

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
АРМЯНСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

З А П И С К И
АРМЯНСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО
О Б Щ Е С Т В А

№ 1

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ՀԱՄԱՄԻՈՒԹԵՆԱԿԱՆ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱԺԱՆՄՈՒՆՔ

ՀԱՄԱՄԻՈՒԹԵՆԱԿԱՆ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ
ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱԺԱՆՄՈՒՆՔԻ
Զ Ե Կ Ո Ւ Ց Ա Ք Ր Ե Ր

ՊՐԱԿ 1

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

АРМЯНСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА

175

ЗАПИСКИ
АРМЯНСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА

ВЫПУСК 1



ЕРЕВАН—1959

Редакционная коллегия:

Главный редактор—академик АН Арм. ССР С. С. МКРТЧЯН

Члены: канд. геол.-мин. наук К. А. КАРАМЯН, канд. геол.-мин. наук Э. Г. МАЛХАСЯН, канд. геол.-мин. наук А. И. МЕСРОПЯН, канд. геол.-мин. наук Г. О. ПИДЖЯН, канд. геол.-мин. наук К. Г. ШИРИНЯН.

*Адрес редакции: Ереван, ул. Абовяна, 20, Институт геологических наук,
Армянское Отделение Всесоюзного Минералогического Общества.*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящим первым сборником статей по вопросам минералогии, магматизма и минерализации территории Армянской ССР кладется начало систематическому выпуску записок республиканского отделения Всесоюзного минералогического общества.

Созданное в 1953 году и объединившее к настоящему времени более 120 геологов Армении, общество несомненно сыграло определенную положительную роль, способствуя повышению научных работ в различных отраслях геологии, широкому обсуждению их на заседаниях общества, привлечению к активной научной работе молодежи.

Первый выпуск записок объединяет статьи, заслушанные на заседаниях общества или доложенные на всесоюзных совещаниях.

Наряду с чисто минералогическими статьями большое место в сборнике занимают работы, посвященные вопросам литологии, магматизма (в том числе вулканизма), минерализации и связи оруденения с магматизмом.

Надо надеяться, что сборник будет полезен всем желающим ближе познакомиться с геологией Армении.

Председатель Армянского отделения ВМО
академик АН Арм. ССР
И. Г. МАГАКЬЯН

И. Г. МАГАКЬЯН, С. С. МКРТЧЯН

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

(На примере Малого Кавказа)

Богатое и разнообразное оруденение Малого Кавказа почти целиком относится к магматогенному (эндогенному) типу; исключения составляют лишь ископаемые россыпи титаномагнетитовых песчаников (Агарцин) и, может быть, часть месторождений кристаллических пирролюзит-псиломелановых руд.

Тенденция отдельных геологов относить к осадочным образованиям некоторые небольшие месторождения свинцово-цинковых руд, залегающих среди карбонатных пород (Мовсес, Гюмушлуг, Привольное), нами и подавляющим большинством специалистов не разделяется. Как будет показано ниже, и эти месторождения представляют собой эндогенные образования, связанные с глубокозалегающими очагами.

Магматогенное происхождение месторождений Малого Кавказа доказывается следующими фактическими данными:

1) Расположением месторождений в пределах отдельных структурно-металлогенических зон, отличающихся спецификой магматизма и металлогении и отражающих определенную стадию геологического развития области;

2) тесной пространственной связью магматизма и соответствующего ему оруденения, совпадением возраста и фаций глубинности магматических и рудных комплексов;

3) залеганием руд среди гидротермально измененных пород и зависимостью состава и интенсивности оруденения от характера и интенсивности изменения пород;

4) наличием оруденения (качественно того же состава) в пегматитовых, скарновых и гидротермальных образованиях, связанных с одним и тем же очагом.

Нашими работами в пределах Малого Кавказа, на территории Армянской ССР выделено три рудных пояса: Алаверди-Кафанский, Севано-Амасийский и Памбак-Зангезурский. Подробная их характеристика уже приведена в ранее опубликованных трудах. Эти пояса,

или структурно-металлогенические зоны, прослеживаются в смежных областях Грузии, Азербайджана, Турции и Ирана, сохраняя ту же специфику магматизма и металлогении.

Алаверди-Кафанская зона была нами охарактеризована как область колчеданного и скарнового железорудного оруденения с локальным развитием гидротермальной минерализации Co, Cu, Pb и Zn, Ba и Mn. Севано-Амасийская зона характеризуется оруденением хромита, месторождениями Au, Hg, Sb, As (реальгар).

Наконец, наиболее богатая Памбак-Зангезурская зона выделяется своими концентрациями Cu—Mo руд, месторождениями Pb и Zn, локально также Fe (с Ti и V), Sb, As (реальгар-аурипигментовые руды).

Магматические комплексы Малого Кавказа, с которыми генетически мы связываем минерализацию, расчленяются на следующие возрастные группы.

Палеозойские гранитоиды Агверана, Арзаканда, Спитака (в Армении), Храмский и Лок-Джандарский массивы (в Грузии). В этих же районах местами развиты древние габбро и гипербазиты.

Возраст указанных интрузивов датируется как палеозойский, точнее, герцинский.

Сколько-нибудь крупных, имеющих промышленное значение месторождений, связанных с ними, неизвестно.

Из коренных проявлений минерализации с герцинскими гранитоидами связаны небольшие медно-гематитовые, полиметаллические и баритовые месторождения; с ними же связаны установленные шлиховым опробованием золото, касситерит, вольфрамит, шеелит, базовисмутит и арсенопирит (в аллювии рек, размывающих герцинские массивы); с палеозойскими габбро и гипербазитами—ничтожные по размерам проявления хромита.

Кварцевые порфиры и альбитофиры представлены силлами, лакколитоподобными телами, дайками, небольшими штоками. Эти породы широко развиты и сравнительно лучше изучены в Алавердском, Кафанском, Кедабекском, Чирагидзорском и других рудных районах. Пространственно и, как мы считаем, генетически, в смысле общности родоначального очага, с малыми интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров тесно связана часть крупных колчеданных месторождений Малого Кавказа—Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан (в Армении), а также Кедабек, Битти-Булах, Чирагидзор (в Азербайджане).

Вопрос о возрасте этих малых интрузий и соответственно связанного с ними колчеданного оруденения долгое время был дискуссионным и считать его окончательно решенным нельзя и сейчас.

Работами Г. А. Казаряна достоверно установлено, что гальки этих пород играют главную роль в конгломератах основания среднеэоценовой толщи района г. Лалвар, а апофизы Банушского гранодио-

ритового массива третичного возраста прорезают тела альбитофиров. Далее, в приконтактной зоне с предсеноманскими—Кохбским и Чочканским гранитоидными массивами, альбитофиры изменены, что говорит о более древнем их возрасте по сравнению с гранитоидами.

В Алавердском рудном районе альбитофиры и кварцевые порфиры рвут отложения средней юры и оксфорда, что вместе с приведенными выше данными говорит о внедрении их в верхней юре, может быть,—в низах мела.

В Кафанском рудном районе, по данным Р. А. Аракеяна и Г. О. Пиджяна, малые интрузии кварцевых порфиров и альбитофиров рвут среднюю юру, а гальки измененных ими пород встречены указанными авторами в основании верхнеюрской толщи; возраст альбитофиров и кварцевых порфиров здесь, таким образом, устанавливается как предверхнеюрский. Наконец, в Кедабекском и Чирагидзорском рудных районах, по данным М. А. Кашкая, интрузивные фации альбитофиров и кварцевых порфиров одновозрастны с вмещающей их эффузивной толщей байосского возраста.

Таким образом, в восточной части Малого Кавказа, к востоку от района Алаверди, возраст малых интрузий кварцевых порфиров и альбитофиров и связанного с ними промышленного колчеданного оруденения охватывает диапазон от байоса до верхней юры (и, может быть,—низы мела).

Для минерализации этой эпохи характерны Cu, Pb, Zn, Ba, серный колчедан, отчасти As. Из рассеянных элементов типичны Se, Te, Ce, Cd, а из благородных—Ag, Au.

Предсеноманские кварцевые диориты—гранодиориты. Массивы указанных пород развиты в северо-восточной части Армянской ССР (Кохб, Чочкан, Ахпат, Шамшадин), а также в юго-восточном Азербайджане (Кедабек, Дашкесан, Мехмана и др.) и в юго-восточной Армении (Цав).

С указанными интрузиями связаны железорудные скарновые месторождения крупного промышленного значения (Дашкесан) или пока слабо разведанные перспективные (Кохб, Шишкерт и др.). С ними же связаны промышленные гидротермальные месторождения арсенидных руд кобальта (Дашкесанское рудное поле), сравнительно небольшие месторождения меди, полиметаллических руд (Мехмана), значительные месторождения барита (Човдар и др.), проявления молибдена.

Для минерализации этой эпохи характерны Fe, Co, Ba; второстепенное значение имеют Cu, Pb, Zn. Из рассеянных элементов в кобальтовых рудах отмечены In и Te, а в полиметаллических—Cd, Ag, Au.

Порфириты—эффузивные и экструзивные—частью, вероятно, подводные излияния, переслаивающиеся с мергелями, туфами, туфоконгломератами верхнемелового возраста.

Среди вулканогенно-осадочной толщи залегают небольшие по масштабу месторождения кристаллических пиролюзит-псиломелановых руд (Саригюх, Севкар, Эльвор, Молладжалинское, Кевуль, Картла и др.), представленные пластообразными телами замещения, гнездами, штокверковыми зонами и жилами марганцовых минералов в сопровождении низкотемпературного кварца, агата, халцедона, барита, кальцита.

Месторождения эпигенетические, частью, возможно, осадочные (с отложением марганца в мергелистом иле на дне бассейна), но источник Mn во всех случаях—эксталяции, связанные с подводными вулканическими извержениями. По условиям образования близко прилегают к ним гематитовые месторождения (Чатах в Грузии, возможно, Алабашли в Азербайджане). Возраст оруденения—верхнемеловой. Характерны Mn и Fe, а из рассеянных элементов—Co и частью (в некоторых марганцовых месторождениях)—Ti.

Гипербазиты (дуниты, перидотиты, близкие к ним по возрасту габбро) Севано-Амасийского пояса, приуроченные к глубинному разлому верхнемелового—эоценового возраста.

С ними связаны многочисленные небольшие месторождения хромита (Шорджа, Гейдара и др.), проявления Pt, Ni, асбеста.

Дацинты и андезиты эоценового возраста образуют небольшие интрузивные тела (штоки, дайки) в Болнисском районе Грузии и в Артавинском округе Турции. С ними очень тесно связаны колчеданные месторождения меди (местами с примесью Pb и Zn, барита), залегающие среди вулканогенных образований эоценового и частью верхнемелового возраста. Наиболее значительными являются колчеданные месторождения Маднеули (в Грузии), Дзансул или Мургул и Кварцхана (в Турции). Ведущим металлом повсеместно является медь, в верхних горизонтах местами установлены значительные концентрации полиметаллических руд и барита (Маднеули). Характерна примесь в колчеданных рудах Au и Ag, а из рассеянных металлов—Se и Te.

Гранодиориты, граносиениты, сиениты и сиенито-диориты верхнеэоценового возраста развиты в виде сравнительно небольших штоков и трещинных дайкообразных интрузий в районах северной Армении (Степанаванский, Кироваканский, Ахтинский, вероятно, Шамшадинский), а также в Аджарии. С ними связаны небольшие скарновые месторождения железа (Судагян), меди (Сисимадан, Антониевское) и гидротермальные месторождения медных (Шагали-Элар, Чибухлы, Мериси) и полиметаллических (Привольное, Мовсес (?) и др.) руд. С ними же, вероятно, генетически связаны серноколчеданные месторождения Чибухлы, Тандзут и Цаблана, расположенные в экзоконтактовом ореоле интрузивных штоков или вытянутые вдоль них (Чибухлы). Ведущими металлами являются медь, местами—железо.

или свинец и цинк. Характерна примесь Au и Ag, иногда Mo, а из рассеянных элементов — Se и Te.

Гранитоиды (от монзонитов и сиенито-диоритов до гранодиоритов и гранитов) и *габбро-пироксениты олигоценово-миоценового возраста*, образующие крупные массивы (до 1000 км²) в Зангезуре и Иранском Карадаге или сравнительно небольшие штоки в Даралагезе и Ахтинском районе.

Среди интрузивных массивов, частью в порфиритах и известняках зоны экзоконтакта, обычно в очень тесной связи с дайковой серией гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, развита интенсивная медно-молибденовая и подчиненная ей полиметаллическая минерализация.

Господствующим типом является среднетемпературный гидротермальный, представленный мощными зонами прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд и частью кварцевых жил с таким же по характеру оруденением. Небольшое развитие имеют скарны с медно-молибденовым и слабым шеелитовым оруденением. Совершенно незначительно развиты пегматитовые жилы с молибденитом и халькопиритом.

Периферические части рудных полей, их верхние горизонты и более поздние структуры характеризуются развитием полиметаллического (местами с Sb, Hg) и локально уранового и редкоземельно-ториевого (в виде ортита) оруденения.

В медно-молибденовых месторождениях Каджаран, Дастакерт, Анкаван сосредоточены огромные запасы меди и молибдена.

Представляют интерес также полиметаллические месторождения Даралагеза и Нахичеванской АССР.

Ведущими металлами являются молибден и медь, местами свинец, цинк, сурьма; второстепенное значение имеют мышьяк, висмут, серебро, золото. Из рассеянных металлов характерны: рений, германий, селен, теллур.

Небольшие штоки и дайки дацитов, андезито-дацитов, гранодиорит-порфиров (?) мио-плиоценового возраста. Они развиты вдоль Севано-Амасийского глубинного разлома, выполненного гипербазитами, и известны также вдоль молодых разломов бассейна р. Веди, полосы Дарри-Даг-Сальвард и района Кагызмана (в Карсской области Турции).

С ними тесно связана пространственно низкотемпературная гидротермальная Au—As—Sb—Hg минерализация с характерной примесью к рудам золота, теллура и висмута, а к мышьяковым (реальгар-аурипигментовым) рудам—таллия.

Промышленные месторождения известны для мышьяка (Дарри-

Даг, Кагызман), перспективные—для золота (Зод); сурьма и ртуть в некоторых пунктах (Амасия, Караиман) дают небольшие концентрации.

Данные по магматическим циклам и связанному с ними оруденению приведены в табл. 1.

Большой интерес представляет установление определенной взаимосвязи между типами структур, магматизмом и металлогенией отдельных структурно-металлогенических зон, отвечающих стадиям геологического развития подвижной складчатой области Малого Кавказа.

Промышленное оруденение Малого Кавказа, согласно нашим данным, укладывается в киммерийскую ($J-C_1$) и альпийскую (C_2-T_1) металлогенические эпохи и развивалось в тесной связи с формированием структур и проявлением магматизма.

КИММЕРИЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Структурно-геологическое и металлогеническое развитие Малого Кавказа началось с лейаса-доггера (лежат трансгрессивно на древнем допалеозойском-нижнепалеозойском фундаменте) по оси антиклинория общекавказского простирания, охватывающего Алавердский, Шамшадинский, Кедабек-Чирагидзорский и Кафанский рудные районы.

Здесь развита мощная вулканогенно-осадочная толща доггера, частью может быть лейаса, и оксфорда; оруденелыми, вмещающими колчеданные залежи, являются туфы и порфириды байоса, которые в рудных районах прорваны многочисленными малыми интрузиями кварцевых порфиров и альбитофиров.

Связь колчеданного оруденения с очагами последних доказываемся следующим:

- 1) Тесной пространственной приуроченностью колчеданного оруденения к малым интрузиям кварцевых порфиров и альбитофиров;
- 2) совпадением фации глубинности руд и интрузий (и те и другие представляют собой образования малых глубин);
- 3) совпадением возраста оруденения и малых интрузий (и малые интрузии и оруденение доэоценового и досеноманского возраста, верхний предел возраста—верхняя юра, может быть,—низы мела).

Внедрение малых интрузий кварцевых порфиров и альбитофиров и связанное с ними колчеданное оруденение, несомненно, имели место в ранний доскладчатый период развития подвижной зоны Малого Кавказа. Позднее, в пределах этого же антиклинория, в связи с интенсивной предсеноманской фазой складчатости, имело место внедрение умереннокислых гранитоидов (Кохб, Чочкан, Ахпат, Тауз, Дашкесан, Мехмана, Цав и др.), с которыми очень тесно, простран-

Магматические циклы и оруденение Малого Кавказа

Возраст	Состав пород	Область развития	Главные месторождения	Состав руды (металлы)		
				типичные	второстепенные	рассеянные
Палеозой (герцинск.)	граниты, гранодиориты, габбро, гипербазиты	Агверан—Арзакан, Спитак, Храм, Джандар	проявления	(Au, Sn, W, Bi, As), а также Cr		
Байос-Оксфорд (до C ₁ ?)	кварцевые порфиры и альбитофиры	Алаверди, Кафан, Шамшадин, Кедабек, Чирагидзор	Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, Шаумян, Кедабек, Битти—Булах, Чирагидзор	Cu (Pb, Zn, Ba, As)	Cd, Ag, Au	Se, Te, Ge
Предсеноманский	кварцевые диориты-гранодиориты	Кохб, Чочкан, Ахпат, Дашкесан	Дашкесан, Мехмана, Човдар	Fe, Co, Ba	Cu, Pb, Zn, Cd, Ag, Au	In, Tl
Верхнемеловой	андезиты	Саригюх, г. Эльвор, Молла-Джала, Артинский округ Турции	Саригюх, Севкар, Эльвор, Кевуль, Каргла, Чатах	Mn, Fe		Co, Tl
Верхнемеловой—эоценовый	гипербазиты	северо-восточный пояс побережья оз. Севан	Шорджа, Гейдара	Cr	Pt, Ni	
Эоценовый	дациты, андезиты	Болнис, Артинский округ Турции	Маднеули, Дзансул, Кваццхана	Cu, Ba (Pb, Zn)	Ag, Au	Se, Te
Эоценовый	гранодиориты, граносиениты	Степанаванский и Кироваканский районы, Аджарская АССР	Чибухлы, Шагали-Элар, Тандзуг, Мериси, Привольное (?)	Cu, Pb, Zn, Fe	Ag, Au (Mo)	Se, Te
Олигоцен-миоценовый	монциты, габбро, гранодиориты, граниты	Зангезур, Карадаг (в Иране), Ахтинский район, Даралагез	Каджаран, Анкаван, Газма, Арамазд	Cu, Mo, (Pb, Zn) Fe	As, Sb, Bi, Th, TR, V, Ag, Au, Ti, V	Re, Ge, Se, Te
Мно-плиоценовый	дациты	Севано-Амасийский пояс, бассейн р. Веди, Нахичеванская АССР, Карсская область	Дарри-Даг, Кагызман, Зод, Амасия, Веди, Караиман	Au, As, (Sb, Hg)		Te, Bi, Tl

ственно и генетически, связаны скарновые железорудные и гидротермальные кобальтовые, медные, полиметаллические и баритовые месторождения.

