам центральных частей интрузивного тела. Кроме количественного соотношения породообразующих минералов (табл. 1), главной отличительной чертой для них является присутствие первичного, магматического кварца, выполняющего интерстиции кристаллов плагиоклаза. Оливин и замещающий его серпентин здесь отсутствуют, но наблюдаются участки, имеющие несколько округлую форму и напоминающие оливиновые зерна, которые выполнены карбонатом и нередко содержат в центральной части рогавикový кварц. Подобные участки характеризуются петельчатой структурой, обусловленной развитием в них неправильной системы прожилок рудного минерала, ограничивающихся контурами упомянутых карбонатных гнезд. Вышеописанные факты позволяют принять такие скопления карбоната за впоследствии замещенные вторичными минералами зерна оливина.

В эндоконтактовых разностях этих пород наблюдается интенсивное развитие хлорита и карбоната, которые в центральных частях даек выражаются не так сильно. Здесь карбонатизация охватывает и плагиоклаз. Те участки дайки, которые имеют сравнительно малую мощность, в центральной части не содержат оливинсодержащие разности. Породы, слагающие эти участки, по составу более однородны и почти аналогичны породам, слагающим эндоконтактовые зоны оливинсодержащих разностей. Отличие их заключается в полном отсутствии в них оливина и несколько щелочном характере плагиоклаза. Эти породы по составу отвечают габбро-диабазам (табл. 1).

Структура вышеописанных пород отличается характерной для жильных пород порфириовидностью, где, как было сказано выше, вкрапленники представлены оливином. Но здесь наблюдается некоторое отклонение, являющееся необычным для пород основного состава.

ва, — это изменчивость структуры, которая явно заметна даже в пределах одного шлифа. Подобная частая смена структуры придает породе микротакситовую текстуру.

Основная масса, как следует из петрографического описания, состоит из пироксена и плагиоклаза, где зерна первого имеют значительные размеры и внутри которых длиннопризматические кристаллы второго образуют пойкилитовые вроски, создавая этим пойкилофитовую структуру.

Иногда при близком расположении друг к другу кристаллов плагиоклаза зерна пироксена оказываются разобщенными — получается диабазовая структура.

В третьем случае пироксен отсутствует и основная масса состоит из одного плагиоклаза. В подобных случаях структура основной массы становится аллотриоморфной и порода приобретает торктолитовый состав вследствие сочетания плагиоклаза с вкрапленниками оливина.

Породы из Джуджеванского выхода (колл. Э. А. Хачатуряна) по минералогическому составу идентичны породам Ленрудникского выхода. Различия проявляются лишь в количественном соотношении породообразующих минералов (табл. 1) и в степени их изменения. В этих породах обычно интенсивно измененными являются зерна оливина, представляющие гнезда, выполненные серпентином, боулингом и рудными минералами с реликтовой петельчатой структурой. В них наблюдается также сравнительно значительное содержание биотита и рудных минералов, позволяющие предполагать, что их повышенное содержание обусловлено процессом разложения оливина.

Дайка в ур. Кошаберт, имеющая мощность 30 метров и северо-восточное простирание, прослеживается по простиранию более чем на 300 метров. Породы, слагающие дайку, неоднородны. В зальбандах протягивается мощная (по сравнению с Ленрудникским выходом) зона пород габбро-диабазового состава; центральная же часть сложена оливинсодержащими породами прихотливой формы. Последние аналогичны вышеописанным пикритовым диабаз-порфирирам, оливин здесь также почти нацело замещен серпентином, и его присутствие устанавливается редкими остатками, сохранившимися в ядрах петель, и реликтовой петельчатой структурой. Кроме биотита, развивающегося по степени изменения оливина, наблюдается присутствие замещающего пироксен амфибола, характеризующегося слабым плеохроизмом: Ng — светло-зеленый, Nп — зеленовато-желтый, Np — светло-желтый, $c: Ng = 16^0$, $Ng-Np = 0,019$ и принадлежащего к обыкновенной роговой обманке.

Описанные породы пересекаются дайкой плагиоклазового порфирита незначительной мощности.

Постмагматические процессы в описанных породах выражены довольно интенсивно. К ним относятся серпентинизация оливина и в некоторой степени хлоритизация пироксена. Продуктами этих процессов, кроме серпентина, выявляющегося под микроскопом, являются многочисленные жилки и прожилки его волокнистой разновидности — хризотила, пересекающие пикритовые диабаз-порфириновые дайки, расположенные у пос. Ленрудник.

Эти прожилки с колеблющейся мощностью от долей миллиметра до 1,5—2 сантиметров имеют поперечно и реже косоволокнистое сложение.

Хризотил в прожилках жесткий, нераспушивающийся и сопровождается значительными скоплениями карбоната (кальциевого). Изменения гидротермального характера проявляются в этих породах не повсеместно. Они имеют локальное распространение и приурочиваются к определенным зонам. Эти процессы, имеющие интенсивное развитие во вмещающих туфобрекчиях и превращающие их в кварц-серицит-хлоритовые породы с обильной вкрапленностью пирита и халькопирита, с немалой интенсивностью подвергают изменению и пикритовые диабаз-порфириды, в особенности породы, слагающие эндоконтактные зоны. В последних гидротермальное изменение выражается в интенсивной хлоритизации, карбонатизации и окварцевании с выделением пирита и халькопирита. Воздействие гидротермальных растворов на плагиоклаз выражается в его помутнении и замещении карбонатом (ранней генерации) с серицитом; пироксена — в хлорит. Карбонатом замещается, по-видимому, и серпентинизированный оливин с одновременным выделением вторичного кварца. Отмечается также и наличие более позднего карбоната (II генерации), слагающего прожилки, секущие все ранневыведившиеся минералы. Упомянутый карбонат, вероятно, принадлежит к последней стадии гидротермального процесса.