Генетическая связь указанного оруденения с предсеноманскими гранитоидами доказывается следующим:

1) Тесной пространственной связью оруденения с интрузивными массивами, расположением месторождений в контактовых ореолах последних нередко зонально: скарновые руды железа, гидротермальные месторождения Co и As, Cu, Pb и Zn, барита;

2) тесной структурной связью оруденения с дайками—дифференциатами гранитоидов. Особенно четко устанавливается такая связь (структурный контроль) для кобальтового оруденения Дашкесана с дайками диабазовых порфиритов;

3) совпадением возраста гранитоидов и оруденения;

4) геохимическим родством интрузивных пород (повышенные кларки Co, Cu и других элементов) и руд, образующих между собой непрерывный ряд.

Внедрение умереннокислых гранитоидов имело место в средние этапы развития подвижной зоны Малого Кавказа.

Таким образом, киммерийская металлогеническая эпоха, представленная ранней и средней стадиями развития, выражена колчеданым оруденением в связи с малыми интрузиями альбитофиров и кварцевых порфиров (возраст байос—верхняя юра) и скарновыми железорудными и гидротермальной кобальтовой, медной, полиметаллической, баритовой минерализацией в связи с предсеноманскими умереннокислыми гранитоидами. Важно подчеркнуть, что магматические и рудные комплексы этой эпохи локализованы в пределах антиклинория, сложенного юрской вулканогенно-осадочной толщей, в восточной части так называемой Сомхетско-Кировабадской полого-складчатой зоны.

Для киммерийской металлогенической эпохи в целом характерны промышленные концентрации меди (Алаверди, Шамлуг, Кедабек, Кафан), серного колчедана (Чирагидзор), железа и кобальта (Дашкесан), барита (Ахтала, Човдар и др.). Меньшее значение имеют свинец и цинк (Ахтала, Шаумян, Мехмана). Характерны примеси к рудам: Ag, Au, As, Cd, Se, Te, Ge, местами—In.

АЛЬПИЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Наиболее ранние проявления альпийской металлогении имеют место в связи с верхнемеловыми андезитами, локализованными в пределах всей Сомхетско-Кировабадской полого-складчатой зоны (с охватом Южной Грузии и Артвинского округа Турции).

Верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще подчинены яе-

большие месторождения кристаллических пиролюзит-псиломелановых руд (Картла, Кевуль, Тетри-Цхаро, Севкар, Саригюх, Молладжала, Эльвор), источник оруденения которых эпигенетический (эксгальции, связанные с подводными излияниями андезитов).

Несколько позже (верхи мела—эоцен), в основном по южной окраине Сомхетско-Кировабадской зоны, имел место глубинный разлом, вдоль которого внедрились массивы гипербазитов, вмещающих тесно с ними связанные месторождения хромита и асбеста Севанского пояса. С гипербазитами же связаны проявления платины и никеля. Далее, структурно-металлогеническое развитие охватывает с конца мела—начала эоцена западную часть Сомхетско-Кировабадской пологоскладчатой зоны, где наблюдается внедрение малых интрузий дацитов и андезитов. В тесной пространственной и генетической связи с последними образовались крупные медноколчеданные (местами с повышенной ролью Pb и Zn и барита) месторождения Маднеули, Дзансул, Кварцхана, по типу оруденения напоминающие киммерийские месторождения колчеданных руд, но залегающие среди вулканогенно-осадочных толщ верхнего мела и эоцена. Характерный металл—медь, частью Pb, Zn, Ba, а из примесей Ag, Au, Se, Te. Наконец, в эоцене же, во времени, близко к предыдущему этапу, пространственно также в западной части Сомхетско-Кировабадской зоны, в северо-восточной Армении (Степанаван, Алаверди, Кировакан, Шамшадин), Южной Грузии и Аджарии имело место внедрение небольших интрузий умереннокислых гранитоидов, а в тесной пространственной и генетической связи с ними—образование скарновых месторождений железа (Судагян, Моллакишлак, Дзама), скарновых месторождений меди (Сисимадан), колчеданных месторождений Шагали-Элар, Чибухлы, Тандзут, Цаблана, жильных медных и полиметаллических Мериси, телетермальных свинцово-цинковых Привольное и Мовсес.

Тесная связь всех перечисленных месторождений (за исключением телетермальных свинцово-цинковых) с указанными интрузиями не вызывает никаких сомнений ввиду того, что они расположены внутри интрузивов или в непосредственном контактовом ореоле их.

Здесь уместно отметить, что руды месторождений Шагали-Элар и особенно Чибухлы и Тандзут во многом очень сходны с рудами колчеданных месторождений, связанных с альбитофирами, порфирами, андезитами.

Что касается свинцово-цинковых месторождений Привольное и Мовсес, то, в связи с залеганием их среди осадочных пород и нередко пластообразной формой рудных тел, высказывалось мнение об их сингенетическом с вмещающими породами осадочном генезисе. Этой точке зрения противоречат, однако, многочисленные данные:

- 1) Структурный контроль оруденения;
- 2) контроль оруденения дайками и усиление интенсивности первичного оруденения по мере приближения к зальбандам даек;

3) залегание рудных тел среди гидротермально измененных (доломитизированных, окварцованных, хлоритизированных, баритизированных) пород;

4) метасоматический характер оруденения, секущие контакты руды с вмещающими породами.

Таким образом альпийская металлогения в пределах Сомхетско-Кировабадской зоны представлена ранней доскладчатой и частью средней стадией с господством колчеданного оруденения, небольшими месторождениями полиметаллических руд, железа и марганца. Возраст оруденения эоценовый, частью верхнемеловой. В пределах Севано-Амасийской структурной зоны альпийская металлогения представлена месторождениями хромита в связи с гипербазитами верхнемелового-эоценового возраста.

Металлогеническое развитие Сомхетско-Кировабадской полого-складчатой зоны заканчивается в основном в эоцене.

Начиная с олигоцена и главным образом уже в миоцене, магматизм и процессы минерализации охватывают юго-западные области Малого Кавказа, в основном в пределах Армянской ССР. Здесь, после большого перерыва в отложении осадков, в верхнем меле начинается прогибание (осадки верхнего мела и эоцена лежат трансгрессивно непосредственно на древнем палеозойском основании), которое достигает максимума в эоцене и олигоцене и выражено в накоплении мощной толщи вулканогенно-осадочных пород.

В конце олигоцена и в миоцене имеет место инверсия геосинклинали, ее полное замыкание и осушение, как результат интенсивной складчатости с максимумом в середине—конце миоцена. В это время формируется крупный Памбак-Зангезурский антиклинорий (с продолжением в Иранский Карадаг) с осью, проходящей в общекавказском направлении по линии: Мисханский хребет—Даралагез—Зангезур.

Складчатость сопровождается внедрением в пределах антиклинория гранитоидов и габбро-пироксенитов в следующей последовательности: габбро-пироксениты, монцониты, гранодиориты и граниты.

С габбро-пироксенитовой фазой тесно связаны и залегают среди интрузивных массивов (в дайкообразных телах оливинитов) гистеромагматические месторождения титано-магнетитовых руд Арамазд, Калакар и др. С гранитоидами—частью с монцонитами, а главным образом с гранодиоритами-гранитами—тесно связано генетически интенсивное медно-молибденовое оруденение.

При этом несомненная связь оруденения с интрузивами вытекает из следующих данных:

1) Месторождения медно-молибденовых руд залегают непосредственно среди гранитоидных массивов или реже—в зоне экзоконтакта, в породах кровли;

2) зоны интенсивного оруденения контролируются дайками гра-

нит-порфиров и гранодиорит-порфиров—дифференциатов глубинного очага гранитоидной магмы;

3) наблюдаются переходы от пегматитовых (Мюльк, Калер, Давачи) и скарновых (Анкаван, Ньюади, Кейфашен и др.) месторождений медно-молибденовых руд к гидротермальным.

Следует отметить, что ось рудоносного Памбак-Зангезурского антиклинория ундулирует, образуя участки воздымания и погружения. В областях воздымания (Зангезур, Памбак) антиклинорий размыт, обнажаются крупные массивы гранитоидов (местами также палеозойские толщи) и интенсивно развитое медно-молибденное оруденение.

В местах погружения (Даралагез) широко развиты вулканогенно-осадочные толщи эоцена и олигоцена, а гранитоиды представлены небольшими штоками более основных разностей (диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты) с полиметаллическими рудами, содержащими примесь молибдена.

Металлогения олигоценового и главным образом миоценового цикла локализована в пределах интенсивно складчатой зоны Армении, переходя за пределы ее в Иран (Карадаг).

Типичными металлами, дающими огромные концентрации, являются молибден и медь, второстепенное значение имеют свинец и цинк, а в связи с габбро-пироксенитами—железо и титан.

Из примесей в сульфидных рудах характерны As (в виде энаргита и теннантита, изредка арсенопирита), Sb (в сульфоантимонитах свинца, стибните, тетраэдрите), Bi (висмутин, медновисмутовые минералы и др.), золото, серебро, иногда ртуть, а в титано-магнетитовых рудах характерна примесь ванадия. Среди рассеянных элементов типичны Re, Ge, Se, Te.

Мы считаем, что по условиям проявления (последняя крупная складчатость, замыкающая геосинклиналь) миоценовый металлогенический цикл отвечает поздней стадии развития подвижных зон.

Наиболее молодой мио-плиоценовый металлогенический цикл имеет место после складчатости и локализуется вдоль молодых разломов с интрузивными дацитами.

Территориально этот цикл проявился в пределах складчатой зоны Армении и частью вдоль Севано-Амасийской зоны разломов с гипербазитовым оруденением.

Типично низкотемпературное оруденение мышьяка (Дарри-Даг, Кагызман, Сальварт и др.), золота (Зод, вероятно, Меградзор), сурьмы (Амасия, Зод), ртути (Караиман).

Из рассеянных элементов характерны Te, Bi, Tl.

По времени проявления этот цикл отвечает конечной стадии развития подвижной складчатой зоны Малого Кавказа. Завершением геологического развития области является мощное проявление наземного вулканизма (андезито-базальты), приуроченного опять-таки к складчатой зоне Армении.

Таким образом, в общем геологическом и металлогеническом развитии области Малого Кавказа можно выделить два цикла—киммерийский и альпийский, с общей тенденцией пространственного развития в направлении с востока на запад, затем с севера на юг—юго-восток.

Внутри киммерийского металлогенического цикла выделяются два этапа—ранний, представленный колчеданным оруденением, и средний, с железорудным скарновым и гидротермальным $Co—Cu$, полиметаллическим и баритовым оруденением.

Оба этапа локализуются в восточной части Сомхетско-Кировабадской пологоскладчатой тектонической зоны.

Внутри альпийского металлогенического цикла выделяются четыре этапа: ранний, представленный колчеданным и железо-марганцевым, а также хромитовым оруденением; средний, представленный колчеданными, жильными медными, полиметаллическими, скарновыми железорудными месторождениями; поздний, с медно-молибденовым (также полиметаллическим, железорудным) оруденением; конечный, с низкотемпературной $Au—As—Sb—Hg$ минерализацией.

Минерализация раннего и среднего этапов локализуется опять-таки в пределах Сомхетско-Кировабадской пологоскладчатой зоны, но главным образом—в западной и южной ее частях, кроме хромитового оруденения, приуроченного к Севано-Амасийской зоне глубинного разлома.

Минерализация позднего этапа локализована в пределах складчатой зоны Армении и прилегающей части Нахичеванской АССР и Северного Ирана, а конечного этапа—частью здесь же, частью—вдоль Севано-Амасийского разлома (табл. 2).

Закономерное развитие во времени отдельных этапов магматизма и связанного с ним оруденения и обособление в пространстве структурно-металлогенических зон со своей спецификой минерализации служит основой прогнозирования и направления поисково-разведочных работ.

Действительно, руководствуясь установленными закономерностями и целеустремленно направив поиски, геологи, изучающие Малый Кавказ, за последние 10—12 лет открыли на этой, казалось бы очень детально изученной территории, новые промышленные или перспективные месторождения медно-молибденовых руд, железа, свинца и цинка, золота, сурьмы, ртути и рассеянных металлов.

Стадии развития и пространственная локализация металлогении Малого Кавказа

Металлогенический цикл	Стадии развития	Локализация	Главные месторождения	Главные металлы	Типичная примесь
Киммерийский	ранняя	восточная часть Сомхетско - Кировабадской пологоскладчатой зоны	колчеданные Алавердского, Кедабек-Чирагидзорского, Кафанского районов	Cu (Pb, Zn, Ba, As)	Cd, Se, Te, Ge, In, Au, Ag
	средняя	—	скарновое железорудное Дашкесан, Со-Дашкесан, Pb—Zn Мехмана, Ва-Човдар	Fe, Co, Ba, Pb, Zn	Cd, In, Te, Au, Ag
Альгийский	ранняя верхнемеловая	Сомхетско-Кировабадская пологоскладчатая зона	эксталяционные Мп (Сари-гюх, Эльвор, Кевуль и др) и те (Чатах)	Mn, Fe	Tl, Co
	верхнемеловая—эоценовая	Севано-Амасийская зона, западная часть Сомхетско-Кировабадской зоны	Шорджа, Гейдара и др. Маднеули, Дзансул, Кварцхана	Cr Cu, Ba (Pb, Zn)	Ni, Pt Se, Te, Ag Au
	средняя	западная часть Сомхетско - Кировабадской зоны и Аджаро-Триалетская зона	Чибухлы, Тандзуг, Шагали—Элар, Мериси Привольное, Судагян	Cu (Pb, Zn, Fe)	Se, Te, Au Ag, Mo
	поздняя	Армянская складчатая зона	Каджаран, Дастакерт, Анкаван, Газма, Арамазд	Cu, Mo (Pb, Zn, Fe, Ti, V, Th, TR)	As, Sb, Bi, Ge, S, Te, Au Ag
	конечная	Армянская складчатая зона, Севано-Амасийская зона	Зод, Дарри-Даг, Кагызман	Au, As (Sb, Hg)	Te, Bi, Tl

Эта удачная проверка теоретических положений практикой является лучшим подтверждением действительного объективного существования общих закономерностей в развитии металлогении, закономерностей, которые познаны нами пока только частично и над глубокой разработкой которых необходимо еще долго и настойчиво работать.

Р. А. АРАКЕЛЯН

ИСТОРИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА АРМЕНИИ

Наличие древних интрузий в пределах Армении впервые было установлено К. Н. Паффенгольцем для Арзаканского массива, В. Н. Котляром для Апаранского массива и С. С. Мкртчяном [4] для Зангезурского массива.

К. Н. Паффенгольцем, по аналогии с Дзирульским массивом, выделялись «серые» и «розовые» граниты¹, из которых первые относились к архею (Арзаканская интрузия), а вторые — к кембрию (лейкократовые граниты).

В пределах Апаранского массива В. Н. Котляром производилось более дробное (как по составу, так и по возрасту) расчленение интрузивного комплекса, согласно нижеследующей схеме:

1. Основные интрузии (DPz—Pz₁);

а) серпентиниты (апоперидотиты);

б) габбро-амфиболиты, габбро-диабазы, диабазы;

в) габбро крупнозернистые.

2. Кварцевые диориты и габбро-диориты (Pz₁), (агверанская интрузия);

3. Лейкократовые граниты (Pz₂).

Эта схема была принята большинством последующих исследователей Г. П. Багдасарян и др.).

В пределах Зангезурского массива древние интрузии С. С. Мкртчяном относились к нижнему палеозою. Эти интрузии А. И. Адамяном [1] относились к среднему палеозою, так как вмещающие породы указанных интрузий ошибочно относились им к среднему и верхнему палеозою. Аналогичного мнения придерживается также А. Т. Асланян. Таким образом, большинством исследователей (кроме двух последних) древние интрузии считались каледонскими.

Бесспорным фактом домезозойского возраста этих интрузий является наличие их галек в базальном конгломерате туронского возраста.

¹ Ныне, по К. Н. Паффенгольцу, для этих гранитов в Главном Кавказском хребте доказывается соответственно среднекарбонный и верхнедевонский возраст.

ста в пределах Арзаканского массива, а также в базальном конгломерате верхнего девона в пределах Зангезурского массива. Следовательно, додевонский их возраст не вызывает сомнения.

Для отнесения их к более древнему возрасту указанные авторы исходили, в основном, из степени их рассланцованности, катаклазированнойности минералов, их приуроченности к древнему метаморфическому комплексу и их сравнения со сходными по составу интрузиями Грузии (Дзирульский, Храмский и Локский массивы) и Большого Кавказа.

Для полноты представления об истории нижнепалеозойского магматизма Армении и обоснования возрастной последовательности проявления его различных фаз ниже приводится краткое описание интрузий (по литературным данным и личным наблюдениям автора) в той возрастной последовательности, которая наблюдается в различных массивах древнего метаморфического комплекса Армении.

1. Основные и ультраосновные интрузии

Наиболее древние интрузивные породы, связанные с древним метаморфическим комплексом Армении, являются серпентиниты, выявленные впервые В. Н. Котляром в пределах Апаранского массива.

Макроскопически серпентиниты представлены зеленовато-черными, обычно сланцеватыми, реже плотными породами. Минералогически порода состоит из серпентина и хлорита, иногда присутствует актинолит. Из рудных минералов присутствует магнетит. Структура волокнистая и мелкочешуйчатая.

Эти породы имеют сравнительно ограниченное распространение и встречаются к юго-востоку от вершины Дамлик-Гядук (Апаранский массив) и в верховьях р. Далаяр (Арзаканский массив). В других массивах Армении они пока не обнаружены.

Основные породы имеют более широкое распространение и встречаются почти во всех древних массивах Армении. Они обнаружены: на западном склоне отрога Бжну-ял, на восточном склоне г. Узунюни, в верховьях р. Далаяр, у сел. Ш. Ахта Арзаканского массива, у сс. Дзораглух и Каранлуг, к северу от сел. Мисхана Апаранского массива, у сс. Шишкерт и Севаранц Зангезурского массива, а также в пределах Ераносской антиклинали (Вединский район). Основные породы представлены: габбро, габбро-амфиболитами и габбро-диабазами.

Макроскопически это крупно- и среднезернистые меланократовые, зеленовато-черные плотные породы. Текстура массивная, реже сланцеватая. Минералогически они представлены плагиоклазом основного состава, роговой обманкой, авгитом и реже биотитом. Из вторичных минералов присутствуют: серицит, хлорит и эпидот; из

акцессорных—сфен и апатит. Структура породы пойкилоофитовая.

В зависимости от преобладания тех или иных минералов выделяются различные по составу основные породы. Морфологически эти интрузии представлены мелкими штоками и дайкообразными телами. Габбро-диабазы иногда образуют краевую фацию основных интрузий. Жильными дериватами этих интрузий являются диабазы.

Все указанные выше породы прорываются лейкократовыми гранитами и их жильными дериватами—аплитами и аляскитами, что указывает на их относительно более древний возраст. Взаимоотношение основных и ультраосновных пород нигде не наблюдается, но одно является несомненным—обе группы пород древнее лейкократовых гранитов.

2. Кислые интрузии

Следующими по возрасту интрузивными породами, связанными с древним метаморфическим комплексом, являются лейкократовые граниты, мигматиты и их жильные дериваты, которые прорывают все стратиграфические подразделения древнего метаморфического комплекса (кроме агверанской свиты) [2], а также указанные выше основные и ультраосновные интрузивные породы.

Эти породы имеют широкое распространение во всех древних массивах Армении. В Апаранском массиве преобладают лейкократовые граниты и послойные мигматиты, а в Арзаканском массиве—ветвистые и очковые мигматиты (Арзаканская интрузия), а также их жильные дериваты, представленные аплитами, аляскитами, реже пегматитами. В Зангезурском массиве указанные интрузии развиты у сел. Шишкерт. В Мегринском районе к ним относятся Малевские «гнейсовидные» граниты. Макроскопически лейкократовые граниты представлены розовато-белыми или светло-серыми крупно-, средне- или мелкозернистыми породами. Микроскопически порода состоит из зерен полевого шпата, кварца, реже слюды и хлорита. Из акцессорных минералов присутствует апатит.

В зависимости от преобладания того или иного минерала выделяются различные по составу породы—плагиограниты и др. Инъекция лейкократовой гранитной магмы в породы слюдяных сланцев (арзаканской свиты) образует типичные ветвистые и очковые мигматиты, которые ранее принимались за гранито-гнейсы, что служило основанием считать их наиболее древними интрузиями района (Арзаканская интрузия).

Впервые на наличие мигматитов в пределах Арзаканского массива указывал Г. П. Багдасарян.

Лейкократовые гранитовые инъекции в толще амфиболитов и

роговообманковых сланцев (дзораглухской свиты) образуют послойные мигматиты.

Макроскопически ветвистые и очковые мигматиты представлены серыми, розовато-серыми породами со сланцевато-очковой текстурой, состоящими из слюдяных и кварц-слюдяных сланцев (породы субстрата), инъецированных лейкократовой гранитной магмой (мигматизирующее вещество). Количество пород субстрата в мигматитах колеблется от 10 до 80 %, вследствие чего образуются различные по составу породы («диориты», «кварцевые диориты», «гранодиориты», «граниты»), ранее относившиеся к «гранито-гнейсам», «гнейсо-гранитам», «гнейсовидным кварцевым диоритам» и др.

Таким образом, эти породы не являются рассланцованными гранитоидными породами, как это предполагали предшествующие исследователи, считавшие их наиболее древними кислыми интрузиями, в отличие от лейкократовых массивных гранитов. Скорее всего и первые и последние являются различными формами проявления той же лейкократовой магмы (инъецирующее вещество) в зависимости от различия литологического состава вмещающих пород, в которые они внедрялись.

Минералогически мигматиты представлены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом и мусковитом. Из акцессорных минералов присутствует апатит, из вторичных — эпидот, серицит и хлорит. Под микроскопом четко наблюдается различие породообразующих минералов пород субстрата и минералов лейкократового инъецирующего материала: минералы последнего имеют более свежий облик.

Взаимные постепенные переходы мигматитов в породы субстрата и в лейкократовые граниты являются убедительным доказательством их принадлежности к единому магматическому очагу.

По своей морфологии интрузивные тела лейкократовых гранитов представлены штокообразными и чаще всего вытянутыми в субширотном направлении сравнительно небольшими телами с зазубренными прихотливыми и нередко резкими контактами, в зависимости от состава слагающих пород субстрата.

Жильными дериватами этих интрузий являются аплиты, аляски-ты и пегматиты, которые развиты во всех древних массивах Армении, но имеют сравнительно ограниченное распространение. Эти мелкозернистые розовато-белые породы представлены секущими жилообразными и дайкообразными телами мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Минералогически они состоят из альбита, кварца, калиевого полевого шпата и незначительного количества мусковита.

По всей вероятности, эти жильные дериваты являются наиболее молодой фазой указанного выше магматического цикла. Последними ее проявлениями являются процессы микроклинизации, фельдшпати-

зации и окварцевания, которые накладываются как на все вмещающие породы, так и на все указанные выше интрузивные фазы, приуроченные к древнему метаморфическому комплексу Армении.

3. Интрузии «Агверанского» типа

Следующим, в возрастном отношении, проявлением интрузивного магматизма в пределах Арзаканского массива является Агверанская интрузия, представленная в основном кварцевыми диоритами и гранодиоритами, переходящими в своих краевых частях в диориты и габбро-диориты.

Указанный тип интрузий имеет широкое распространение во всех массивах древнего метаморфического комплекса Армении. В пределах Арзаканского массива к нему относится Агверанская интрузия. В пределах Апаранского массива аналогичные по составу и морфологии интрузии обнажаются северо-восточнее сел. Мравян, у сел. Мирак и западнее сел. Памб, близ Спитакского перевала. В Зангезурском массиве к ним относятся диориты и габбро-диориты, выделенные С. С. Мкртчяном как древние интрузии. Макроскопически это серые, равномерно-зернистые, обычно массивные крупнокристаллические породы. Минералогически они представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем; нередко калишпат представлен решетчатым микроклином. Из темноцветных минералов присутствуют роговая обманка, авгит и биотит, из аксессуарных — апатит; вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом и карбонатом.

Морфологически эти интрузии являются крупными штокообразными секущими телами округлой или эллипсоидальной формы, вытянутыми обычно в северо-западном направлении.

Жильный комплекс этих интрузий представлен аплитами, диабазами, а также оруденелыми секущими кварцевыми жилами. Гидротермальные процессы имеют сравнительно широкое распространение, выраженное в образовании мелких рудопроявлений медного и полиметаллического оруденения на периферии этих интрузий.

Древний возраст этих интрузий не вызывает сомнения, так как их гальки встречены в верхнемеловом конгломерате в пределах Арзаканского массива, а также в эоценовых конгломератах Зангезурского массива.

Из всех древних интрузивных пород, связанных с метаморфическим комплексом Армении, только эти интрузии прорывают агверанскую свиту.

Взаимоотношение указанных интрузий с описанными выше лейкократовыми гранитами нами нигде не наблюдалось. Г. П. Багдасарян предполагает, что Агверанская интрузия по времени внедрения более ранняя, чем лейкократовые граниты.

Таким образом, наиболее древними интрузиями, связанными с древним метаморфическим комплексом Армении, являются ультраосновные и основные интрузии. Следующими по возрасту являются лейкократовые граниты и последними в процессе древнего интрузивного магматизма являются диориты и кварцевые диориты типа Агверанской интрузии.

Исходя из изложенного выше описания различных интрузий и наблюдаемых между ними взаимоотношений, трудно более точно установить их возраст. Но в настоящее время при наличии подробной стратиграфической схемы древнего метаморфического комплекса Армении [2] нам кажется не безынтересным рассмотреть древний магматизм Армении (как интрузивный, так и эффузивный) в свете новых историко-геологических данных.

Для этого ниже кратко приводится стратиграфическая схема (снизу вверх) древнего метаморфического комплекса Армении [2].

Арзаканская свита ($Pt_2 + Cm_1$)¹¹². Породы указанной свиты являются наиболее древними образованиями, обнажающимися на территории Армении. Эта свита представлена в основном различными разновидностями кварцево-сланцевых, слюдяных и кварцево-полевошпатово-сланцевых сланцев (парагнейсы), которые интенсивно мигматизированы. Видимая мощность—500 м.

Эти породы являются песчаноглинистыми осадочными образованиями, метаморфизованными под действием регионального метаморфизма.

Бжнуяльская свита (Cm_1)^{б)п}. Над арзаканской свитой согласно залегает свита, представленная глинисто-графитовыми и разнообразными хлоритовыми сланцами с линзами мраморов и, реже, доломитов. Мощность—200—400 м. Она является метаморфизованной осадочной свитой, в которой преобладали глинистые породы.

Дзораглухская свита [Cm_2 (?)]¹². Бжнуяльская свита через хлорит-роговообманковые сланцы постепенно переходит в мощную толщу амфиболитов и различных роговообманковых сланцев с редкими линзами мраморов. Мощность—800—1000 м.

Породы дзораглухской свиты являются метаморфизованными вулканогенными образованиями, среди которых преобладали основные эффузии и их пирокластические породы.

Агверанская свита [O (?)]¹⁴. Эта свита в разрезе древнего метаморфического комплекса Армении занимает наиболее высокое стратиграфическое положение и, по-видимому, является трансгрессивной. На это указывает ее сравнительно более спокойное залегание, частичное срезание ею различных горизонтов дзораглухской свиты и наличие конгломератов, на отдельных участках, в ее основании. Она представлена слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными обра-

зованиями, состоящими из диабазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с линзами мрамора и роговиков. Мощность—600—800 м.

Как видно из приведенной выше стратиграфической схемы, породы древнего метаморфического комплекса являются типичными геосинклинальными образованиями, имеющими развитие в нижнепалеозойской геосинклинали Армении. В ней был развит также эффузивный магматизм, представленный основными эффузивами, приуроченными к определенным стратиграфическим подразделениям (к дзораглужской и агверанской свитам).

Для более точного определения возраста интрузий, ввиду отсутствия прямых доказательств для установления их верхней возрастной границы, нам кажется, будет правильным рассматривать интрузивный магматизм, во-первых, во взаимосвязи с эффузивным и во-вторых, различные этапы проявления указанного тектономагматического комплекса увязать с этапами развития нижнепалеозойской геосинклинали Армении, что даст нам возможность точнее определить место и время проявления различных фаз магматизма в процессе геотектонического развития Армении в нижнем палеозое.

Как видно из приведенного выше материала, наиболее древними проявлениями магматизма, наблюдаемыми в Армении, являются излияния основных эффузий, образовавших дзораглужскую свиту.

Несомненно, что эта эффузивная фаза имела свои корни излияний, к которым мы склонны отнести интенсивно метаморфизованные и рассланцованные дайки диабазов и мелкие штоки габбро, наблюдаемые в бжнуяльской и в основании дзораглужской свит. По-видимому, в конце этой эффузивной фазы или наряду с ней начинается интрузивный магматизм основной и ультраосновной магмы, проявившийся в период прогибания геосинклинали, т. е. эти интрузии являются доорогенными, на что указывает морфология тел этих интрузий и их состав.

После образования дзораглужской свиты происходит перерыв в осадконакоплении. Породы подвергаются процессам регионального метаморфизма, после чего начинается внедрение лейкократовой гранитной магмы. Она интенсивно инъецировала и мигматизировала уже частично регионально метаморфизованные породы. Эти интрузии внедрились в период поднятия геосинклинали и являются синорогенными. Морфология этих интрузивных тел (согласные интрузии), а также их стратиграфическое положение подтверждает это положение, ибо после внедрения лейкократовых гранитов указанная геосинклинальная область снова претерпевает погружение и начинается излияние основных эффузивов, образовавших агверанскую свиту. После образования агверанской свиты происходят интенсивные орогенические движения и окончательное формирование каледонских структур. После формирования этих структур внедряются крупные интрузии гранитоидов

(типа «Агверанской» интрузии), которые окончательно консолидируют уже сформировавшиеся каледонские структуры. Эта область длительное время (от среднего палеозоя до мезозоя) является геоантиклинальным поднятием и лишь в нижнеюрское время местами включается в погружение (СВ часть Армении), а местами только в верхнемеловое время (центральная часть Армении).

Таким образом, как видно из приведенного выше анализа, возраст основных и ультраосновных пород может считаться среднекембрийским (доорогенные интрузии). Лейкократовые граниты являются доордовикскими (синорогенные интрузии) и интрузии типа агверанской являются догерцинскими (посторогенные интрузии), так как уже в герцинском этапе развития указанная область представляла консолидированную геоантиклиналь.

Для краткости ниже приводится схема нижнепалеозойского магматизма Армении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян А. И.—1955, Петрография щелочных пород Мегринского района Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР.
2. Аракелян Р. А.—1957, Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, серия геолого-географическая, № 5.
3. Егоян В. Л.—1956, Верхнемеловые отложения юго-западной Армении. Изд. АН Арм. ССР.
4. Мкртчян С. С.—1948, Новые данные о геологическом строении южной части Арм. ССР. Ереван, изд. АН Арм. ССР.

СХЕМА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА АРМЕНИИ

Этапы развития геосинклинали	Геохрон. шкала	Осадконакопление: фации и мощности	Магматизм: эффузивный и интрузивный	Тектонический тип интрузий	Характер тектонич. движений	Проявления орогенических движений
Консолидация	В. силур-девон		не известен	Консолидированная геоантиклиналь		
Завершающий этап развития геосинклинали	Ордовик—н. силур	Осадки отсутствуют	<p>4. Гидротермальные процессы. Гидротермальные изменения, медные и полиметаллические рудопроявления</p> <p>3. Жильная фаза Аплиты, лампрофиры и кварцевые жилы</p> <p>2. Интрузивная фаза Кварцевые диориты, габбродиориты и диориты (Агверанская интрузия)</p>	Крупные штоки секущих интрузий <i>Посторогенные</i>	Поднятие	Интенсивные орогенические движения
		Агверанская свита [O(?) ₁]agv, основные эффузии, их пирокласты с линзами карбонатов. Мощность 600—800 м.	<p>1. Эффузивная фаза б) Корни излияний—диабазы а) Основные эффузии—диабазовые порфириты (агверанская свита)</p>		Погружение	
Средний этап развития геосинклинали	Верхний кембрий	Осадки отсутствуют	<p>4. Гидротермальные процессы Полешпатизация, окварцевание, микроклинизация</p> <p>3. Жильная фаза Аплиты, аляскиты, пегматиты</p> <p>2. Интрузивная фаза б) Лейкократовые граниты а) Мигматиты ветвистые, очковые (Арзаканская интрузия) и послойные</p>	Мелкие штоки и вытянутые согласные интрузии <i>Синорогенные</i>	Поднятие	Слабые орогенические движения
			1. Эффузивная фаза отсутствует			
Ранний этап развития геосинклинали	Средний кембрий	Дзораглухская свита [Ст. ^(?)]dz Основные эффузии, их пирокласты с линзами карбонатов. Мощность 800—1000 м.	<p>4. Гидротермальные процессы (не известны)</p> <p>3. Жильная фаза (не известна)</p> <p>2. Интрузивная фаза б) Основные интрузии—габбро-амфиболиты, габбро-диабазы а) Ультраосновные интрузии—серпентиниты</p>	Мелкие штоки и дайкообразные интрузии <i>Доорогенные</i>	Эпейрогенические движения	Орогенические движения
			<p>1. Эффузивная фаза б) Корни излияний—габбродиабазы и диабазы а) Основные эффузии—амфиболиты и роговообманковые сланцы (дзораглухская свита)</p>		Погружение	
Начальный этап развития геосинклинали	Верхний протерозой н. кембрий	Арзаканская (Pz ₂ + Ст ₁) ₁ az ₂ и Бжну-яльская (Ст ₁) ₁ bj ₁ свиты Песчаноглинистые и глинистые осадки с линзами карбонатов. Мощность 700—900 м.	Отсутствует		Погружение	

К. Г. ШИРИНЯН

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ

Пространственная и вертикальная локализация вулканизма в Армении имеет непосредственную связь с тектоническими движениями и характерна как для геосинклинальных, так и для геоантиклинальных этапов развития страны.

Четвертичные вулканические проявления в Армении, имевшие свое начало еще в верхнем плиоцене, были обусловлены воздыманием армянского мегаантиклинория и сопредельных областей Малого Кавказа.

По имеющимся данным [1, 9], амплитуда общего воздымания Кавказа в четвертичном периоде составляет от 2-х до 4-х км. В пределах Армении зона наибольшего воздымания приурочена к ее центральной полосе, входящей согласно схемам тектонического районирования в складчатую или так называемую Памбак-Зангезурскую зону Армении.

Очаги четвертичного вулканического проявления имеют непосредственную связь с дизъюнктивными нарушениями, возникшими в связи с новейшими восходящими движениями, и расположены вдоль центральной зоны воздымания армянского мегаантиклинория.

Имея в общих чертах сводовый характер, воздымание складчатой зоны Армении было резко дифференцированным, что заключалось в различных темпах поднятий отдельных геоструктурных зон, формировавшихся в предшествующих орогенетических этапах, а также в имевших место относительных опусканий на отдельных небольших участках.

Вследствие дифференцированности восходящих движений в пределах складчатой зоны Армении образовались отдельные структурно-геоморфологические зоны, для каждой из которых характерны свои особенности развития вулканизма.

Таковыми зонами являются: Арагацкая вулканическая область на северо-западе, Агмаганская в центральной части и Зангезурское вулканическое нагорье на юго-востоке страны.

За пределами Армении смежными структурно-вулканическими зонами являются: на северо-западе Ахалкалакское и на юго-востоке Карабахское вулканические нагорья.

Будучи относительно консолидированы, указанные структурно-геоморфологические зоны отличались друг от друга не только темпами поднятий, но и в то же время масштабами и типами вулканических проявлений, составом продуктов и эволюцией их извержений.

Арагацкая вулканическая область представляет собой наиболее приподнятую часть Армянской складчатой зоны и является самым сложным вулканическим регионом страны.

Расположенная в центре этой области, г. Арагац (4095 м) представляет огромный полигенный вулкан, возвышающийся над местностью на 2500—3000 м.

Чередование на стенках кальдеры плотных дацитовых лав с туфобрекчиями и вулканическими песками выявляет структурные особенности слоистого вулкана.

Вулкан Арагац окружен несколькими десятками других разнотипных вулканических аппаратов, возникших вдоль тектонических разрывов по склонам и по периферии горы.

Образование г. Арагац связывается с близмеридиональным разломом, возникшим вдоль поперечного поднятия по линии от гг. Арагат—Арагац—Мокрые горы к Дзирульскому массиву и далее к палеозойско-докембрийскому ядру главного Кавказского хребта [3, 12].

Линейное расположение вулканов Агмагана также указывает на наличие близмеридионального разлома, тянущегося вдоль юго-западной части Севанской впадины.

Близмеридиональное направление имеют и вулканы Зангезурского и соседнего Карабахского нагорий. Эти направления в целом совпадают с областями высоко приподнятых фундаментов древних пород.

Корреляция вулканических образований различных структурно-вулканических зон Армении выявляет значительные несоответствия между разрезами вулканических образований различных районов.

Так, например, для Арагацкой вулканической области характерна следующая основная схема эволюции извержений.

Первый цикл, охватывающий весь нижний плейстоцен, снизу вверх представлен: базальтами и андезито-базальтами, последовательно сменявшимися андезито-дацитами, пемзами и пемзовыми туфами (туфы ангийского типа).

Второй цикл по времени соответствует среднему плейстоцену и является наиболее мощным циклом вулканических проявлений области. Начинается также излиянием базальтовых и андезито-базальтовых лав, которые сменяются извержениями андезитовых туфобрекчий,

затем дацитами, трахидацитами и их пирокластическими разновидностями—туфами и туфолавами.

В период последнего цикла, охватывающего весь верхний плейстоцен, происходит новое излияние андезито-базальтовых лав, которые сменяются андезитами и андезито-дацитами, а затем их пирокластическими разновидностями (вулканические пески, пенлы, туфы).

По общему объему продуктов на всех трех этапах значительно преобладают продукты кислой магмы.