В таблице 2 даны химические анализы описанных пород с целью сравнения аналогичных по составу пород из различных месторождений. Как видно, описанные породы обнаруживают почти полную идентичность со сравниваемыми породами и средним составом пикритов по Дэли. Эта тождественность позволяет отнести описанные породы к ряду пикритов, однако, учитывая их структурные особенности, а также и степень измененности, считаем целесообразным их называть пикритовыми диабаз-порфиритами.

Структурные особенности и степень идиоморфизма породообразующих минералов позволяют для описанных пород набросать следующую схему хода кристаллизации.

Самым ранним является этап протокристаллизации, который приводил к выделению почти чисто магнезиального оливина ($\text{Fo}_{75}\text{Fa}_{25}$) и весьма основного плагиоклаза (битовнит). В период этого этапа

Таблица 2

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,56	41,56	42,77	42,20	41,30	45,13
TiO ₂	0,37	0,80	0,66	0,09	0,81	0,63
Al ₂ O ₃	13,58	9,80	11,45	17,56	9,43	19,52
Fe ₂ O ₃	4,31	2,44	1,77	1,20	5,30	4,20
FeO	9,29	11,88	11,41	6,33	8,86	7,33
MnO	0,16	—	0,23	0,18	0,29	0,16
MgO	20,98	21,50	18,85	20,38	19,94	5,69
CaO	4,13	6,03	7,59	9,61	8,01	10,09
Na ₂ O	1,17	0,46	0,29	1,11	1,20	1,55
K ₂ O	0,37	0,26	0,79	0,11	0,39	0,28
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,20	—
H ₂ O+	—	—	4,09	1,13	4,27	0,46
H ₂ O—	—	—	0,27	0,06	—	—
ппп	3,97	5,61	—	—	—	5,44
Сумма	99,86	100,34	100,47*	100,21	—	100,48
a	2,8	1,4	1,9	2,5	2,9	4,3
c	4,7	5,5	6,5	8,4	4,4	12,6
b	47,7	48,1	43,5	42,5	48,5	24,2
s	44,8	45,0	48,1	46,2	44,2	58,9

1. Пикритовый диабаз-порфирит Ленрудник (1). 2. Пикритовый диабаз-порфирит Ленрудник (по Степаняну). 3. Пикритовый диабаз Норильск* и включая S—0,30)/0. 4. Алливалит—Остр. Мил Шотландия (2). 5. Пикрит—средний по Дэли (3). 6. Габбро-диабаз Ленрудник.

возникло ограниченное количество центров кристаллизации, благоприятствующее образованию крупных и хорошо ограненных кристаллов. Структурные особенности свидетельствуют о том, что выделение оливина происходило только в этот этап.

Следующий этап (II) кристаллизации протекал уже в совершенно иных физико-химических условиях, вызванных подъемом магмы в более верхние ярусы земной коры. В новых условиях, при сравнительно низком давлении и быстром остывании, возникли многочисленные центры кристаллизации.

Плагноклаз, начавший выделение позже пироксена, к концу процесса кристаллизации несколько опередил его, что отразилось в образовании пойкилоофитовой структуры, где центральные части пироксеновых зерен не содержат плагноклазовых вростков. Плагноклаз, выделившийся в этом этапе, имеет состав лабрадора (№ 70). Вкрапленники плагноклаза в этом этапе еще продолжали свой рост, который зафиксирован наращиванием зон, имеющим состав, соответствующий пойкилитовым вросткам в пироксене.

В новых условиях оливин оказывается неустойчивым и подвергается резорбции, выражающейся в округленности его кристаллов. Процесс этой резорбции приводит к обогащению расплава магниевой молекулой. Это способствовало обогащению краевых зон кристаллов пироксена (рост которых еще продолжался) магнием.

В ходе кристаллизации расплав постепенно обеднялся окислами магния, железа и кальция, что приводило к полному прекращению выделения пироксена.

Плагиоклаз, еще продолжавший свою кристаллизацию, становится все более и более бедным анортитовой молекулой. Быстрое остывание расплава, препятствующее выравниванию состава плагиоклазовых кристаллов, способствовало сохранению их зонального строения, и отдельные зоны являются как бы вехами изменения условий кристаллизации расплава, в последнем этапе которого выделился плагиоклаз состава андезина (№ 43—44).

Последний этап объединяет позднемагматический и постмагматические стадии, которым соответствует выделение биотита. Кристаллизация биотита, начавшаяся в конце II этапа, продолжается в позднемагматическую стадию, характеризующуюся высоким содержанием окисного железа, выразившимся в красноватом оттенке его окраски. Рост биотита продолжается и в постмагматической стадии при серпентинизации оливина. Привнос калия, необходимый для образования биотита, был связан с позднемагматическими процессами.