Приведенная схема последовательности эволюции извержений не выдерживается по остальным вулканическим областям страны и меняется в зависимости от конкретной геотектонической обстановки. Так, например, для восточной Армении К. Н. Паффенгольцем [10] установлена следующая стратиграфическая схема излияний четвертичных лав: 1. Гюнц-миндельская межледниковая эпоха—излияние андезито-базальтов и андезитов (лавы типа В); 2. Миндель-рисская межледниковая эпоха—излияние андезитов (лавы типа С); 3. Рис-вюрмская межледниковая эпоха—излияние базальтов и андезито-базальтов (лавы типа Д); 4. Современная эпоха—излияние андезитов (лавы типа Е).

Из перечисленных лавовых излияний наибольшее развитие имеют лавы типа В и Е. Лавы типа С и Д имеют ограниченное распространение. Отдельные циклы излияния были вызваны сводовыми воздыманиями, чередующимися с эпохами оледенения. Лавовые покровы приурочены к поверхностям эрозионных террас и нигде не перекрыты ими. Это дало К. Н. Паффенгольцу основание полагать, что излияния были приурочены к концу циклов эрозии или к концу этапов воздымания.

По данным других авторов [2], для этого же района выделяются два комплекса лав: самые молодые, послеледниковые лавы (тип Е) и более древние, обнимающие типы В, С и Д.

Для Агмаганской вулканической области характерна другая последовательность эволюции извержений.

По имеющимся данным [8], первые излияния этого района относятся к концу третичного периода и представлены базальтами и андезито-базальтами (тип А). Вслед за ними, после некоторого перерыва, происходят излияния, соответствующие излияниям лавы типа В восточной Армении. Время, охватывающее промежуток между двумя указанными излияниями, является периодом новых воздыманий, интенсивной денудации и эрозии рельефа, продукты которого и подстилают потоки андезито-базальтовых лав второго излияния. Вслед за этим циклом вулканических проявлений происходят новые воздымания Агмаганской области, на что указывает дальнейшее углубление речных террас. Последовавшие за этими поднятиями излияния пред-

ставлены андезитами, относимыми по времени образования к голоцену.

Таким образом, в Армении частота эруптивных актов находилась в прямой зависимости от тектонических воздыманий, имевших место в том или ином районе.

Вулканические проявления в различных областях страны становятся более согласованными по времени, в тех случаях, когда дифференцированность тектонических движений выражена слабо.

В период плио-плейстоценового вулканизма Армении, в верхнем плиоцене устанавливается некоторая согласованность во времени вулканических проявлений и в составах продуктов, что доказывается повсеместной распространенностью долеритовых базальтов—основания вулканогенной толщи и перекрывающих их липаритов и обсидианов. В четвертичное время, ввиду нарастания дифференцированности восходящих движений, разрезы вулканических образований различных областей Армении как по составу, так и по времени значительно отличаются. Но широкое разнообразие типов вулканических проявлений в Армении, состава продуктов и эволюция извержений не могут быть объяснены лишь тектоническими процессами. Тектонические движения, играя в этом определенную роль, в основном обуславливают частоту вулканических процессов. Порядок извержений лав различного состава находится в непосредственной связи с продолжительностью процессов ассимиляции вмещающих пород, дифференциации магмы и частоты прерывающих эти процессы эруптивных актов.

Наблюдаемая в Армении в пределах каждого вулканического цикла смена основных излияний кислыми, указывает на относительно далеко зашедшие процессы ассимиляции и дифференциации.

Степень изменений состава исходной магмы, по-видимому, зависела от продолжительности относительных покоев, в течение которых происходила ассимиляция боковых пород и дифференциация магмы.

Надо полагать, что в определении направления эволюции извержений большая роль принадлежала также составу вмещающих пород магматического бассейна. Так, например, если в Арагацской области плио-плейстоценовые вулканические продукты отличаются более кислым составом, чем таковые в районе Агмагана и южной Армении, то и в строении фундамента этого района преобладающими являются продукты кислой магмы, представленные слюдисто-кварцевыми сланцами, пронизанными древними лейкократовыми гранитами и частично габбро-пироксенитами.

Надо полагать, что богатые кремнеземом породы в этом районе слагают и более глубокие слои земной поверхности.

В районах, расположенных к юго-востоку от Арагацкого щита, в строении древнего фундамента, наоборот, преобладающее участие принимают эоценовые лабрадоровые и пироксеновые андезиты, мер-

гелистые известняки, в меньшем масштабе амфибол-диоритовые порфириды. Характерно, например, что в непосредственной близости от района развития вулканических образований юго-восточной Армении с северо-запада на юго-восток проходит верхнемезозойский пояс интрузий ультраосновных и основных пород и что лавы этого района, образующие Зангезурское и Карабахское плато, в общем имеют андезито-базальтовый состав. На северо-западе пояс указанных интрузий проходит под лавами северной Армении и соседнего Ахалкалакского плато, также являющимися провинциями лав базальтового и андезитобазальтового составов.

Базальтовая природа первичной магмы хорошо подтверждается на примере эволюции извержений Арагацской области, где вулканические проявления, следующие за каждым этапом тектонического воздымания, начинались излияниями основных лав. Здесь же, ввиду большой контрастности состава первичной магмы и пород фундамента, процессы ассимиляции и дифференциации выражены наиболее отчетливо.

Процессы ассимиляции и дифференциации находят свое подтверждение и в наблюдающихся иногда значительных колебаниях химического состава пород в пределах одних и тех же лавовых потоков. Эти колебания, на наш взгляд, надо объяснить незавершенностью дифференциации и, следовательно, неполной физико-химической уравновешенностью того или иного магматического комплекса.

Доказательство глубинной дифференциации можно видеть во многих куполовидных вулканах Армении, сложенных обсидианами, перлитами, литоидными пемзами и липаритами.

Характерной особенностью условий залегания обсидианов Армении является постепенный переход, снизу вверх, к полосчатым и флюидалным липаритам или переслаивание липаритов и обсидианов. Учитывая экструзивный характер указанных пород, можно полагать, что мы имеем дело с выходом на поверхность вязкой магмы, в которой процессы дифференциации не были завершены.

О незавершенности процессов дифференциации и неполной уравновешенности магмы свидетельствует также наличие в кислых лавах Армении плагиоклазов нескольких генераций, представленных более кислым составом в микролитах и более основным — в фенокристаллах. Кроме того, для вулканических образований характерно определенное несоответствие между минералогическим и химическим составом стекловатого базиса породы. Это выражается в более кислом составе стекла по отношению к порфиристым выделениям минералов. Такое несоответствие, вероятно, можно объяснить тем, что кристаллизация интрателлурических минералов происходила еще при первичной — базальтовой магме.

Примеры процессов дифференциации наблюдаются также на

ряде других вулканических конусов Армении. Так, например, заслуживает внимания то, что переслаивающиеся на вулканическом конусе Кабах (Талинский район) пирокластические туфы и шлаки резко отличаются по составу: туфы имеют андезито-дацитовый и дацитовый состав, а шлаки—андезит-андезито-базальтовый. Здесь мы имеем характерный для Везувия и Соммы пример неоднократных выбросов кислых вулканических пород, сменившихся излияниями основных лав, обусловленных процессами дифференциации в жерле вулкана.

Пример постепенного увеличения вязкости лавы хорошо наблюдается на разрезах вулкана г. Муску, где снизу вверх возрастает кислотность пород, слагающих конус вулкана.

Основываясь на вышеизложенном фактическом материале, можно оспаривать точку зрения К. Н. Паффенгольца [11] о существовании в четвертичное время в Армении вообще и в районе г. Арагац, в частности, двух магм — основной и кислой. Такое предположение, К. Н. Паффенгольца, основывалось на факте принадлежности всех четвертичных лавовых излияний Армении к семейству андезито-базальтов, тогда как широко распространенные в районе г. Арагац туфы и туфолавы, относящиеся к дацитовому и щелочно-дацитовому типу, он рассматривает как производные кислой магмы. Однако, как мы видели, различие составов туфов и лав является результатом ассимиляции и магматической дифференциации.

На возможность магматической дифференциации, обусловившей образование кислых пирокластических продуктов из основной лавы, указывал еще А. Н. Заварицкий [5]. Помимо этого, следует отметить, что в районе г. Арагац, кроме туфов и туфолав, широко распространены как кислые андезито-дацитовые, дацитовые и трахидацитовые лавы, так и лавы базальтового и андезито-базальтового состава.

Широкая вариация изменения состава первичной базальтовой магмы в этой провинции, обусловленная кислым составом вмещающих пород магматического бассейна, определила большое разнообразие типов вулканических продуктов. В Арагацской области имели место все типы вулканических извержений, начиная от гавайского и кончая пелейским типом, тогда как в соседних (Агмаганской и Зангезурской) областях преобладают извержения стромболианского типа. Подвижность лавы обуславливала здесь образование потоков, заливавших значительные площади. Вдоль основных разломов происходило также накопление типичных шлаков в виде конусов, отождествляемых А. Н. Заварицким [6] с коническими «пюи» в Оверни. Шлаковые извержения часто сопровождалась также выбросами бомб правильных форм. Все это указывает, что вулканические проявления сопровождались значительными по силе взрывами.

Анализируя вышеизложенное, мы можем подчеркнуть большое значение процессов ассимиляции и дифференциации в развитии чет-

вертичного вулканизма Армении. О значении дифференциации в образовании разнотипных горных пород, как известно, указывалось в свое время Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом [7] и Дэли [4]. Оба исследователя находили одну из причин дифференциации в процессах вплавления и ассимиляции посторонних масс магмой.

Сравнение четвертичных вулканических пород отдельных тектоно-магматических областей Армении с породами фундамента выявляет полное подтверждение теории ассимиляции и расчленения магмы.

Характерно, что при сравнении средних типов четвертичных эффузивов Армении с соответствующими средними типами пород по Дэли устанавливается наиболее близкое сходство между средними типами базальтовых лав. Остальные типы эффузивов Армении по содержанию тех или иных компонентов определенно отличаются от средних типов тех же пород по Дэли. Кроме того, заслуживает внимания большое сходство базальтовых лав различных магматических провинций Земного шара вообще, что выражается не только в большом химическом сходстве, но и в общем петрографическом их облике. Это обстоятельство также указывает на первичность магмы базальтового состава.

Объяснение механизма образования базальтовой магмы не является целью настоящей работы и потому мы воздерживаемся здесь от рассуждений по данному вопросу. Несомненно одно, что магма такого состава образуется на больших глубинах в условиях однородной среды и больших глубин земной коры. Следовательно, увеличение кислотности магмы происходит лишь при проникновении ее в верхние части земной оболочки, что мы и видим на примере четвертичного вулканизма Армении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варданянц Л. А.—Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, 1948.
2. Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е.—К вопросу стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. „Памяти А. Н. Мазаровича“. Изд. МОИП, 1953.
3. Габриелян А. А.—О геотектоническом районировании Армении. Сб. Вопросы геологии и гидрогеологии Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1956.
4. Дэли Р. О.—Изверженные породы и глубины земли. Ленинград—Москва, Глав. ред. геол. развед. и геодез. лит., 1936.
5. Заварицкий А. Н.—Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
6. Заварицкий А. Н.—Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изд. АН Арм. ССР, серия естест. наук, № 5-6, 1944.
7. Левинсон-Лессинг Ф. Ю.—Несколько мыслей о дифференциации и о природ магмы. Избр. труды, т. I, М.—Л., Изд. Акад. Наук С.С.СР, 1949.

8. *Нефедьева Е. А.*—Агмаганское вулканическое нагорье (краткий геоморфологический и палеогеографический очерк). Тр. Инстит. географ. АН СССР, т. 47, 1950.
9. *Николаев Н. И.*—О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 30, № 1, 1941.
10. *Паффенгольц К. Н.*—Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Рос. Мин. Общества, II серия, 4, 60, вып. 11, 1931.
11. *Паффенгольц К. Н.*—К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении. Зап. Всер. Минер. Общ., ч. 57, № 3.
12. *Хайн В. Е.*—Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сб. Сов. геология, № 39, 1949.

Г. А. КАЗАРЯН и Э. Г. МАЛХАСЯН

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ ГОРЫ ЛАЛЬВАР

Гора Лальвар находится в Северной Армении, в системе Сомхетского горного хребта. Несмотря на то, что это один из хорошо исследованных регионов Армении, включающий Алавердский рудный район, массив горы изучен еще недостаточно. Достаточно указать, что большинство существующих детальных геологических карт Алавердского района не охватывает район горы Лальвар, в то время как она является пунктом, где решается ряд важных вопросов всего этого крупного рудного района: 1—возраст гранитоидных интрузивов; 2—возраст и морфология плагиогранит-порфиров («альбитофиров»); 3—взаимоотношения гранитоидов с плагиогранит-порфирами и вопросы генетической связи с ними оруденения. Кроме того, до сих пор в литературе имеется указание о наличии в районе вершины горы Лальвар ископаемого третичного вулкана, что некоторыми отрицается.

Абсолютная высота горы Лальвар составляет 2542,9 м. В южном и юго-западном направлениях образует широкую циркообразную котловину площадью 3 км², в которой берет свое начало р. Лальвар (образующая дальше глубокое ущелье), впадающая слева в р. Дебед.

Первые высказывания о геологическом строении Лальвара принадлежат Г. Абиху, рассмотревшему его как вулкан юрского периода, а широкую циркообразную котловину—как остаток его древней размытой кальдеры.

В дальнейшем такой взгляд развивают в своих работах также Хапер, Морозов и Н. Лебедев. Последний считает, что центром интенсивных извержений описываемой области является вулкан Лальвар.

Исследованиями В. Г. Грушевого подтверждается вулканический характер горы Лальвар, однако возраст эффузивных образований и секущих их гранитоидных интрузивов он считает более древним (до третичного включительно).

Более твердо о третичном возрасте эффузивных образований говорится в работах К. Н. Паффенгольца, О. С. Степаняна, А. Т. Асланяна. Явные следы недавнего оледенения и обширные моренные отложе-

ния в циркообразной котловине свидетельствуют скорее всего об эрозионно-ледниковом характере ее образования, чем о вулканическом происхождении, что подтверждается также абсолютным отсутствием здесь остатков вулканических аппаратов и типичных эруптивных продуктов вулканической деятельности (пеплов, вулканических бомб и др.).

В настоящей статье приводятся результаты петрографического исследования изверженных пород указанной области, покрытой геологической съемкой на площади более 25 км² (см. карту).

Стратиграфический разрез описываемой области представлен образованиями от средней юры до среднего эоцена включительно.

Геологический разрез Лальвара следующий (снизу вверх):

1. Свита осадочных пород (известняки, глинистые песчаники, известковые туфопесчаники) восточного склона г. Лальвар. В. Г. Грушевой и др. относят их к среднему байосс-бату, а А. Т. Асланян — к келловее.

- | | |
|---|----------|
| 2. а) зеленоватые, отчасти мандельштейновые порфири-
ты и их лавобрекчии с маломощными пачками песчаников;
б) фиолетовые туфы и туффиты, мощностью 40—60 м. | } окфорд |
| 3. а) базальные конгломераты, мощностью до 80 м;
б) черные туфы, мощностью 5—6 м;
в) известняки, известковые песчаники, песчаники, мощ-
ностью 15 м;
г) Лабрадоровые порфириты, мощностью до 350 м. | |

Вся толща пород прорывается гранитоидными интрузивами эоце-нового возраста и многочисленными дайками различного состава.

Основанием разреза описанной территории считается свита осадочных (туфо-осадочных) пород, развитых на восточном склоне горы Лальвар.

Туфогенные песчаники как по стратиграфическому положению, так и по петрографическому составу не являются однородными: здесь преобладает материал вулканогенно-осадочного происхождения. По окраске, величине зерен и составу можно выделить несколько разновидностей. Цвет пород колеблется от серо-зеленого с желтоватым оттенком до фиолетового. По величине зерен можно встретить все переходные разновидности от плотных — алевролитовых, через мелкозернистые до среднезернистых с размером отдельных зерен в несколько миллиметров. Переходы между этими разностями постепенные как по простиранию, так и по мощности. Обычно они состоят из зерен плагиоклаза (от альбита до андезина), хлорита, реже — кварца и обломков туфогенных материалов.

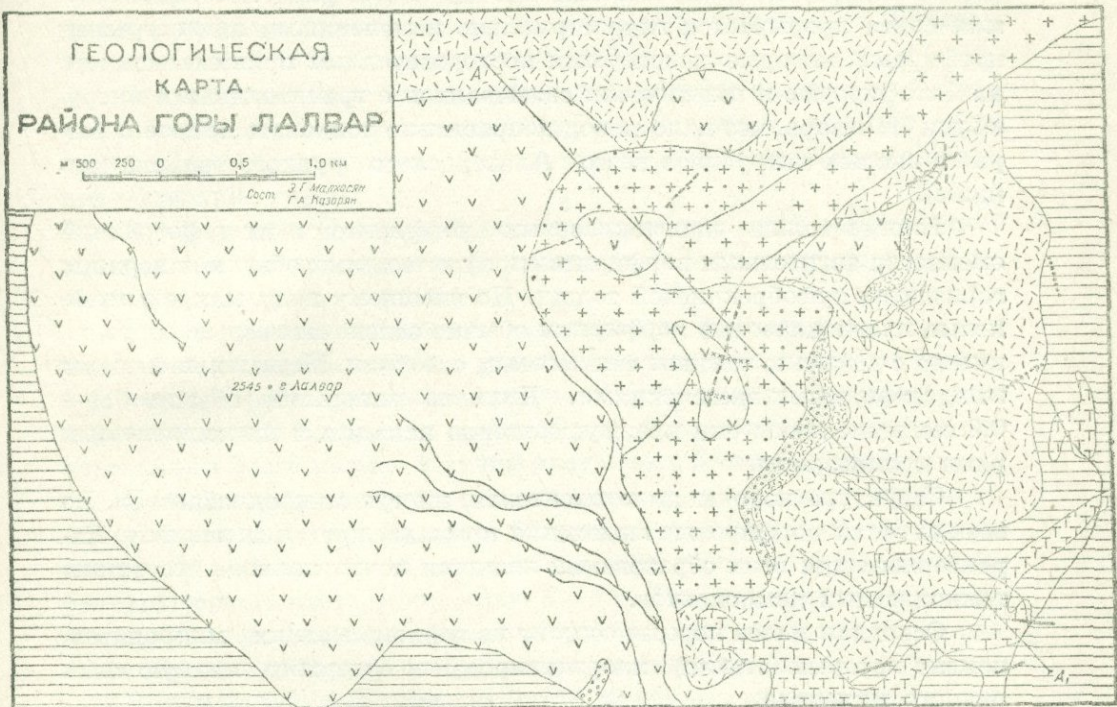
В пределах описываемой области наиболее древние изверженные породы развиты на южном и юго-восточном склонах горы Лальвар.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА
РАЙОНА ГОРЫ ЛАЛВАР

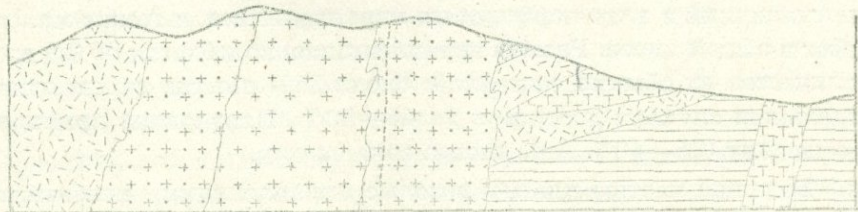
М 500 250 0 0,5 1,0 км

Сост. Г. И. Милославский
Г. А. Назаров

2545 м в Лалвар



Разрез по линии А-А,



1. Свита осадочных пород (средняя юра); 2. Зеленоватые, отчасти мандельштейновые порфиры и их лавобрекчии с мало мощными пачками песчаников (оксфорд); 3. Фиолетовые туфы (оксфорд); 4. Базальные конгломераты (эоцен); 5. Лаврадорские порфиры (эоцен).

Интрузивные горюды: 6. Плагногранит-порфиры („альбитофиры“); 7. Гранит-порфиры; 8. Гранодиорит порфиры.

Жильные породы мезозоя: 9. Плагноклазовые порфиры; 10. Диабазы и диабазовые порфиры; третичные: 11. Плагноклазовые порфиры; 12. Диоритовые порфиры; 13. Щелочные гранит-порфиры.

Они представлены зеленоватыми, отчасти мандельштейновыми порфиритами и их лавобрекчиями, переслаивающимися с небольшими (до 1 м мощи.) пачками плотных песчаников. В ряде мест описываемая свита прорывается гидротермально измененными плагиогранит-порфирами, которые некоторыми исследователями принимались как альбитофировые и генетически связывались с гранитоидными интрузиями Лальвара, что дало повод неправильно толковать вопрос о возрасте кислых интрузивов всего Алавердского рудного района (см. ниже).

Иногда толща плагиоклазовых порфиритов и их туфобрекчий сменяется авгитовыми порфиритами, залегающими обычно в верхних горизонтах туфобрекчиевой толщи. По внешнему виду мандельштейновые плагиоклазовые порфириты обычно зеленовато-серые породы, иногда с довольно темным фиолетовым оттенком. Местами насыщены миндалевидными включениями. Диаметр миндалин обычно 0,2—0,8 см, выполнены они преимущественно кальцитом или хлоритом и реже кремнеземом.

Структура породы пилотакситовая, иногда микродиабазовая. Во всех случаях порфирировые выделения принадлежат плагиоклазу. Характерным для этих образований является почти полное отсутствие темноцветных компонентов.

Основная масса породы состоит из войлока мелких микролитов, цемент которых (стекло) хлоритизирован и содержит мелкую сыпь рудного минерала.

Основным породообразующим минералом является плагиоклаз, выступающий в виде порфирировых вкрапленников, а также маленьких лейст в общей массе. Размер вкрапленников колеблется от 0,5 до 3 мм, количество их обычно составляет около 25% объема пород, однако в отдельных случаях достигает до 45—50%. Плагиоклаз принадлежит к андезину (35—40% Al_2O_3), иногда зональному.

Большой частью плагиоклазовые вкрапленники альбитизированы, только в отдельных случаях они целиком замещены агрегатом пренита.

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

На основании состава и морфологических признаков описываемые породы могут быть названы родственными вулканическими брекчиями плагиоклазовых порфиритов.

Как было указано выше, в описываемом комплексе пород участ-

вуют маломощные пачки плотных туфопесчаников. Местами они расланцованы, окраска их серого цвета с различными оттенками.

Отложения оксфорда представлены фиолетовыми «звонкими» туфами, развиты в юго-восточном и восточном склонах г. Лальвар. Мощность этой толщи составляет 40—60 м.

Эти оригинальные пирокластические породы имеют очень плотное сложение с гладкой поверхностью и раковистым изломом. При ударе молотком издают звонкий звук, откуда и получили свое название— «звонкие туфы».

В породе присутствуют мелкие пренитизированные вкрапленники плагиоклаза, погруженные в буроватое изотропное стекло с показателем преломления $n = 1,610 \pm 0,003$.

Разрез юрских отложений завершается фиолетовыми туфами верхней юры; на последние, с угловым несогласием, налегают базальные конгломераты третичного времени. Состав галек в основании толщи очень пестрый, обломки крупные и грубоокатанные, а вверху они переходят в более мелкие и лучше окатанные, более однородные.

Базальные конгломераты опоясывают весь юго-восточный и восточный склоны горы Лальвар. Мощность их—40—60 м, иногда достигает 80 м. В восточной части горы они покрываются плотными туфами черного цвета, мощностью 5—6 м. По внешнему виду породы похожи на верхнеюрские фиолетовые туфы, отличаясь только по цвету, по петрохимическим особенностям они аналогичны.

Этот маломощный горизонт (до 15 м) черных звонких туфов сменяется кверху свитой вулканогенно-осадочных пород, известняков, известковых песчаников, песчаников, заключающих третичную нуммулитовую фауну. На основании фауны нуммулитов, встреченной в известняках, эта свита относится В. Г. Грушевым и А. Т. Асланяном к лютетскому ярусу среднего эоцена.

В известняках и известковистых песчаниках нередко встречаются скарновые минералы, появление которых является результатом контактового воздействия третичных гранитоидных интрузий Лальвара.

Самыми молодыми эффузивными образованиями являются лабрадоровые порфириды, имеющие широкое распространение по всей вершинной части Лальвара. Им сложены как вершина, так и ее отроги и вся циркообразная долина.

Свита эта представлена лабрадоровыми порфиридами и их вулканическими брекчиями и туфами, имеющими подчиненное значение. Это типично порфиридовые породы. Цвет их зеленый, различного оттенка, от светло-зеленоватого до темно-зеленого (вплоть до черного). Мощность—300—350 м.

Обычно в качестве фенокристалла выступает плагиоклаз, однако местами он заменяется крупными кристаллами моноклинного пироксена. Иногда пироксен в фенокристаллах совсем отсутствует, встречаясь лишь в основной массе.

Описываемые порфириты с плагиоклазом от лабрадора до битовнита в составе магматических пород Лальвара играют преобладающую роль и вместе с пирокластолитами того же состава слагают вершину и всю циркообразную долину.

Фенокристаллы плагиоклаза образуют широкие, таблитчатые или призматические, чаще идиоморфные, зерна. По составу они колеблются от лабрадора (50—55% An) до битовнита (80% An), в основном являются достаточно свежими, но иногда серицитизированы и хлоритизированы. Подчиненное значение имеют процессы карбонатизации.

Фенокристаллы пироксена представлены бесцветными идиоморфными зернами. Иногда встречаются кристаллы хлоритизированные. с Ng пироксена колеблется от 36 до 42°, Ng—Np=0,021.

Из аксессуарных минералов в породе отмечены пирит и магнетит. Весь вышеотмеченный комплекс эффузивно-пирокластических пород в восточной и юго-восточной частях прорывается гранитоидными интрузивными телами, представленными плагиогранит-порфирами, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами.

Плагиогранит-порфиры или «альбитофиры», как они именуются многими исследователями района, являются и до сих пор объектом спора различного характера. Спорными являлись вопросы их возраста, связи с гранитоидными интрузиями, роли в процессе оруденения и т. д. Наши специальные исследования позволяют ответить на некоторые из вышеупомянутых вопросов.

Плагиогранит-порфиры в описываемом районе (восточные склоны горы Лальвар) образуют интрузивные залежи (силлы), секущие тела и лакколиты (ур. «Жанк»). Они прорывают всю толщу пород юрского времени, и верхний возрастной предел их устанавливается нахождением галек этих пород в базальном конгломерате среднего эоцена. Кроме этого, далеко к востоку от горы Лальвар, в районе с. Чочкан, установлено прорывание описываемых плагиогранит-порфиров породами Кохпского гранитоидного массива.

Изучение форм залегания этих пород показывает, что они, главным образом, обусловлены структурой и литологическим составом вмещающих пород. Установлено, что силлы и лакколиты распространены среди осадочных пород (песчаники, туфопесчаники келловей), а секущие тела—среди порфиритов и пирокластических образований. Силлы обычно приурочены к крыльям антиклинальных поднятий, притом в сторону замка складки мощность их заметно увеличивается. Это все свидетельствует о том, что плагиогранит-порфиры древнее гранитов и что их внедрение происходило синхронно со складчатостью. Малая глубина их внедрения и нахождение их эффузивных аналогов среди нижнемеловых отложений в соседней Аджаро-Триалетской геотектонической зоне позволяют считать плагиогранит-порфиры субвулканическими образованиями.

В пределах медно-колчеданных месторождений Алавердского рудного района описываемые породы подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению, и имеются факты, когда они превращены во вторичные кварциты (месторождение Шамлуг). По возрасту они являются дорудными образованиями, и их роль в процессе медно-колчеданного оруденения заключается только в экранировании восходящих потоков рудоносных растворов.

Контактовое воздействие этих пород на окружающую среду очень слабое и выражается лишь в некотором уплотнении и ороговании, распространяющемся на контакте не более как на несколько десятков сантиметров.

Макроскопически — породы розового, красного или светло-серого (обычно в эндоконтактовых зонах) цвета, порфирирового, иногда афирового строения.

Плаггиоклаз, по составу альбит (№ 10—12), образует прекрасно оформленные фенокристаллы или же входит в состав основной массы, состоящей из кварца и обычно сильно разложенного цветного минерала (биотит ?).

Кварц также имеет две генерации. Кристаллы первой — крупные (1,5—2 мм), часто с характерными шестигранными разрезами, обычно корродированные основной массой. В основной массе он образует неправильные субмикроскопические зерна.

Вторичные минералы представлены серицитом, карбонатом, хлоритом.

Акцессории — апатит, циркон.

Структура основной массы микрофельзитовая, сферолитовая и нередко в эндоконтактовых зонах — перлитовая.

Гранит-порфиры слагают привершинные участки горы Лальвар с отметкой 2226,8 и верховья р. Горух, где прорывают толщу третичных конгломератов. В восточной части Лальварского цирка описываемые породы перекрываются флювиогляциальными и алювиально-пролювиальными отложениями. В истоках р. Бануш гранит-порфиры прорываются гранодiorит-порфирами. На восточной привершинной части Лальвара гранит-порфиры залегают в виде интрузивной залежи, зажатой между конгломератами и вулканогенно-осадочной толщей среднего эоцена.

Макроскопически гранит-порфиры светло-серого цвета с порфирировым строением, где простым глазом различаются вкрапленники плаггиоклаза, кварца и чешуи биотита. Под микроскопом структура породы порфирировая, с аплитовой аллотриоморфнозернистой и трахитовой (в приконтактовой зоне) структурой основной массы, состоящей из плаггиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и биотита.

Плаггиоклаз представлен кристаллами двух генераций: крупных, величиной 1,5—2 мм и мелких, измеряемых долями миллиметра.

Вкрапленники идиоморфны и часто сдвойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам. В средних частях массива плагиоклазовые вкрапленники имеют нормальное строение и соответствуют олигоклазу, а на эндоконтактах они зонарны и имеют состав олигоклаз-андезина (№ 30—32) в ядре, олигоклаза (№ 21—22) на краях.

Калиевый полевой шпат, являющийся одним из главных составляющих основной массы, встречается мелкими, неправильными зернами, ксеноморфными по отношению к плагиоклазу. Кварц образует вкрапленники величиною до 0,5 мм, обычно с оплавленными краями, его мелкие зерна входят в состав основной массы.

Биотит образует вкрапленники, а также мелкие чешуйки, входящие в состав основной массы.

Вторичные минералы представлены хлоритом (пеннин), замещающим биотит и серицитом, замещающим биотит и плагиоклаз. Акцессории: апатит, магнетит.

Контактовое воздействие на вмещающие породы весьма слабое.

Гранодиорит-порфиры. Названные породы слагают северный и северо-восточный борта Лальварского цирка. Далее, на северо-восток, они переходят через водораздельный хребет в бассейн р. Бануш, соединяясь с одноименным интрузивным массивом. Описываемые породы на вершине горы Лальвар прорывают вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена и вышеописанную пластовую интрузию гранит-порфиров.

В последних иногда наблюдаются апофизы гранодиорит-порфиров в виде дайкообразных тел, мощностью 2—3, а иногда и 10 метров северо-восточного направления. По вещественному составу и структуре внутри описываемого интрузива можно выделить следующие фациальные разновидности: породы центральных участков и краевых фаций; среди последних—породы, контактирующие с гранит-порфирами и сильно отличающиеся от пород, контактирующих с порфиритами.

Гранодиорит-порфиры, слагающие среднюю часть массива, представляют среднезернистую, мезократную породу с порфировой структурой, где в роли вкрапленников выступают плагиоклаз, амфибол и кварц. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая; состоит она; главным образом, из мелких зерен калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза.

Плагиоклаз обычно образует широкотаблитчатые, идиоморфные вкрапленники (2—4 мм) и редко мелкие зерна, входящие в состав основной массы. Края их обычно разъедены минералами основной массы или же наращены каймой калиевого полевого шпата. Вкрапленники почти всегда зональные, с более основным ядром (№ 30—33), оболочками олигоклаза (№ 20—21). Некоторые вкрапленники его являются антипертитами.

Калиевый полевой шпат, являющийся вторым по количеству ми-

нералом, в породе встречается, главным образом, в основной массе.

Кварц, являющийся одним из главных компонентов основной массы, встречается мелкими ксеноморфными зернами, выполняющими интерстиции других пороодообразующих минералов.

Амфибол, в виде монокристаллов, встречается крайне редко, обычно образует скопления из нескольких, беспорядочно расположенных зерен. Тесно ассоциирует с апатитом и рудными минералами. Плеохроирует в слабых тонах, Ng—светло-зеленый, Nп—светло-желтовато-зеленый, Nр—светло-желтый с: $Ng=17^\circ$, $Ng-Np=0,024$ и принадлежит к обыкновенной зеленой роговой обманке.

Вторичные минералы представлены: хлоритом, замещающим темноцветные компоненты и эпидотом. Акцессории: апатит, циркон, магнетит, пирит.

Гранодиорит-порфиры, контактирующие с порфиритами (породы краевой фации) содержат многочисленные их ксенолиты различной величины и значительно обогащены темноцветными минералами.

Подобные породы встречены в верховьях р. Бануш (в 400 м выше от дороги Алаверды—Ахкерпи) и в 450—500 м западнее выс. 2229.

Породы указанных мест имеют габбро-офитовую структуру с некоторой порфировидностью, обусловленной наличием немногочисленных крупных зерен плагиоклаза и амфибола, имеющих длину до 4 мм, при обычном размере зерен основной массы до 1,0 мм. Плагиоклаз здесь несколько основной, в ядре соответствует лабрадору (№ 50—52), а на краях—олигоклазу (№ 24—26). Калиевый полевой шпат и кварц содержатся почти в равных количествах. Первый образует мелкие самостоятельные кристаллы или кайму вокруг плагиоклазовых зерен, а второй—выполняет интерстиции полевошпатовых кристаллов.

Эти породы сравнительно богаты амфиболом, внутри зерен которого довольно часто замечаются реликты пироксена.

В отличие от вышеописанных, гранодиорит-порфиры, контактирующие с гранит-порфирами, имеют несколько лейкократовый характер, в которых плагиоклаз (опять зональный) несколько кислее по составу (№ 30—32 в ядре и 18—20 на краях зерен).

Жильная серия пород в районе горы Лальвар имеет довольно широкое распространение. В эту группу входят различные по составу породы, имеющие форму секущих даек; по возрасту они принадлежат к двум периодам—мезозойскому и третичному.

К мезозойским образованиям относятся плагиоклазовые, диабазовые порфириты, плагиогранит-порфиры, а к третичному—плагиоклазовые, диоритовые порфириты, жильные щелочные гранит-порфиры.

Возраст пород первой группы определяется их отсутствием среди третичных образований, а также нахождением галек указанных пород

в значительном количестве в базальном конгломерате среднего эоцена.

Возраст жильных пород второй группы определяется прорыванием ими вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена.

Плаггиоклазовые порфириды мезозойского возраста встречаются в виде даек, мощностью 1—2 метра в ур. «Жанк»; простирание их северо-восточное, падение крутое, на северо-запад. Макроскопически они светло-зеленовато-серого цвета и обладают ясно выраженной порфировой структурой, где вкрапленники представлены крупными, до 2 мм величиной зернами плаггиоклаза. В породе плаггиоклаз составляет более чем 70%. Встречаются единичные зерна сильно разложившего пироксена.

Плаггиоклаз образует кристаллы двух генераций. Зерна ранней генерации обычно крупные (до 2 мм), таблитчатой формы, с хорошо оформленными гранями. Представители поздней генерации, образующие основную массу, — длиннопризматические, с размерами до 0,3—0,4 мм. Последние располагаются совершенно беспорядочно, промежутки между ними выполнены хлоритовым мезостазисом. В составе плаггиоклазовых вкрапленников и зерен основной массы особых различий не замечается, первые соответствуют основному андезину (№ 47—48), а вторые — андезину (№ 42—44).

Пироксен в свежем состоянии в породах не встречается. Его присутствие устанавливается по реликтам с характерной формой восьмигранников, выполненным карбонатом.

Хлорит имеет широкое развитие и по количеству является вторым (20—23%) минералом в породе. Им выполнены также и миндалины. В обоих случаях хлорит представлен пеннином. Карбонат, имеющий вторичное происхождение, замещает плаггиоклазовые кристаллы или же выполняет миндалины.

В виде мелких игольчатых кристаллов встречается апатит.

Обычным рудным минералом является магнетит, к которому в зонах гидротермальных изменений присоединяются халькопирит и пирит.

Диабазы и диабазовые порфириды распространены значительно шире, чем плаггиоклазовые порфириды. Они образуют дайки близширотного простирания с крутыми углами падения. Их мощность колеблется в широких пределах: от нескольких десятков сантиметров до 5—6 метров, обычными являются 2—3-метровые.

Породы, объединенные в эту группу, в поле трудно отличимы друг от друга, а с другой стороны довольно часто наблюдаются их взаимные переходы как по простиранию и падению, так и вкрест простирания. Детальные микроскопические изучения этих пород показывают, что их различие заключается в структурных и количественно-минералогических особенностях, обусловленных их фаціальным

положением. Установлено, что диабазовые порфириды слагают мало-мощные дайки или же эндоконтактовые зоны мощных даек, а диабазы — их центральные зоны.

Описываемые породы имеют темно-зеленовато-серую окраску с некоторым буроватым оттенком в эндоконтактовых зонах. Нередко макроскопически представляется возможным различить порфирические выделения светлого полевого шпата. Эти породы иногда содержат большое количество миндалин, выполненных хлоритом и кальцитом.

Под микроскопом структура породы порфирическая, с диабазовой структурой основной массы.

Плагиоклаз, являющийся одним из основных компонентов, образует довольно идиоморфные таблитчатые фенокристаллы и сравнительно тонкие, длиннопризматические зерна, участвующие в составе основной массы. Состав плагиоклазовых вкрапленников — лабрадор (№ 56—57), а зерна основной массы несколько кислее и соответствуют андезину (№ 43—44). Пироксен бесцветный, с хорошо выраженными следами спайности, с $Ng=38^\circ$, $Ng-Np=0,029$, принадлежит диопсиду. Он образует крупные идиоморфные кристаллы.

Вторичные минералы представлены хлоритом (пеннин), карбонатом и, редко, эпидотом.

Аксессуары — сфен, очень редко игольчатый апатит.