Ниже приводятся факты, доказывающие доинтрузивный возраст вышеописанных пикритовых диабаз-порфириров:

1. Пикритовые диабаз-порфириры и их безоливиновые разновидности — габбро-диабазы, имеющие довольно широкое распространение в Алавердском рудном поле, совершенно отсутствуют в гранитоидных интрузивах района.

2. Пикритовые диабаз-порфириры под пос. Ленрудник секутся дайкой плагиоклазовых порфириров, сопровождающейся хорошо выраженной зоной закалки на зальбандах и имеющей парагенетическую связь с гранитоидами района.

3. Габбро-диабазы в 500 м западнее от гор. Алаверди секутся дайкой кварц-диоритовых порфириров, имеющей парагенетическую связь с мезозойскими гранитоидными интрузивами района.

4. В пределах Алавердского рудного поля пикритовые диабаз-порфириры, а также родственные им габбро-диабазы подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению и в многочисленных местах пересечены баритовыми жилами (у большого бремсберга и др.).

Весь вышеизложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Породы ультраосновного состава в Алавердском районе внедрились в доинтрузивный период и во времени укладываются в пределах — средняя юра — нижний мел.

2. Ультраосновные породы в районе не образуют самостоятельных интрузивных тел, они являются только сегрегациями внутри габбро-диабазов, имеющих широкое распространение.

3. Петрохимические особенности описанных ультраосновных пород, а также магнезиальный характер оливина указывают на то, что они не являются родственными гранитоидной магме. Это позволяет связывать их с иными очагами, а не с гранитоидными интрузиями района.

4. Условия кристаллизации, вследствие перемещения магмы в земной коре, претерпели резкие изменения. Условия высоких давлений и температур, господствующие в первоначальном этапе кристаллизации магмы, сменились низким давлением и температурой, при которых протекали последующие этапы. Это нарушило нормальный ход кристаллизации и привело к образованию зональных плагиоклазов и пироксена, а также к совместному нахождению оливина и кварца.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грушевой В. Г. — Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии). Труды ГГГУ, вып. II — Интрузивы Закавказья, 1941.
2. Соболев В. С. — Петрология траппов Сибирской платформы. Труды Арктического института, том XIII, 1936.
3. Четвериков Д. С. — Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.

А. Т. ВЕГУНИ, А. Е. ПТУХЯН

ОПЫТ РАСЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА Р. АРПА ПО НУММУЛИТАМ

Вопросу расчленения палеогеновых отложений, в том числе и верхнеэоценовых, посвящена обширная литература. Как советскими, так и зарубежными исследователями выдвинуты различные схемы деления верхнеэоценовых отложений, основанные на различных принципах, причем при расчленении отложений отдельным стратиграфическим единицам верхнего эоцена приписывались различные объемы. Указанные моменты намного затруднили разработку единой схемы расчленения верхнего эоцена не только в планетарном масштабе или хотя бы для больших регионов, но и для отдельных оротектонических зон и поясов.

Рассматриваемый вопрос дебатировался в литературе неоднократно. Критике имеющихся схем расчленения верхнего эоцена посвящен значительный раздел в работе А. Л. Яншина [22]. В результате детального разбора почти всех схем деления верхнего эоцена Западной Европы А. Л. Яншин приходит к выводу о негодности этих схем для расчленения верхнеэоценовых отложений Советского Союза. Беглый взгляд на эти схемы показывает, каким изменениям подверглись в разное время отдельные подразделения и как часто изменялись названия и объем этих стратиграфических единиц. Разумеется, такое расчленение не может безоговорочно применяться для палеогеновых бассейнов СССР, столь отдаленных от Парижского бассейна. К аналогичному выводу пришел И. Класс [12] в результате разбора имеющихся схем деления верхнеэоценовых отложений, разработанных зарубежными исследователями. Такого же мнения придерживается в настоящее время Г. И. Немков [16]. Нужно отметить, что не лучше обстоит дело и с расчленением верхнеэоценовых отложений Советского Союза. Детальные стратиграфические

работы по расчленению палеогеновых отложений СССР, и в частности его южной и юго-западной частей, намного уточнили и детализировали имеющиеся схемы. Большой вклад в дело расчленения палеогеновых, в том числе и верхнеэоценовых отложений Советского Союза внесен работами И. А. Коробкова, А. Л. Яншина, Н. Н. Субботиной, Б. П. Жижченко, О. С. Вялова, И. В. Качарава, П. Д. Гамкрелидзе, А. А. Габриеляна и др. Правда, выдвинутые указанными исследователями схемы во многом обоснованы палеонтологически и применимы для обширных областей, тем не менее ни одна из них не может претендовать на универсальность, и поэтому в настоящее время для различных областей СССР существует до 20 равноправных схем.

Рассматривая названные схемы, приходим к заключению, что в выделении отдельных стратиграфических единиц нет единства принципов. Единого мнения не существует даже о количестве стратиграфических единиц. Одни исследователи делят верхнеэоценовые отложения на четыре самостоятельные единицы, как например, в Крыму, Центральном Предкавказье, Западной Туркмении, а другие (на Украине и в Поволжье) все верхнеэоценовые отложения включают в Киевскую свиту или делят на две-три единицы.

Указанные выше затруднения неоднократно возникали также при стратиграфическом расчленении палеогена Армении, который пользуется здесь огромным развитием.