Миндалины, которыми очень богаты эти породы, в подавляющем большинстве случаев выполнены хлоритом или же кальцитом и кварцем.

Плагиоклазовые порфириды третичного возраста встречены только в привершинной части г. Лальвар, где они прорывают отложения среднего эоцена и пересекаются дайками диоритовых порфиритов. Имеют в основном северо-западное простирание, мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1—1,5 метра, с крутыми углами падения, прослеживающимися по простиранию не более нескольких сот метров. Макроскопически породы темно-зеленовато-серого цвета, сложение плотное. Под микроскопом имеют порфирическую структуру с аллотриоморфнозернистой или диабазовой структурой основной массы, последняя более чем на 75% сложена плагиоклазом. Кроме призматических и аллотриоморфных зерен, плагиоклаз образует также и крупные таблитчатые кристаллы величиной до 2—2,5 мм. Кристаллы плагиоклаза (как крупные, так и мелкие) отличаются зональным строением, ядро которых имеет состав лабрадора (№ 50—52), а края — основного андезина (№ 45—46).

В отличие от мезозойских плагиоклазовых порфиритов, описываемые породы довольно богаты первичным кварцем, выполняющим интерстиции плагиоклазовых зерен.

Из вторичных минералов широким распространением пользуется хлорит, являющийся как бы общим фоном для плагиоклазовых зерен.

Карбонат в этих породах развивается повсеместно, замещая в основном плагиоклаз.

Акцессории: эпидот и редкие кристаллики апатита; рудный минерал представлен магнетитом.

Диоритовые порфириды образуют дайки мощностью 0,3—7 м. Господствующее направление их северо-восточное с крутыми углами падения (55—80°). По простиранию они прослеживаются от 100—200 м до 1 км.

Породы имеют темно-зеленовато-серую окраску, структура порфировая, основная масса—аллотриоморфнозернистая.

Плагиоклаз в породе образует вкрапленники или же входит в состав основной массы. Вкрапленники, достигающие в длину до 2 мм, имеют зональное строение и обычно sdвойникованы по альбитовому закону. Состав ядра таких зерен соответствует основному андезину (№ 46—48), а края—андезину (№ 29—31), последний является характерным и для плагиоклаза основной массы.

Амфибол участвует в породе в виде сильно вытянутых вкрапленников или же мелких зерен, входящих в состав основной массы. Нередко располагается кучами, представляющими собой скопления мелких, различно ориентированных зерен. В некоторых кристаллах замечаются реликты пироксена. Плеохроизм довольно резкий, Ng—синева-зеленый, Nп — буровато-зеленый, Nр — светло-желтый, с Ng=17°, Ng—Nр=0,026.

Кварц встречается в породе очень редко и в виде неправильных зерен, выполняющих интерстиции других минералов. Вторичные минералы:—эпидот, серицит.

Акцессории: игольчатый апатит и магнетит тесно ассоциирующийся с темноцветными компонентами.

Дайка щелочного гранит-порфира встречена только в одном пункте, в 350—400 м к северо-востоку от выс. 2029, у границы лесной полосы. Мощность ее—6—7 метров, простирание—северо-восточное, прослеживается более чем на 400 метров. Возраст определяется пересечением ею вышеописанной дайки диорит-порфиритового состава, имеющей послесреднеэоценовый возраст.

Порода центральной части дайки имеет порфировое строение и светло-серую окраску, которая в сторону зальбандов постепенно сменяется темно-зеленовато-серой.

Порода состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. В качестве порфировых выделений выступают плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Структура породы порфировая, основной массы—трахитовая.

Плагиоклаз, имеющий состав альбита (№ 10—12), образует широкотаблитчатые, идиоморфные вкрапленники и мелкие лейсты, участвующие в составе основной массы. Наряду с простыми встречаются

и кристаллы, сдвойникованные по карлсбадскому и альбитовому законам.

Калиевый полевой шпат в виде крупных вкрапленников в шлифе встречается сравнительно редко. По кристаллооптическим константам и углу оптических осей (-79°) он принадлежит к ортоклазу.

Кварц в виде мелких, неправильных зерен участвует в составе основной массы или же сростается кристаллами полевых шпатов.

Биотит обычно мелкочешуйчатый и только редко попадаются более крупные (1—1,5 мм) индивиды. Отличается сильным плеохроизмом, характерной схемой абсорбции, N_g —красновато-коричневый, N_p —буровато-желтый, $N_g - N_p = 0,055$, свидетельствующий о принадлежности его к сидерофиллиту.

Вторичные минералы представлены хлоритом (замещающим биотит) и серицитом.

Акцессории: циркон, апатит, рудный минерал—магнетит.

В контактовой зоне вышеописанных гранитоидных интрузий образовались различные контактно-метасоматически измененные породы; детальное исследование их показывает, что контактовое воздействие плагиигранит-порфиров и гранит-порфиров на вмещающие породы очень слабое и выражается некоторым уплотнением и орогованием последних. На контакте с гранит-порфирами средне-эоценовые известняки слабо мраморизированы с развитием в них эпидота.

Более интенсивное воздействие на окружающую среду оказывали гранодиорит-порфиры; на их контакте наблюдается широкая зона контактово-измененных пород.

Интенсивность изменения вмещающих пород зависит главным образом от вещественного состава этих пород и характера контакта. Устанавливается, что обломочные породы (туфы, туфобрекчии) изменены сильнее, чем монолитные породы (порфириты). Детальное изучение в различной степени измененных ксенолитов, а также пород, расположенных на различных расстояниях от контакта с гранитами, показывает, что перекристаллизация и изменение вещественного состава под воздействием гранитной магмы начинается от основной (у порфиритов) или же цементирующей (у туфов) массы. Устанавливается также, что в зависимости от исходного состава образуются различные контактово-измененные породы: так—из туфов и туфобрекчии—кварц-плагноклаз-биотитовые роговики, а из порфиритов—кварц-плагноклаз-роговообманковые роговики.

К метаморфизованным породам принадлежат также вторичные кварциты, развитые в восточной части горы Лальвар, около высоты 2029,6 м. Н. Я. Монаховым они принимались за кварцевые порфиры. В. Г. Грушевой считается образование этих пород обусловленным процессами энедоконтактового автоморфизма, протекавших в вышеописанных гранит-порфирах. Нам кажется, что это не совсем так,

и в своем образовании вторичные кварциты обязаны внедрению поздних гранодиорит-порфиров, контактовое воздействие которых на вмещающие породы проявлялось несравненно интенсивнее, чем упомянутых гранит-порфиров.

В минералогическом отношении они почти полностью сложены из кварца. Второстепенные минералы представлены джумортьеритом, андалузитом и альбитом с редкими чешуйками серицита. Кроме мелкозернистого роговикового кварца, наблюдаются сохранившиеся от исходной породы фенокристы первичного кварца.

С точки зрения практического интереса заслуживает внимания присутствие джумортьерита. Такие вторичные кварциты могут стать предметом специального исследования в качестве минерального сырья на огнеупоры. Местами джумортьерит составляет примерно 5—7% общего объема указанной породы. Произведенный химический анализ¹ указанных вторичных кварцитов дал следующие результаты: SiO_2 —96,25%, Al_2O_3 —1,4%, CaO —0,83%. Такие образования вполне удовлетворяют требованиям, предъявляемым к качеству минерального сырья для огнеупоров в области черной металлургии.

В практическом отношении могут быть интересны также участки скарнированных пород (контакты гранитоидных тел с известняками и туфопесчаниками).

Вышеизложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Гора Лальвар не имеет вулканическое происхождение, и ее циркообразный котлован является не кальдерой вулкана, а представляет результат ледниково-эрозионных процессов послетретичного времени.

2. В геологическом строении горы принимают участие вулканогенно-осадочные образования от средней юры до среднего эоцена включительно, с базальным конгломератом отделяющим юру от эоцена и являющимся основанием образований третичного времени.

3. Район восточных склонов современной горы Лальвар в юрское время представлял архипелаг островов, которые являлись центрами вулканических извержений.

Подобный вывод подтверждается частыми сменами различных по характеру пород (вулканогенные, вулканогенно-осадочные и нормально осадочные) как в вертикальном направлении, так и по простиранию на незначительных расстояниях.

4. Интрузивные тела как в возрастном, так и в фациальном отношении делятся на две группы:

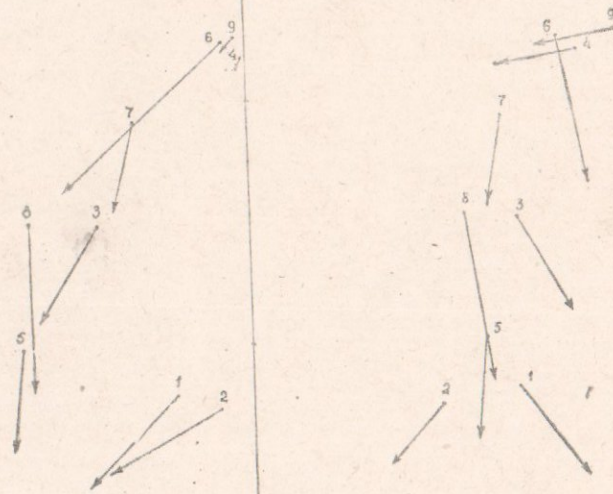
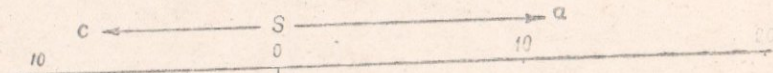
¹ Анализ произведен в Институте силикатной химии СНХ Арм. ССР аналитиком Е. Ерзинкян.

ТАБЛИЦА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД Г. ЛАЛЬВАР И ИХ ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

№ пп	Химический анализ												Сумма	Название породы	Лаборатория, аналитик	Место взятия образца
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	влага	п.п.п.	Сумма				
1	47,96	0,92	18,8	5,52	4,41	0,1	6,06	9,43	2,54	2,79	0,32	2,60	100,84	Мандельштейновый порфирит ср. юры	ИГН АН Арм. ССР В. А. Бабаян	в 1 км СЗ ур. „Жанк“
2	61,90	0,92	17,24	8,46	1,03	0,07	2,44	1,31	1,70	3,14	0,26	2,42	100,89	Фиолетовый туф ср. юры		верховье р. Горух
3	57,06	0,88	17,49	4,18	3,24	—	3,02	2,57	3,56	2,24	—	1,62	100,86	Лабрадорский порфирит эоцена по Морозову	ИГН АН Арм. ССР В. А. Бабаян	вершина г. Лальвар
4	71,67	0,50	14,95	2,15	1,32	0,05	0,51	0,21	5,46	1,89	0,16	1,05	99,86	Плаггиогранит-порфир („альбитофир“)		вершина г. Шах-тахт
5	48,44	0,82	19,44	3,29	7,18	0,19	4,58	6,78	3,72	0,44	0,20	9,72	100,83	Диабазовый порфирит	А. А. Петросян	под пос. Ленрудник
6	72,00	0,24	12,68	4,67	0,80	0,24	0,47	1,28	3,55	4,00	0,20	0,68	100,81	Гранит-порфир		верховье р. Горух
7	64,50	0,46	18,09	3,04	1,66	0,02	1,55	3,91	4,14	0,86	—	2,88	100,91	Гранодиорит-порфир по С. И. Баласаняну	ИГН АН Арм. ССР В. А. Бабаян	водораздел р. р. Лальвар и Бануш
8	54,48	0,68	18,90	4,68	5,94	0,11	2,08	7,47	3,70	—	0,16	0,93	99,13	Диоритовый порфирит		в 250 м северн. выс. 2126,8
9	69,42	0,50	15,94	1,34	2,40	0,05	0,42	0,46	4,46	4,10	0,1	0,56	99,88	Щелочной гранит-порфир		в 100 м СВ от выс. 2029,6

ЧИСЛОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПО А. Н. ЗАВАРИЦКОМУ

№ пп	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	$\frac{a}{c}$
1	11,16	2,83	22,33	63,54	—	47,18	52,82	39,43	57,04	1,36	24,72	-2,07	3,9
2	7,8	1,50	22,65	68,01	47,84	34,87	17,29	—	45,0	1,06	30,55	18,87	5,2
3	1,2	6,4	15,0	67,4	—	45,0	35,0	20,0	72,0	1,1	24,0	6,0	1,8
4	13,76	0,26	8,31	77,66	56,25	34,38	9,36	—	82,05	1,88	12,25	31,34	52,6
5	9,4	9,1	20,1	61,2	3,7	54,0	42,3	—	93,8	1,2	15,6	-5,9	1,05
6	12,9	1,0	7,6	78,5	—	62,1	31,9	6,0	57,6	0,2	50,0	30,2	11,9
7	10,4	4,8	10,8	74,0	4,05	38,6	20,9	—	86,9	0,4	24,0	21,4	2,2
8	8,8	9,2	14,8	67,2	—	70,2	25,8	4,0	100	1,0	28,8	7,6	0,95
9	15,2	0,5	7,5	76,7	56,6	34,5	8,8	—	62,1	0,3	17,6	22,34	29,4



а) субвулканические образования до третичного времени, представленные плагиогранит-порфирами;

б) гипабиссальные интрузивные тела после-среднеэоценового времени, представленные гранит- и гранодиорит-порфирами.

5. Внедрение пород жильной фации связано с двумя циклами интрузивной деятельности: мезозойским и третичным.

6. Метаморфические породы представлены роговиками, скарнированными и мраморизированными известняками и вторичными кварцитами, из которых последние несомненно могут иметь практический интерес.

Т. А. АРЕВШАТЯН

ЯВЛЕНИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В НЕКОТОРЫХ ДАЙКАХ ГРАНИТОИДОВ

При изучении жильных пород Конгуро-Алангезского плутона нами наблюдались интересные явления дифференциации в некоторых дайках гранодиоритового состава.

Условия образования и петрографическое описание пород плутона в достаточной мере освещены в многочисленных работах (С. А. Мовсесян, С. С. Мкртчян, И. Г. Магакьян и др.). Здесь мы приводим лишь краткое описание, плутона, необходимое для понимания отмеченных явлений.

Центральная часть Конгуро-Алангезского плутона, по мнению упомянутых авторов, сформировалась в результате трех интрузивных фаз. Первая, наиболее древняя фаза, представлена породами монцонитового ряда, вторая — гранодиоритами и банатитами и, наконец, третья, последняя, породами кислого ряда — порфиroidными гранитами и гранодиоритами, переходящими местами в адамеллиты. Формирование каждой из этих фаз завершалось внедрением целого комплекса дайковых пород. Так, интрузия порфиroidных гранит-гранодиоритов сопровождалась серией дайковых пород, внедрение которых происходило в следующем порядке: аплиты, пегматиты, диоритовые порфириты, гранит и гранодиорит-порфиры и заканчивалось серией даек лампрофиroidного состава.

Интересующие нас гранодиорит-порфиroidные дайки генетически связаны с наиболее поздней интрузией порфиroidных гранодиоритов. Причем эти дайки выполняют трещины как в пределах самой материнской интрузии, так и далеко за ее пределами.

Отмеченные явления дифференциации магмы наблюдались как в дайках, внедрившихся в интрузию порфиroidных гранодиоритов, так и в дайках, встреченных в интрузии монцонитов.

Дайки, секущие интрузию порфиroidных гранодиоритов, имеют мощность от 10 до 20 м. Выполняют они трещины преимущественно СЗ-простираения с падением как на ЮЗ, так и на СВ под крутыми углами (75—85°). По своему составу породы даек отвечают гранодио-

рит-порфирам (см. табл. 1). Вдоль контактов даек имеется хорошо выраженная зона закалки мощностью от 0,5 до 2—3 см.

В центральной части породы дайки имеют светло-, реже темно-серую окраску с хорошо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и роговой обманкой. По мере приближения к контакту количество вкрапленников уменьшается до почти полного их исчезновения в призальбандовых частях даек. В этих частях порода имеет более тонкозернистое строение, обогащается темноцветными минералами, благодаря чему порода приобретает темно-серую, почти черную окраску (рис. 1).

Ширина зоны обогащения темноцветными минералами колеблется от 0,4 м до 1 м и не зависит от мощности дайки.

Под микроскопом порода из центральной части дайки имеет порфировидную структуру с хорошо раскристаллизованной основной массой, имеющей микрогранитовую структуру. Минералогический состав породы: плагиоклаз-андезин № 36—38, роговая обманка, калиевый полевой шпат, обычно ортоклаз, кварц, биотит. Из аксессуарных минералов встречаются магнетит, пирит, редко халькопирит, апатит, реже—сфен и циркон.

Плагиоклаз вкрапленников образует призматические кристаллы с отчетливо выраженными двойниками, обычно альбитовыми. Реже наблюдаются бавенские. Зонален. Ядро зонального плагиоклаза по составу отвечает андезину № 35—36, а внешняя, более основная, зона относится к андезину № 42—43 (шлиф 386 $DoNg=61^\circ$, $DoNm=26^\circ$, $DoNp=88^\circ$, для центра и $DoNg=71^\circ$, $DoNm=23^\circ$, $DoNp=79^\circ$ для краевой зоны). $2V=-80^\circ$. Продуктами изменения являются серицит и глинистое вещество.

Калиевый полевой шпат встречается как в основной массе, так и в виде крупных ксеноморфных зерен, часто пертитизирован и содержит включения очень мелких кристалликов роговой обманки и плагиоклаза.

Роговая обманка образует моноклинные призмы, достигающие в длину 2—3 см. Обычно желтовато-зеленая с четким плеохроизмом. Характерны полисинтетические двойники, закон двойникования $\perp(100)$, $cNg=15-17^\circ$, $2V=-76^\circ$. Удлинение положительное. Относится к ряду обычных роговых обманок.

Биотит чаще всего наблюдается в виде небольших табличек темно-коричневого цвета с плеохроизмом от темно-коричневого до соломенно-желтого. Хлоритизирован. Кварц встречается как в основной массе, так и в виде редких крупных зерен, очень часто они корродированы.

Минералогический состав основной массы повторяет состав вкрапленников.

Соотношение минералов в породах приконтактных частей даек

по сравнению с центральными частями несколько иное. Под микроскопом порода имеет порфировую структуру с резким преобладанием основной массы над вкрапленниками. Структура основной массы тонкозернистая, местами криптокристаллическая. Порода состоит из плагиоклаз-андезина, роговой обманки, кварца, калиевого полевого шпата (очень мало). (См. табл. 1).

Вкрапленники составляют не более 5—10% общей массы породы и представлены в основном плагиоклазом и роговой обманкой. Плагиоклаз образует резко зональные кристаллы, причем здесь наблюдается обратная зональность: ядро сложено лабрадором №61, а краевая зона—андезином № 38. $2V = +80$ до $\pm 90^\circ$. Роговая обманка по своим свойствам аналогична роговой обманке центральных частей даек.

Биотит, кварц и калиевый полевой шпат встречаются в виде мелких чешуек и зернышек в основной массе породы.