В последнее время А. А. Габриелян выдвинул самостоятельную схему деления верхнеэоценовых отложений юго-западной Армении. На основании изучения нуммулитовой фауны верхов палеогена на крайнем юго-западе Армении, в частности в Вединском районе и западной части Даралагеза, указанным автором выделяются верхнеэоценовые отложения, состоящие из двух слоев. Первый характеризуется наличием *Nummulites striatus* и *Hantkenia alabamensis*, второй — присутствием *Nummulites fabianii*. Причем недостаточно четко определены границы верхнего эоцена. О нечеткости нижней границы верхнего эоцена высказывает и сам автор схемы. Верхняя граница верхнеэоценовых отложений оспаривается в последнее время И. А. Коробковым и П. М. Асланяном [4].

Собранный нами в последние годы материал по нуммулитовой фауне среднего и верхнего течений р. Арпа (Восточный Даралагез) и, отчасти, ревизия нуммулитовой фауны Западного Даралагеза привели к иному выводу по затрагиваемым вопросам.

Ф. Биеда [8], изучая фауну крупных фораминифер верхнего эоцена различных (до 15) разрезов Словакии, дал новую временную, по его мнению, схему деления верхнего эоцена. В этой схеме оверский ярус автором причленяется к верхнему эоцену, а весь верхний эоцен делится на три горизонта, по наличию или отсутствию в данном горизонте того или другого фаунистического комплекса (см. табл. 1).

Таблица 1

Схема стратиграфического расчленения верхнего эоцена Словакии (по Ф. Биеда)

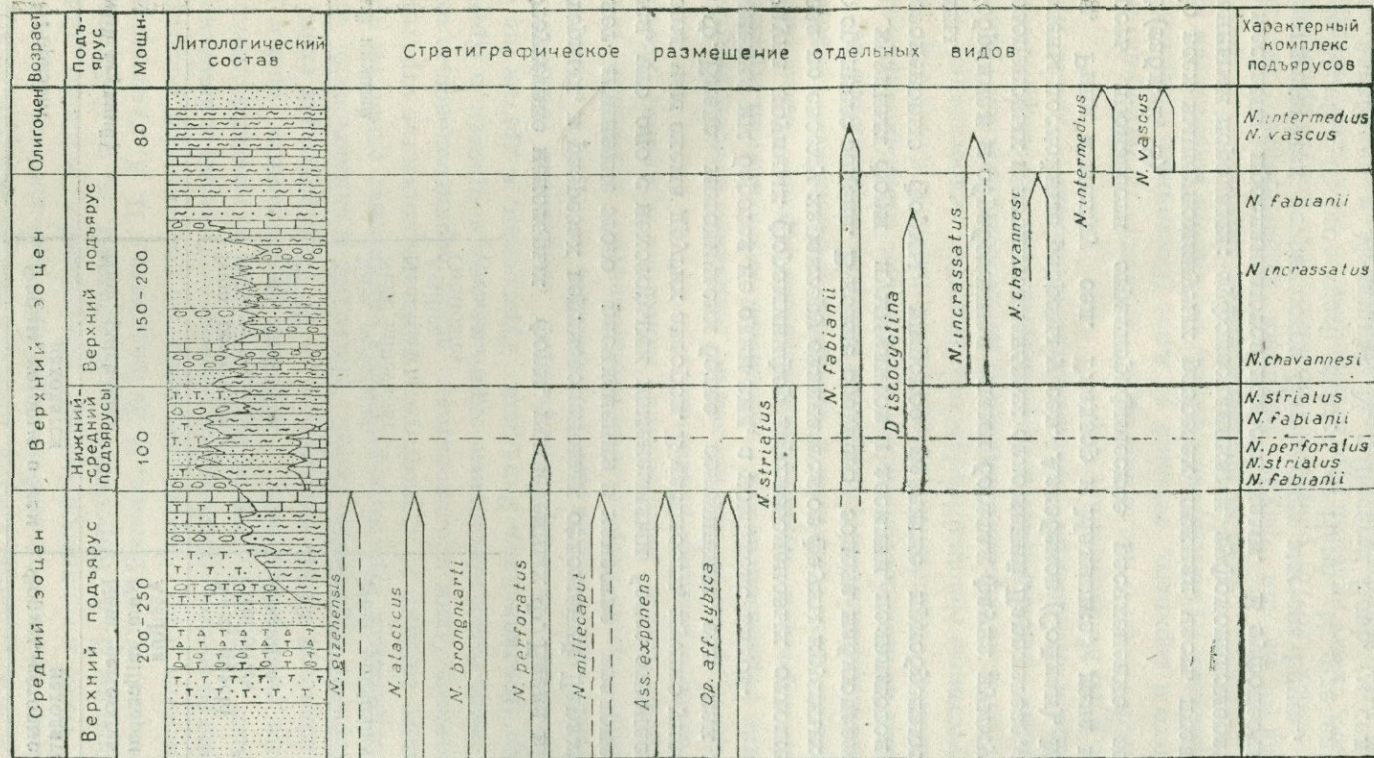
Горизонт	Формы, которые в нем находятся	Формы, которые в нем не находятся
III (самый верхний)	<i>Num. pulchellus</i>	<i>Num. perforatus</i> <i>Num. millecaput</i> <i>Assilina</i>
II	<i>Num. perforatus</i> <i>Num. millecaput</i> <i>Num. pulchellus</i> <i>Assilina</i>	<i>Num. puschi</i> <i>Orbitolites</i> <i>Alveolina</i>
I (самый нижний)	<i>Num. perforatus</i> <i>Num. millecaput</i> <i>Num. puschi</i> <i>Assilina</i> <i>Orbitolites</i> <i>Alveolina</i>	<i>Num. pulchellus</i>

Отсутствие некоторых форм, приведенных Ф. Биеда в качестве характерных, в разрезах верхнеэоценовых отложений Даралагеца затрудняет принятие этого расчленения в качестве эталона, но нам кажется, что оно с некоторыми изменениями более отвечает нашим разрезам, чем схема других авторов. В частности, нужно указать, что схема Ф. Биеда методически более совершенна, так как в основу расчленения им берется не один вид, а комплекс видов.