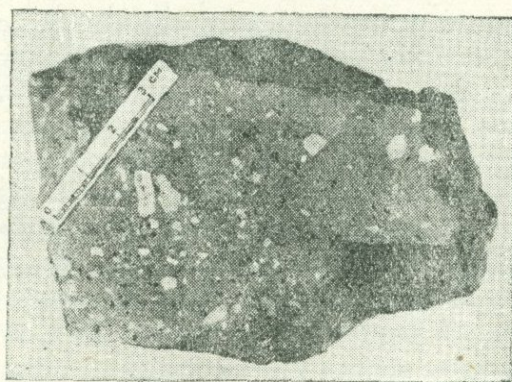


Рис. 1. Переход от гранодиорит-порфира центральной части к диоритовым порфиритам эндоконтакта

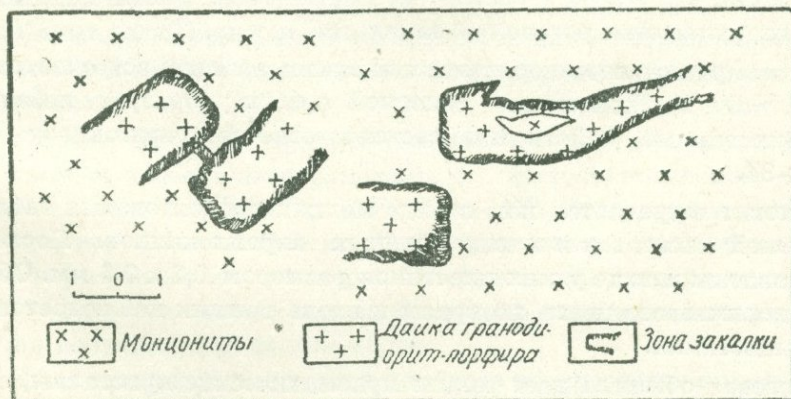


Рис. 2. Образование зоны эндоконтактовых диоритовых порфиритов при тупых выклиниваниях даек.

Из аксессуарных минералов наблюдаются магнетит и апатит.

В дайках гранодиорит-порфиоров того же этапа внедрения, но интродуцировавших в породы более основного состава — монциты в контактовых частях происходит обогащение не роговой обманкой, а биотитом и породы по своему составу приближаются к лампрофирам диоритового ряда — керсантитам.

В строении этих даек по мощности наблюдается та же закономерность, что и в вышеописанных. Так, в самом контакте дайки имеется зона закалки мощностью не более 2 см, это обычно коричневая до черного цвета порода без видимых вкрапленников, переходящая постепенно в светло-серую мелкозернистую породу с многочисленными порфировыми вкрапленниками пластинок биотита, достигающими 0,3—0,4 см в поперечнике. В расположении этих пластинок наблюдается некоторая ориентировка. Так, вблизи контакта размеры пластинок несколько меньше и они располагаются плоской стороной параллельно линии контакта. Чем дальше от приконтактной части, тем крупнее становятся пластинки биотита и в их расположении ориентировки не наблюдается. С удалением от зальбандов даек наряду с биотитом появляются вкрапленники калишпата и кварца, и порода по составу отвечает минеттам, переходящим в породы центральной части дайки.

Таким образом, переход от «контактного керсантита» к обычным гранодиорит-порфирам центральных частей даек происходит весьма постепенно. Мощность такой «керсантитовой» зоны не зависит от мощности даек, т. к. в одной и той же дайке мощность такой зоны колеблется в пределах от 30 до 70 см. Особенно четко выражено подобное явление при тупых выклиниваниях даек (рис. 2).

Под микроскопом порода из зоны закалки имеет криптокристаллическую структуру основной массы с редкими вкрапленниками удлинённых тонких пластинок биотита, единичными кристаллами роговой обманки. В зоне «контактных керсантитов» порода имеет лампрофировую структуру и состоит из плагиоклаза, биотита и незначительного количества роговой обманки, пироксена. Кроме того, порода обогащена рудными минералами и апатитом, а сфен встречается редко (см. табл. 1). Плагиоклаз основной массы образует небольшие сдвойникованные лейсты и по составу отвечает олигоклазу № 20 $2V = +84$.

Биотит встречается как в виде мелких продолговатых табличек в основной массе, так и в виде крупных вкрапленников. Последние представлены в виде узких пластинок размером 0,2 x 0,6 мм. Обычно темно-коричневого цвета, по краям и вдоль трещин наблюдается процесс выцветания.

Роговая обманка дает редкие призматические кристаллы, слабоокрашенные, зеленовато-бурые с плеохроизмом от зеленовато-бурого до слабо зеленоватого $cNg = 15^\circ$; $2V = -74^\circ$.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав пород

Название пород	Плагиоклаз	Биотит	Роговая обм.	Пироксен	Кали шпат + кварц	Акцессорные минералы + рудный минерал
Контактный диоритовый порфирит	63	5	25	—	5	2
Гранодиорит-порфир из интрузии порфировидных гранодиоритов	60	5	15	—	18	2
Контактный керсантит	61	21	4	3	5	6
Гранодиорит-порфир из интрузии монцонитов	58	5	15	—	20	2

Пироксен образует мелкие округлые зерна, заполненные непрозрачными продуктами разложения.

В центральной части даек порода имеет серовато-розоватую окраску с многочисленными вкрапленниками калиевого полевого шпата, плагиоклаза и роговой обманки. Размеры вкрапленников калишпата достигают 1,5 x 2 и 1,7 x 3 см.

Под микроскопом порода имеет порфировую структуру с микрогранитовой, местами микроаплитовой структурой основной массы.

Минералогический состав: плагиоклаз-андезин № 35—37, калишпат, роговая обманка, биотит, кварц и акцессорные минералы; среди темноцветных преобладает роговая обманка (см. табл. 1).

Плагиоклаз присутствует как в основной массе, так и в виде крупных вкрапленников, образуя хорошо ограненные кристаллы с четко выраженными двойниками по альбитовому закону. По составу отвечает андезину № 37, $2V = +88^\circ$.

Калиевый полевой шпат наблюдается как во вкрапленниках, так и в основной массе в виде ксеноморфных зерен и относится по составу к ортоклазу.

Роговая обманка образует удлиненные призматические кристаллы, темно-зеленые, с плеохроизмом от желтовато-зеленого по Nr до темно-зеленого по Ng. $cNg = 16^\circ$, $2v = -77^\circ$. Относится к ряду обычных роговых обманок. Биотит образует крупные пластинки, обычно темно-коричневого цвета с хорошо выраженным плеохроизмом.

Кварц встречается в основной массе, реже в виде вкрапленников, обычно неправильной формы зерна.

Из акцессорных минералов наиболее распространенными являются апатит и рудный минерал, реже встречается сфен. Циркон наблюдается крайне редко.

Химические анализы и числовые характеристики пород, приведенные в таблице 2, характеризуют породы как краевых фаций, так и породы центральных частей даек. Для сравнения в этой же таблице приведены числовые характеристики аналогичных пород по Дэли.

Анализы 1 и 2 характеризуют: первый породы центральной части дайки гранодиорит-порфира из интрузии порфировидных гранодиоритов, второй—гранодиорит-порфир из центра дайки секущей интрузию монзонитов. Анализ 3 характеризует «контактовые диоритовые порфириты». От однотипных пород, приводимых Дэли, эти породы отличаются несколько пониженным содержанием извести и повышенным содержанием кремнезема.

Таблица 2
Химические анализы пород

	1	2	3	4
SiO ₂	62,60	66,56	62,04	60,80
TiO ₂	0,59	0,32	0,33	0,20
Al ₂ O ₃	16,95	15,97	16,66	13,98
Fe ₂ O ₃	1,76	3,26	3,21	4,38
FeO	3,29	2,56	2,54	4,10
MnO	0,09	0,02	0,09	0,04
MgO	3,80	1,67	3,37	3,70
CaO	3,35	1,12	4,39	0,77
Na ₂ O	3,06	2,88	3,59	1,66
K ₂ O	3,17	4,90	3,02	7,02
H ₂ O ⁻	0,2	0,45	0,14	0,32
P ₂ O ₅	н. оп.	0,20	н. о.	0,30
п. п. п.	1,15	0,45	0,73	1,77
Сумма	99,81	100,36	100,11	99,04

Числовые характеристики пород по А. Н. Заварицкому

	1	2	Гранодиорит по Дэли	3	Диорит по Дэли	4	Керсантит по Дэли
a	11	13	12,4	11	10,3	14	11,4
c	5	1	4,5	4	6,9	1	5
b	11	13	8,3	15	17,0	18	22,2
s	73	73	74,8	70	65,8	67	61,4
f'	46	39	49,6	35	52	43	38
m'	52	22	39,7	43	34	35	50
c'	1	—	10,7	—	12,7	—	10,6
a'	—	38	—	23	—	17	—
n'	63	24	66,7	60	75,7	27	62

По таблице Дэли средних составов горных пород эти породы близки к группе гранодиоритов (см. рис. 3).

„Контактовые керсантиты“ представлены анализом 4. Здесь также наблюдается значительная разница в содержании извести („с“=1 против 5 по Дэли), а также темноцветных (в=18 вместо 22,2 по Дэли). Как видно из приведенной диаграммы (рис. 3), почти все проанализированные породы пересыщены глиноземом.

Изучение геологических условий, а также микроскопическое исследование пород, позволяет объяснить вышеописанные явления двойным образом. В первом случае в дайках, внедрившихся в уже остывшую интрузию порфировидных гранодиоритов, проис-

исходил процесс дифференциации, в течение которого благодаря тому, что вдоль контактов даек температура оказалась гораздо ниже, чем в центральных частях дайкового тела, произошло нарушение равновесия концентрации магматического расплава (правило Соре 1). Вследствие этого на периферии даек, как в наиболее охлажденных частях тела, произошла концентрация темноцветных минералов, в данном случае амфиббла. В дайках, генетически связанных с интрузией монзонитов, подобного явления не наблюдалось. Это объясняется тем, что дайки этого этапа внедрялись в не совсем еще остывшую среду, вследствие чего разница температур была незначительная.

Описываемые нами дайки внедрялись в совершенно остывшую закристаллизовавшуюся среду. Об этом же говорит и ярко выраженная отторочка закалки в отмеченных дайках.

В другом случае, т. е. в случае образования керсантитов на процесс дифференциации, накладывался еще и процесс ассимиляции. Процесс образования «контактовых керсантитов» наблюдался лишь в дайках, внедрившихся в амфиболсодержащие монзониты приконтактовой зоны.

Таким образом, в данном случае наряду с дифференциацией в дайке происходил привнос железа, возможно и некоторого количества калия из вмещающих пород, как это отмечал в своей работе Коржин-

ДИАГРАММА
ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ДАЙКОВЫХ ПОРОД

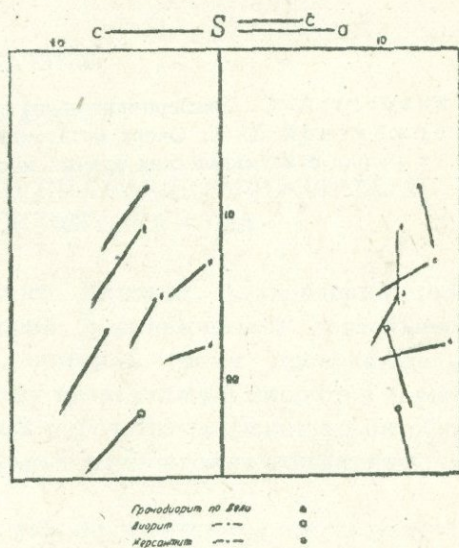


Рис. 3

ский Д. С. [2]. Вследствие этого в этих дайках произошло образование биотита, а не роговой обманки.

Дальнейшее более детальное изучение данного вопроса позволит осветить его более полно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзберг А. С., Экспериментальная петрография, Изд. ЛГУ, 1951.
2. Коржинский Д. С., Очерк метасоматических процессов, Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях, Изд. АН СССР, 1953.

Г. А. КАЗАРЯН

О ПОЛОСЧАТОМ СТРОЕНИИ ДИАБАЗ-ПОРФИРИТОВЫХ ДАЕК АЛАВЕРДСКОГО РАЙОНА

В геологической истории Малого Кавказа Алавердский район неоднократно являлся ареной бурной вулканической деятельности. Здесь имеются жильные породы, которые своим происхождением обязаны мезозойскому эффузивному вулканизму и являются корнями эффузивов. К этой группе жильных пород принадлежат альбитофиры (кварцевые и бескварцевые), жильные андезитовые порфириты, плагиогранит-порфиры.

Еще в большем количестве в районе отмечаются жилы различного состава, являющиеся результатом интрузивной деятельности в предсеноманское и предолигоценое время.

Среди жильных пород, связанных с интрузивной деятельностью, внутри каждого из вышеупомянутых интрузивных циклов выделяются породы двух этапов. Породы I этапа, являющиеся результатом дифференциации магмы на месте интродирования, представлены аплитами, пегматитами и жильными гранитами. Породы II этапа, являющиеся дифференциатами общего магматического очага, расположенного на больших глубинах, под обнажающимися интрузивами, представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, диоритовыми и кварцево-диоритовыми порфиритами и микроплагиогранитами.

Диабазовые порфириты, являющиеся объектом настоящего сообщения, пользуются в районе широким распространением. Эти дайки имеют в основном северо-восточное простирание с падением к северо-западу или юго-востоку под большими углами. Мощность их весьма различна и варьирует в широких пределах — от малых, измеряемых миллиметрами, до мощных, порядка 5—6 метров. Преобладают дайки мощностью 1—2 метра.

Дайки, имеющие полосчатое строение, по морфологическим и вещественным признакам полос делятся на два типа: дайки, относимые к первому типу, имеют полосчатость, обусловленную присутствием или отсутствием в отдельных полосках минералов, выполненных хло-

ритом или кальцитом, а у даек второго типа она обусловлена как бы «переслаиванием» пород, имеющих различный петрографический состав. С целью упрощения их названия в дальнейшем тексте они будут названы просто дайками с полосчатостью «первого типа» или «второго типа».

Дайки с полосчатостью «первого типа» широко распространены в районе Кошаберт (северо-восточнее г. Алаверды). Упомянутые дайки имеют полосчатую текстуру только в призальбандовой зоне (рис. 1).

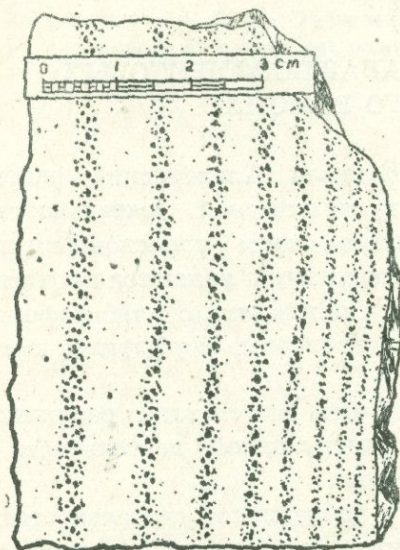


Рис. 1. Полосчатое строение эндо-контактной зоны диабаз-порфировой дайки (черные-миндалины).

Полоски очень богаты миндалинками, выполненными хлоритом, окрашенным в темно-зеленый цвет, и кальцитом. В сторону контактовой линии эти полосы приобретают буроватый оттенок, вследствие присутствия в них побуревшего вулканического стекла.

Размеры миндалин прямо пропорциональны мощностям отдельных полос, в которых они заключены. Наблюдается их уменьшение в сторону зальбандов, от 3—5 мм до долей миллиметра. Форма миндалин округлая, но довольно часто имеются и сплюснутые; последние обычно по длинной оси ориентированы согласно с общим направлением полосок.

Светлые полоски по составу соответствуют породе, слагающей центральные части дайки, но лишены миндалин или с небольшим количеством их.

Дайки диабаз-порфиров с «вторым типом» полосчатости в районе имеют очень ограниченное распространение и встречены в трех

Зоны с полосчатым строением симметрично [расположены по обеим сторонам дайки и не зависят от крутизны падения тел. Ширина полосчатых зон обычно находится в прямой зависимости от общей мощности дайки и колеблется для тел средней мощности от 5—10 до 15—20 сантиметров.

Макроскопически эти зоны представляют собой чередующиеся полосы, имеющие темно-зеленовато-бурый и зеленовато-серый цвет. Мощность каждой полоски колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 сантиметров, притом она заметно уменьшается по направлению к зальбандам.

Детальное макроскопическое и микроскопическое изучение показывает, что темноокрашенные по-

местах: одна—восточнее селения Алаверди, выше тропы, ведущей в ур. Кызыл-таш, вторая—на южном участке Алавердского месторождения, неподалеку от школы, а третья—в ущелье р. Лальвар, в 200 м выше устья Алавердского ручья.

Последняя дайка подверглась детальному изучению, результаты которых приводятся ниже.

Эта дайка диабазового порфирита прекрасно обнажена на правом борту ущелья по вертикали более чем на 70—75 метров. Мощность ее, равная примерно 5 м, у подножья обнажения, в вертикальном направлении несколько уменьшается и на высоте примерно 70 метров составляет 3,5 метра. Простираение дайки северо-восточное. Несмотря на зигзагообразный характер, местами с обратными направлениями падения, общее падение дайки северо-западное, под углом 75° . По простираению дайка прослеживается на 200 м, к востоку она перекрыта отвалами шахты № 3, а к западу осыпями склонов горы Джейран-оглы.

У основания обнаженной части (русло реки) дайка имеет следующее строение: средняя часть, шириною, равной, примерно, половине общей мощности, сложена диабазом, лишенным каких-либо признаков полосчатости, и представляет мелкозернистую породу зеленовато-серого цвета.

Далее, по обе стороны, симметрично, следуют зоны с полосчатым строением породы. Мощность каждой из этих зон (всего их 2) составляет примерно $\frac{1}{4}$ всей мощности дайки.

На левом борту ущелья дайка обнажается в виде обрыва высотой в 2 метра (рис. 2). Контакты с вмещающими порфиритами здесь неров-

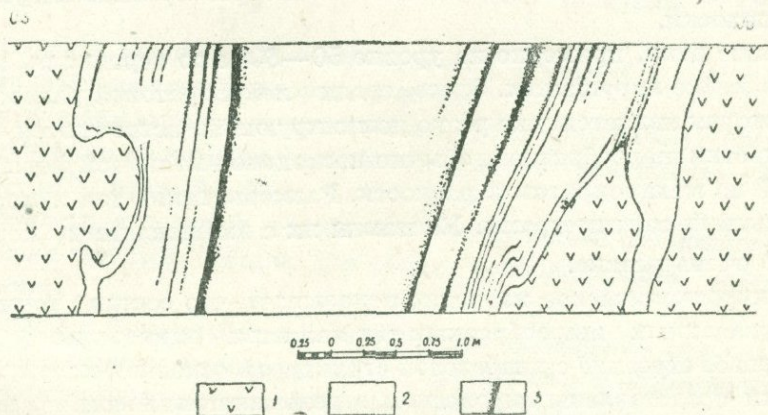


Рис. 2. Выход полосчатой дайки (II—тип) на левом берегу р. Лальвар. 1. Порфирит. 2. Лейкократовый диабазовый порфирит. 3. Меланократовый диабазовый порфирит.

ные, наблюдаются частые выступы и соответствующие углубления. У южного контакта в дайку захвачен обломок вмещающих пород, кото-

рый по длинной стороне направлен согласно с падением жильного тела. В продолжении этого обломка в дайке наблюдается увеличение темноцветных полосок.