Фауна крупных фораминифер верхнеэоценовых отложений Даралагеца по своему характеру отличается от фауны крупных фораминифер среднего эоцена. В конце среднего эоцена наблюдается вымирание крупных форм нуммулитов и ассилин, появляются мелкие верхнеэоценовые формы, широкое развитие приобретают дискоциклины.

Собранная и обработанная нами богатая фауна нуммулитов из среднеэоценовых и верхнеэоценовых отложений Даралагеца, где были составлены послойные разрезы у сел. Азизбеков (Сойлан), Малишка, Шатин, Ринд и между сел. Гладзор и Малишка, дала нам возможность произвести стратиграфическое расчленение этих отложений (табл. 2, 3).

Во всех вышеупомянутых разрезах нижняя часть представлена туфогенными породами: туфопесчаниками, туфоконгломератами, которые местами прослаиваются известняками. В туфопесчаниках и туфоконгломератах встречаются *Nommulites atacicus* Leym., *N. perforatus* de Montf., *N. brongniarti* d'Arch. et Halm., *N. gizehensis* Forsk. (у сел. Азизбеков и Малишка), *N. millecaput* Boub. (у сел. Гладзор и Шатин), *Assilina exronens* Sov., *Operculina* aff. *lybica*. В покрывающих же слоях (известняках, глинистых песчаниках, песчаниках)



совместно с крупными нуммулитами *N. perforatus* de Montf. встречаются мелкие формы *N. striatus* Brug., *N. fabianii* Prev. и дискоциклины.

Выше по разрезу, в северо-западном направлении, отложения верхнего эоцена подвергаются некоторым фаціальным изменениям. Так, у сел. Малишка они представлены глинами, глинистыми песчаниками, конгломератами и известняками. Дальше к северо-западу, у сел. Гладзор и Шатин, они переходят в туфопесчаники и туфокогломераты, а у сел. Ринд представлены известняками, глинами и глинистыми песчаниками. В этих отложениях снизу вверх были найдены и определены *Nummulites fabianii* Prev., *N. striatus* Brug., *N. incrasatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe и дискоциклины.

На основании изучения найденной фауны нуммулитов и ассилин была установлена некоторая закономерность в распределении отдельных видов по вертикали. В таблице 4 показаны три группы отдельных видов нуммулитов, которые находятся на определенных стратиграфических уровнях. Расчленение каждой стратиграфической единицы основано на отсутствии того или другого вида и появлении новых видов.

Первая группа, в которую входит довольно большое количество форм: *Nummulites perforatus* de Montf., *N. gizehensis* Forsk., *N. millicaput* Boub., *N. brongniartii* d'Arch. et Halm, *N. atacicus* Leym., *Assilina exropens* Sow., *Operculina lybica*, характеризует верхи среднего эоцена.

N. perforatus, по Р. Абрару [1], появляется в средней части лютетского и исчезает в верхах того же яруса. Нужно отметить, что Р. Абрар оверский ярус включает в средний эоцен [3]. По данным Ф. Биеда [5], этот вид на Карпатах встречается не только в отложениях лютетского, но и в отложениях оверского яруса, который им причленяется к верхнему эоцену совместно с *N. striatus* и *N. fabianii*. Совместное нахождение *N. perforatus* и *N. striatus* указывается и в Испании [7]. Во многих других местах Европы этот вид был найден в отложениях лютетского яруса.

В исследованном районе *Nummulites perforatus* в обилии встречается в туфогенной толще лютета. Продолжая свое существование, он переходит в отложения перекрывающей туфогенной толщи и встречается совместно с *N. striatus* и *N. fabianii*. Такое распространение названного вида говорит о том, что он встречается в лютетском ярусе и исчезает в низах верхнего эоцена. Следующий вид, *N. gizehensis*, является довольно распространенным в отложениях среднего эоцена Альпийской геосинклинали. В Египте, Алжире, Турции, Иране этот вид характеризует определенный горизонт в самых верхах среднего эоцена.

В исследованном нами районе *N. gizehensis* также встречается в отложениях верхнего лютета и впервые был описан из тех же отложе-

ний Б. Ф. Меффертом [12]. Нам кажется, что этот вид в исследованном районе также характеризует определенный горизонт верхнелютетского подъяруса.

Другой вид — *Nummulites millescaput* — по Р. Абрау [1] распространяется от середины до верхней части лютетского яруса. По данным Ж. Кювиле [10], *N. millescaput* в районе Шалос де Монтфор характеризует переходную зону между средним и верхним лютетом. В области Альпийской геосинклинали он встречается в слоях лютетского яруса. По данным Ф. Биеда [8], *N. millescaput* совместно с *N. perforatus* переходит в низы верхнего эоцена, характеризуя переходную зону между средним и верхним эоценом. *N. millescaput* также отмечается Г. И. Немковым [15] в верхнеэоценовых отложениях Вединского района.

В исследованном районе *N. millescaput* до наших работ описан не был. Его нахождение в виде крупных форм, диаметром в 10—12 см, в верхах туфогенной толщи, в туфоконгломератах и известняках совместно с *N. perforatus de Montf.*, *N. atacicus Leym.*, *N. gizehensis Forsk.*, *Assilina exponens Sow.* свидетельствует о том, что этот вид распространен в верхней части среднего эоцена.

Четвертый вид *N. brongniarti d'Arch et Heim.* также имеет широкое распространение в отложениях лютетского яруса. В исследованном районе он был описан Б. Ф. Меффертом [13] из верхнелютетской туфогенной толщи.

Пятый вид — *N. atacicus Leym.* — пользуется большим вертикальным распространением от верхов нижнего эоцена до верхов лютетского яруса. В Даралагезе он встречается в отложениях лютетского яруса. *Assilina exponens Sow.* является характерным видом для отложений лютетского яруса, но известен также в отложениях верхнего эоцена Алжира и Греции [21]. В нашем районе *As. exponens* поднимается до определенного стратиграфического уровня. Он широко распространен в верхах туфогенной толщи совместно с *N. millescaput*, *N. gizehensis*, *N. brongniarti* и *N. atacicus*. Выше эта форма не встречается.

Operculina aff Lybica из Армении впервые была описана Б. Ф. Меффертом из верхнелютетских отложений той местности, откуда происходит и наш экземпляр. Вид этот характерен для верхнего лютета.

Как следует из вышесказанного, большинство видов, входящих в первую группу, являются характерными видами лютетского яруса, причем отсутствие характерных нижнелютетских форм, как, например, *N. laevigatus Brug.*, *N. galensis Arn. Heim* и др., с одной стороны, и большие размеры известных форм, — с другой, говорят о верхнелютетском возрасте вмещающих пород.

Вторая группа представлена *N. striatus* Brug., *N. Fabianii* Prev., *Discocyclina* sp., *N. perforatus* de Montf. В основном вышеупомянутые формы являются верхнеэоценовыми.

N. striatus в области Альпийской геосинклинали встречается в отложениях верхнего эоцена. В Египте он является характерным видом для нижнего отдела верхнего эоцена [21]. В Испании этот вид встречается также в отложениях верхнего лютета. М. Сизанкур описывает малоотличающуюся от типичного *N. striatus* форму из отложений верхнего лютета Словацких Карпат [20]. В наших разрезах *N. striatus* встречается непосредственно выше туфогенной толщи, в известняках и глинистых песчаниках совместно с *N. perforatus* и *N. fabianii*.

Следующий вид *N. fabianii* является характерным видом для верхнего эоцена. Нигде еще не известен в более низких горизонтах эоцена. В Даралагезе *N. fabianii* впервые появляется, но в малом количестве в отложениях, непосредственно перекрывающих туфогенную толщу, в известняках, совместно с *N. perforatus* и *N. striatus*. Выше по разрезу *N. fabianii* продолжает свое существование в известняках и глинистых песчаниках у сел. Малишка и встречается совместно с *N. incrassatus* и *N. chavannesi*, а у сел. Ринд — в глинистых песчаниках и известняках совместно с *N. incrassatus*. В последнем разрезе *N. Fabianii* переходит в отложения нижнего олигоцена, где встречается совместно с *N. intermedius* и *N. vascus*. В самых верхних частях разреза, у сел. Гладзор и Малишка, в туфопесчаниках и туфоконгломератах нами были встречены мелкие формы *N. Fabianii* в ассоциации с мелкими негранулированными, ранее неописанными формами нуммулитов и дискоциклин.

Следующие виды второй группы (дискоциклины) появляются в самых верхах туфогенной толщи и продолжают свое существование во всех вышележащих слоях. Что касается *N. perforatus*, то он исчезает в нижней половине описанной толщи.

Формы, входящие в эту группу, за исключением *N. perforatus*, как уже было отмечено, являются характерными для всего верхнего эоцена, но так как они впервые появляются в отложениях, непосредственно покрывающих туфогенную толщу верхнего лютета, и находятся совместно с *N. perforatus*, то это дает основание предполагать, что они характеризуют низы верхнего эоцена.

Третья группа представлена двумя видами *N. incrassatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe, характерными для всего верхнего эоцена. По данным Р. Абара, *N. incrassatus* появляется в низах верхнего эоцена. В верхах верхнего эоцена от этого вида отделяется латеральная ветвь *N. chavannesi*, последний не переходит в отложения олигоцена, а *N. incrassatus* встречается и в отложениях олигоцена.

В отложениях оверского яруса *N. incrassatus* известен в Швейцарских Альпах. В отложениях приабонского яруса встречается во Французских, Швейцарских, а также Восточных Альпах и в Северной Италии. В Карпатах и Закавказье *N. incrassatus* встречается в отложениях верхнего эоцена Чехословакии, Польши, Северной Буковины, Грузии и Армении.

N. chavannesi приводится из отложений приабонского яруса Южной Франции, Альп, Италии, Венгрии, Египта и известен также в верхних частях верхнеэоценовых слоев Грузии и Карпат.

В исследованном районе *N. incrassatus* встречается в самых верхних частях составленных разрезов. У сел. Малишка этот вид встречается совместно с *N. chavannesi* и *N. fabianii*.

Ф. Биеда, рассматривая наши экземпляры *N. fabianii*, пришел к выводу, что они не типичны и являются переходными между *N. fabianii* и *N. intermedius*. Так как вышеупомянутые формы у сел. Малишка находятся в верхних частях разреза совместно с *N. fabianii*, который встречается и в подстилающих отложениях того же разреза, а в разрезе, составленном у сел. Ринд, *N. incrassatus* встречается в ассоциации с *N. fabianii*, который в покрывающих слоях непосредственно ассоциируется с *N. intermedius*, то можно предполагать, что третья группа характеризует верхние слои верхнего эоцена, причем у сел. Ринд должны быть верхние слои верхней части верхнего эоцена, а у сел. Малишка — нижние слои верхней части верхнего эоцена.

Таким образом, резюмируя вышеизложенное, мы приходим к следующим выводам:

1. Преобладающее большинство форм нуммулитов не может претендовать на роль руководящей формы. Каждая из них имеет довольно широкий диапазон развития во времени. Так, например, *N. perforatus*, долгое время считавшийся характерным для верхнего лютета, проникает в отложения низов верхнего эоцена. *N. fabianii* встречается по всему разрезу верхнего эоцена и в разных частях его ассоциируется с отдельными видами. *N. striatus*, считавшийся характерной формой верхнего эоцена, начинает свое существование с верхнего лютета. С некоторой оговоркой, то же самое можно сказать относительно *N. intermedius*. Не исключена возможность, что эта форма начинает свое существование с самых верхов верхнего эоцена.

2. Выделение отдельных подъярусов и зон в пределах палеогеновых (в том числе верхнеэоценовых) отложений области должны проводиться по комплексам нуммулитов, характеризующих ту или иную стратиграфическую единицу в целом.

3. Нижняя граница верхнего эоцена или верхняя граница верхней части среднего эоцена (верхнелютетский ярус) определяется

резкой сменой фауны как в видовом отношении, так и в отношении количества и размеров отдельных видов.

Верхний лютет характеризуется наличием *N. perforatus* de Montf., *N. gizehensis* Forsk., *N. millicaput* Boub., *N. brongniarti* d'Arch. et Haim., *N. ataticus* Leym., *Assilina exponens* sow., *Operculina lybica*, которые отличаются крупными размерами (до 12 см) и пышным развитием в количественном отношении. На границе среднего и верхнего эоцена происходит массовое вымирание форм. Из известных семи видов продолжает свое существование лишь один вид.

Одновременно граница эта характеризуется и резкой сменой фаций. Верхнелютетские отложения представлены толщей неоднократно чередующихся туфогенных неравномернозернистых песчаников, глинистых песчаников и глин, тогда как перекрывающие отложения представлены в основном карбонатной фацией (известняки, глинистые известняки и др.). Нередко намечается также и перерыв в осадконакоплении, выраженный наличием конгломератов.

Таким образом, граница между средним и верхним эоценом отбивается фаунистически, литологически, может быть, и тектонически. Граница эта проходит таким образом, что оверские отложения исключаются из состава среднего эоцена и причленяются к верхнеэоценовым.

4. Верхнеэоценовые отложения области можно фаунистически разделить на три части.

Нижняя часть характеризуется наличием *N. perforatus* de Montf., *N. striatus* Brug., *N. fabianii* Prev., средняя часть—*N. fabianii* Prev., *N. striatus* Brug., верхняя часть—*N. fabianii* Prev., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe.

5. Таким образом, верхний эоцен характеризуется повсеместным развитием *N. fabianii* Prev., но в разных частях разреза этот вид сопровождается различными, строго стратифицированными формами, позволяющими разделить его на три части с характерными комплексами видов.

Нижняя часть выделяется благодаря наличию *N. perforatus* de Montf., который является характерным видом верхнего лютета. Его проникновение в вышележащую толщу указывает на промежуточный характер (в возрастном отношении) вмещающей толщи. Средняя часть выделяется исчезновением *N. perforatus* de Montf. и отсутствием новых видов. Верхняя часть выделяется уже благодаря появлению новых форм, характерных для более высоких горизонтов верхнего эоцена, как *N. incrassatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la

Касаясь вопроса верхней границы верхнего эоцена с олигоценом, следует, по-видимому, принять концепцию А. А. Габриеляна, поддержанную другими исследователями, о том, что с появлением *N. intermedius* и *N. vascus* завершается эоценовый отдел палеогена.

1. Abrard R.—Contribution à l'étude de l'évolution des nummulites Bull. Soc. Geol. de France.
2. Abrard R.—Les formes de passage dans le rameau phyletique nummulites *atacticus* Leymerie. N. *aturicus* Joly et Leymerie 5/IV 1954.
3. Abrard R.—Nomenclature et synchronisme des assises de l'Eocène moyen et supérieur des bassins nummulitiques de l'Europe Occidentale. Bull. Soc. Geol. de France, ser. V, III, Paris, 1933.
4. Асланян П. М.—Новые данные о возрасте *varriamussium fallax* Korob. в Армении, ДАН СССР, том 119, № 5, 1958.
5. Bieda F.—Stratigrafia flissu Karpat Polskich na podstawie duzych otworow Roern P. T. G. T. XVI, Krakow, 1946.
6. Bieda F.—O nummulinach lupkow menilitowych ze seletyna na Bukowinie zód PLG T. IX, 2 Warszawa, 1938.
7. Bieda F.—Sur quelques nummulines et Assilines d'Espagne. Geologie des Pays Catalones, vol. III (1930—1933) troisieme partie, № 28, Association pour l'étude geologique de la Méditerranéenne Occidentale, 1933.
8. Биеда Ф.—Фауна крупных фораминифер верхнего эоцена Словакии. Краков, 1956.
9. Boussac J.—Etude paleontologique sur le nummulitique alpin. Mem. pour servir à l'expl. de la carte Geol. det. de la France, Paris, 1911.
10. Bruger J., Cuviller J. et Schoeffler J.—Stratigraphie du nummulitique de la challose de Montfort. Bull. soc. geol. Fr. (S), XV, 1946.
11. Габриелян А. А.—Схема деления палеогена Армении.
12. Класс И.—Zur nomenklatur der Nordwesteuropischen Obereocaens Neues Iurb. geol. und Paleontol. Monatsh. № 10, 1955.
13. Мефферт Б. Ф.—Эоценовая фауна из Даралагёза в Армении. Тр. ГГРУ, вып. 99, 1931.
14. Немков Г. И.—Нуммулиты и орбитонды Покутско-мармарошских Карпат и Сев. Буковины.
15. Немков Г. И.—О находках в палеогеновых отложениях юга СССР ранее неизвестных родов крупных фораминифер и их значение для стратиграфии. Доклады АН СССР, 1958 г., том. 120, № 5.
16. Немков Г. И.—К вопросу о номенклатуре верхнего эоцена Северо-Западной Европы. Бюл. Московского общества испыт. природы, отд. геол. 1956, 31. №4.
17. Ренгартен—Орбитонды и нуммулиты южного склона Кавказа. Тр. главного геол.-разв. управления ВСНХ СССР, вып. 24, Л., 1931.
18. Cizancourt M.—Foraminifères priaboniens de Bukowiec (Karpathes polonaises orientales). Bull. du service geol. de Pologne, t. VII, Warszawa, 1933.
19. Cizancourt M.—Nummulitidae et Orbitoidae de l'Eocène de Bonjute. Les Bains pres de Prievdza, Karpathes Slovaques.
20. Cizancourt M.—Sur quelques nummulites du flysch Karpathique et sur leur signification pour la stratigraphie des Karpathes, „Kosmos“, sol. 53, livres II, III Lwow, 1928.
21. Cuviller J.—Revision du Nummulitique Egyptien. Memoires presentées à l'institut d'Egypte. Le Caire, 1930.
22. Яншин А. Л.—Геология Северного Приаралья. Изд. МОИП, Москва, 1953.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

1. Арутюнян Г. М., Геворкян Х. О., Пилоян Г. А.—Магнезиальные породы северо-восточного побережья оз. Севан и пути их использования в народном хозяйстве	3
2. Гулян Э. Х.—Сваранцское железорудное месторождение	17
3. Мидян А. Г.—Золоторудные провинции Армении	21
4. Мкртчян К. А.—О структуре Анкадзор-Сисимаданского рудного поля	37
5. Григорян Ж. М.—Гидрохимические поиски молибдена и меди в бассейне р. Гехи	49
6. Хачатрян Н. С.—О генезисе Мовсесского месторождения	57
7. Джафаров А. А.—Гидротермально измененные карбонатные породы Мовсесского месторождения и связанные с ними свинцово-цинковые оруднения	63
8. Исаханян А. Е., Тер-Абрамян Л. Г.—Некоторые вопросы геологического строения и структурно-морфологических особенностей Джиндаринского месторождения	87
9. Григорян Г. О.—К вопросу о генезисе Привольненской группы полиметаллических месторождений в Армянской ССР	97
10. Вегуни А. Т., Мкртчян К. А.—О верхнеэоценовой трансгрессии в Армении	103
11. Назарян А. Н.—Плиоценовые озерные отложения верховья р. Воротан	111
12. Баласанян С. И.—Характер изменения петрогенных элементов в продуктах мезо-кайнозойских эффузивных циклов Армении и прилегающих к ней частей Малого Кавказа	123
13. Асланян А. Т.—Об аналитическом выборе рациональной последовательности проходки разведочных выработок на жильных месторождениях	137
14. Асланян А. Т.—О возможности гравитационной дифференциации магмы	141
15. Адамян А. И., Мкртчян К. А.—Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов в восточной части Халабского хребта (Арм. ССР)	145
16. Амарян В. М.—Амасийский габбро-перидотитовый массив	165
17. Асмян Х. А. Винтовой электроударный механизм	173
18. Казарян Г. А.—Ультраосновные жильные породы Алавердского рудного района	181
19. Вегуни А. Т., Птухян А. Е.—Опыт расчленения верхнеэоценовых отложений бассейна р. Арпа по нуммулитам	191

ВФ 06592

Заказ 382

Тираж 600

Сдано в набор 18/XII 1958 г. Подписано к печати 9/IX 1959 г. Бумага 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 12,75.

Цена 10 р.

Типография Издательства Ереванского государственного университета, Ереван,
ул. Кирова, 12.

10 p.

19570