Полосчатость дайки выражается чередованием полос, сложенных из лейкократовых и меланократовых разновидностей пород, состав которых колеблется в пределах диабаза.

Лейкократовая разность породы, образующая более мощные полосы, нежели темно-окрашенные, является вмещающей. Мощность темноцветных полосок колеблется от нескольких миллиметров до 10—20 см.

Контакты указанных полосок то резкие, то совершенно постепенные и не обнаруживают зависимости от мощности.

Постепенный переход от одной разновидности в другую выражается в постепенном увеличении в светлой разности количества темноцветных минералов до полного перехода в меланократовую.

Меланократовые полосы, имеющие мощность 10—20 см, прослеживаются по вертикали в несколько десятков метров. Маломощные (от 1 до 10—15 мм) не пользуются этим преимуществом и зачастую исчезают через несколько метров или даже десятков сантиметров.

Иногда среди светлых полосок наблюдаются участки, также резко высянутые по падению, обогащенные темноцветными минералами, но не до такой степени, чтобы назвать их меланократовыми разностями.

В нижней половине обнаженной части дайки довольно часто встречаются меланократовые полосы, в которых нередки утолщения или узлы, имеющие мощность, в несколько раз превышающую мощность полоски.

Выше реки, примерно на уровне 50—60 м по вертикали, зональность в дайке нарушается. Здесь, среди лейкократовой разности пород, которая является уже резко доминирующей, встречаются отдельные участки шарообразной, обычно несколько вытянутой формы, сложенной из меланократовой разности. Размеры таких тел измеряются несколькими сантиметрами. Контакты их с вмещающими породами обычно очень резкие.

Микроскопическое изучение показывает, что состав темных полос и указанных шарообразных тел является одинаковым; имеют порфиоровое строение с диабазовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены пироксеном и реже плагиоклазом.

Плагиоклаз во вкрапленниках имеет состав кислого лабрадора (№ 55—57) и довольно сильно резорбирован основной массой, а в последнем соответствует андезину (№ 40—42).

Пироксен бесцветный с хорошо выраженными следами спайности, с : $Ng=38^{\circ}$, $Ng-Np=0,029$, принадлежит диопсиду. Для вкрап-

ленников пироксена довольно характерна деформированность и волнистое погасание.

Вкрапленники плагиоклаза и пироксена аллотриоморфны относительно друг друга, но к минералам более поздней генерации, которыми являются пироксен и плагиоклаз основной массы, обнаруживают идиоморфизм. В основной массе плагиоклаз обнаруживает идиоморфизм по отношению к пироксену, чем и подчеркивается диабазовый характер структуры.

Для пород темной разности очень характерно присутствие неправильных зерен кварца.

Аксессуарными являются апатит, рудный минерал.

В качестве вторичных минералов присутствуют хлорит, серицит, карбонат.

Количественно-минералогические подсчеты дали следующие результаты: плагиоклаз—52%, пироксен—41%, рудный—7%.

Лейкократовые полосы макроскопически представляют породы светло-зеленовато-серого цвета с плотным сложением. Под микроскопом структура микропорфировая, где в качестве вкрапленников преимущественно представлен плагиоклаз (пироксен встречается крайне редко).

Плагиоклаз во вкрапленниках, так же как и в основной массе, представлен идиоморфными зернами, в промежутках которых располагаются сравнительно мелкие зерна пироксена.

Пироксен бесцветный, $c : Ng=48^\circ$, $Ng-Np=0,019$ и принадлежит, по-видимому, диопсиду, богатому железом (близкий геденбергиту).

Аксессуары, игольчатый апатит, рудный минерал.

Вторичные продукты: хлорит, пелит.

Количественно-минералогические подсчеты показывают следующее соотношение породообразующих минералов: плагиоклаз—71%, пироксен—24%, рудный—5%.

Темноцветная разность отличается сравнительно мелкозернистостью, нежели светлый, общим для обеих разновидностей является альбитизация.

Перейдем к рассмотрению воззрений происхождения полосчатых текстур изверженных горных пород, останавливаясь в особенности на диабаз-порфириновых дайках Алавердского района.

Полосчатое строение у магматических тел в природе встречается нередко и часто наблюдается у габбро и сиенитов, для гранитов же оно очень редко и выявляется в энедоконтактных частях интрузивов.

Причины образования пород с полосчатой текстурой в литературе обсуждались неоднократно, и со стороны различных авторов этот процесс получил различное толкование. Необходимо отметить, что

большинство их признает, что первичная полосчатость является одним из трудно объяснимых явлений природы.

Описывая полосатое габбро Урала, Ю. Ф. Левинсон-Лессинг [1], как известно, предполагает, что они получились из эмульсионобразной массы, в которой участки одного состава плавали в массе другого, не сливаясь с ним. При передвижении такой эмульсии под влиянием дислокационных усилий гигантские капли вытягивались в полосы, перпендикулярные к направлению горообразующих сил.

Характерный пример полосчатого строения жильного тела, как известно, описан А. А. Полкановым [2]. Это несимметричная пологопадающая дайка диабаз, у висячего бока которого наблюдается несколько поясов, обогащенных вкрапленниками плагиоклаза. Внутри каждого пояса, в свою очередь, также наблюдается обогащение вкрапленниками у висячего бока. Это явление автор объясняет всплыванием вкрапленников плагиоклаза в жидкой магме вследствие разницы в удельных весах кристаллов и расплава, а наличие нескольких поясов, как он предполагает, указывает на последовательность возникновения их одного после другого. Причины подобного распределения плагиоклазовых вкрапленников А. А. Полканов находит в пологом залегании дайки, т. е. диабазовые дайки, довольно часто встречающиеся в районе, также богаты вкрапленниками плагиоклаза, но имеющие крутые падения, не обнаруживают подобного полосчатого строения.

Анализ фактического материала приводит нас к следующему толкованию вопроса о полосчатых текстурах диабаз-порфиритовых даек Алавердского района.

Полосчатость даек, обусловленная, несомненно, присутствием или отсутствием миндалин в отдельных зонах, своим происхождением обязана наличию газов в магме, выполняющей трещину.

Как известно, магма представляет из себя трехфазную систему, которая устойчива в определенных условиях. При подъеме по узкому коридору (при растяжении земной коры), вследствие уменьшения внешнего давления, устойчивость этой системы нарушается и создаются условия, способствующие газовой фазе выходить из системы и обособиться в виде пузырьков.

Линейное расположение пузырьков у зальбандов может иметь следующее объяснение. Магма, поднимающаяся по узкой трещине, проложенной в жестокой холодной среде, у стен имела повышенную вязкость и меньшую скорость движения, чем в центральных частях канала. В этой связи логично предположить, что и пузырьки, присутствующие в движущейся массе в разных участках канала, могли иметь различные скорости. Пузырьки, расположенные у стен, количество которых увеличивается вследствие стеснения их движущейся магмой из центральной части канала, из-за большей вязкости рас-

плава не имели возможность продвигаться вверх, а сравнительно холодные стены способствовали их быстрому затвердеванию. Надо полагать, что условия, способствующие образованию пузырьков, часто менялись, вследствие чего, разные порции магмы, богатые или бедные газами, проходившие через определенный отрезок канала, у стен оставляли некоторые части своей массы, которые были то богатыми пузырьками, то бедными. В результате этого на стенках канала, совершенно симметрично, нарастали слои, в которых присутствуют или отсутствуют миндалины (первоначально пузырьки).

Отсутствие пузырьков в центральной части жилы может объясняться тем, что на последнем этапе, в магме, выполняющей трещину, увеличивалось внешнее давление, т. к. восстанавливались прежние условия, являющиеся благоприятными для существования упомянутой трехфазной системы и одновременно препятствующими образованию газовых пузырьков. Восстановление же высокого внешнего давления может быть обусловлено либо полным закупориванием выхода щели на дневную поверхность (если это имело место), либо прекращением режима растяжения, в условиях которого, как известно, происходит вторжение магмы в верхние ярусы коры.

Не задаваясь целью дать исчерпывающее объяснение образования полосчатых текстур, мы предлагаем более приемлемое на наш взгляд объяснение образования полосчатости пород, описанное как вторым типом. Факты переходов ксенолитов в вертикальном направлении в темноцветные разности у основания обнаженной части дайки, наличие утолщенных участков внутри отдельных полосок в средних участках дайки, и в конце-концов исчезновение полосчатости с одновременным появлением в светлоокрашенной разности пород участков округлой формы, сложенных из меланократовых разностей в самых верхних горизонтах дайки, приводят к заключению, что все они органически связаны друг с другом и являются отдельными ступенями развития единого процесса. Общий ход развития этого процесса нам представляется следующим образом:

Магма, по составу близкая к андезитовой, под большим давлением вторгаясь в приоткрывшую щель, разламывала и приволакивала за собой обломки вмещающих пород, представленных различными эффузивными породами основного состава.

О наличии в нем высокого давления свидетельствуют катеклазировавшие зерна пироксена, отсутствующие в дайках аналогичного состава, но не имеющих полосчатое строение. Обломки вмещающих пород, захваченные движущейся магмой, все время придерживались вблизи контактов, так как скорость движения жидкости в средней части потока больше, чем у стенок.

Некоторая часть этих обломков, находясь сравнительно долгое время в расплаве, подвергалась ассимиляции, вследствие чего грани-

цы их стали расплывчатыми. Обломки, которые попали в магму позже и, следовательно, находились в нем сравнительно короткое время, слабо или совершенно не подвергались метаморфизму, поэтому они с вмещающей лейкократовой породой имеют резкие и четкие границы.

Под воздействием высокой температуры и давления эти включения, прижатые к стенкам канала, приобретали некоторую пластичность, способствующую к истечению, и, будучи захваченными движением магмы, вытягивались в виде полосок, параллельных зальбандам дайки.

В фронтальной части движущейся магмы не создавались благоприятные условия для вытягивания обломков, и потому в этой части они обособлены в виде крупных капель с резкими границами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левинсон-Лессинг Ф. Ю.—Избранные труды, том IV, 1954.
2. Полканов А. А.—Несимметрическая дайка диабаз с побережья Кольского фьорда, Труды Ленинградского об-ва естествоиспытателей природы, т. III вып. 4, 1928.

А. Г. КАЗАРЯН

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ДЖИНДАРИНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Джиндаринское медно-молибденовое месторождение находится в Мегринском районе Армянской ССР, на восточном склоне Зангезурского хребта.

В связи со сходством геологического строения, структурных особенностей и морфологии рудных тел Джиндаринское месторождение и его Ала-Гюнейский участок, расположенный в 1,5 км к югу от центрального участка, будут рассматриваться совместно.

Джиндаринское месторождение и его Ала-Гюнейский участок приурочены к эндоконтакту интрузива порфириовидных гранодиоритов с монцонитами.

Непосредственно в приконтактной части порфириовидные гранодиориты переходят в типичные гранодиорит-порфиры. Приконтактная часть монцонитового интрузива с порфириовидными гранодиоритами представлена кварцевыми диоритами, гранодиоритами, габбро-диоритами, постепенно переходящими в сиенито-диориты.

Основное промышленное оруденение локализовано в гранодиорит-порфирах, в меньшей мере в кварцевых диоритах, гранодиоритах. Оруденение на месторождении представлено прожилково-вкрапленным типом и развито весьма неравномерно. На общем фоне оруденелых пород выделяются зоны промышленных руд северо-западного простирания. Внутри этих зон отчетливо выделяются участки интенсивно окварцованных оруденелых пород. По данным буровых скважин, зоны промышленных руд имеют пологое падение на северо-восток.

На основании взаимопересечения различных по составу прожилков, характеризующихся определенной парагенетической ассоциацией минералов, выделены следующие последовательные стадии минерализации:

1. Кварц-молибденитовая.
2. Кварц-халькопиритовая.

3. Кварц-пиритовая.
4. Кварц-галенит-сфалеритовая.
5. Анкеритовая.
6. Гипсовая (ангидритовая).

Кварц-молибденитовая стадия условно отнесена к ранней. Следует отметить, что на соседних Каджаранском и Айгедзорском месторождениях кварц-молибденитовая стадия отчетливо ранняя.

На Джиндаринском месторождении и его Ала-Гюнейском участке выделяются три этапа изменения пород.

1. Контактново-метасоматические изменения (биотитизация).
2. Гидротермальные изменения, связанные со стадиями минерализации.
3. Пострудные изменения.

1. КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Контактно-метасоматические изменения выразились в биотитизации пород. Биотитизированные кварцевые диориты, гранодиориты широко развиты на Ала-Гюнейском участке. В горных выработках наблюдаются гнездообразные выделения биотита в тесной ассоциации с магнетитом, которые в поперечнике достигают до 10—15 см. Переходы их во вмещающие породы постепенные. Тесная ассоциация магнетита и биотита с взаимопроникновениями указывает на одновременное их образование.

2. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ СО СТАДИЯМИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Гидротермальные изменения, сопровождающие отдельные стадии минерализации проявляются с различной интенсивностью. Ранние стадии: кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, сопровождаются слабыми изменениями.

Интенсивные гидротермальные изменения связаны со средней стадией (кварц-пиритовой). Весьма слабо развитая кварц-галенит-сфалеритовая стадия сопровождается серицитизацией пород.

Гидротермальные изменения, сопровождающие кварц-молибденитовую стадию

Вмещающие породы руд кварц-молибденитовой минерализации—кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры серицитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы. Структура кварцевых диоритов, гранодиоритов—среднезернистая, монзонитовая; гранодиорит-порфиров—порфировая. Плагноклазы подвержены серицитизации, карбонатизации; биотит и роговая обманка—хлоритизации, кар-

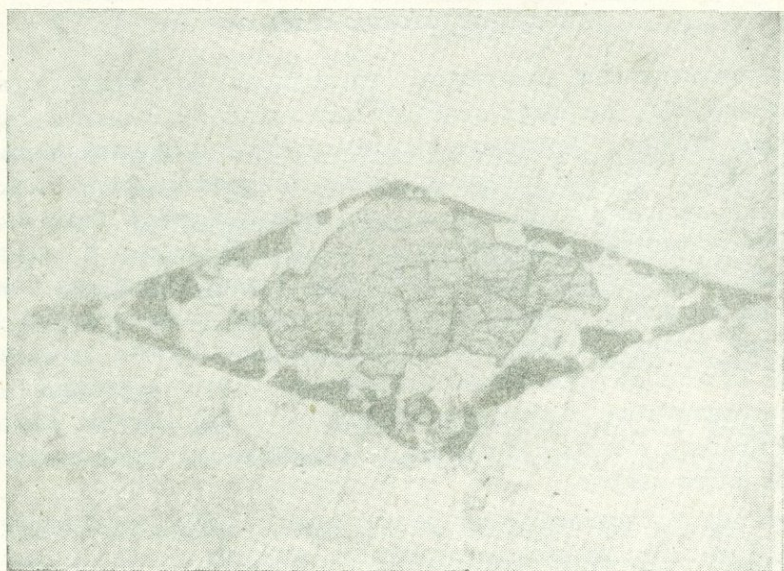
бонатизации. Калиевый полевой шпат всегда остается свежим. Количество вторичных минералов не превышает 15—20%.

*Гидротермальные изменения, сопровождающие
кварц-халькопиритовую стадию*

Замещающие породы руд промышленной кварц-халькопиритовой стадии—гранодиорид-порфиры хлоритизированы, серицитизированы, карбонатизированы и окварцованы.

Последние имеют исключительно широкое распространение. Они представляют собой фон, на котором выделяются участки интенсивно окварцованных оруденелых пород. Структура породы порфировая, основной массы—микрогранулитовая. Количество вторичных минералов составляет 15—25%. Вкрапленники плагиоклаза замещаются серицитом, карбонатом, кварцем. Калиевый полевой шпат обычно свеж. Темноцветные минералы подвержены хлоритизации, зачастую они полностью замещены хлоритом и карбонатом, в то время как плагиоклазы слабо серицитизированы.

Чешуйки биотита полностью переходят в хлорит и лейкоксен,



Фиг. 1. Копьевидный кристалл сфена с продуктами разложения.
Шлиф. ув. 100х Николи II.

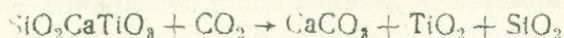
последний выделяется по спайности хлорита. Хлорит имеет светло-зеленый цвет. $N_m=1,590 \ 0,002$; $N_g-N_p=0,003$. Плеохроизм по N_g —зеленый, N_m —зеленый, N_p —желтовато-зеленый.

Роговая обманка обычно замещается хлоритом и карбонатом. Хлорит замещает роговую обманку по двум направлениям спайности,

образуя как бы решетку. Карбонат выполняет внутренние части решетки. В ряде случаев устанавливаются обратные соотношения, когда карбонат образует решетку, а хлорит выполняет промежутки между ними.

На отдельных интервалах выработок вмещающие породы хлоритизированы, серицитизированы, окварцованы и интенсивно оруденелы. Окварцевание пород обусловлено содержанием значительного количества кварц-сульфидных прожилков, пересекающих вмещающую породу во всех направлениях.

Из аксессуарных минералов подвергается гидротермальному изменению сфен. Последний нередко представлен кошпевидными кристаллами и местами подвергается разложению (рис. 1). В центральной части кристалла наблюдаются свежие зерна сфена. К периферии сфен полностью замещен кальцитом, кварцем и мелкими кристалликами рутила. Последний образует прерывистую кайму вокруг кристалла. Кальцит и рутил образовались, очевидно, по реакции:



Гидротермальные изменения, сопровождающие кварц-пиритовую стадию

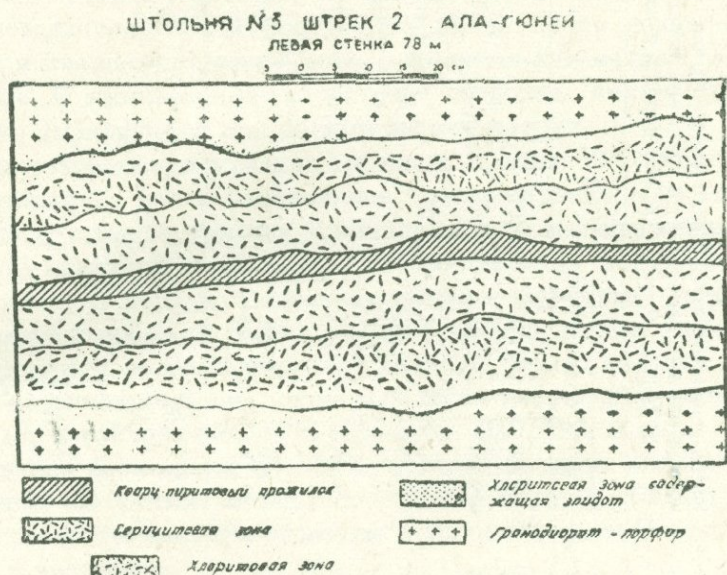
Гидротермальные изменения в гранодиорит-порфирах, гранодиоритах, кварцевых диоритах наиболее интенсивно проявились в кварц-пиритовую стадию. Пиритовые прожилки незначительной мощности, в большинстве случаев сопровождаются макроскопически оторочкой осветления, мощностью до 1 см, представляющей собой породу кварц-серицитового состава (участок Ала-Гюней). Кварц-серицитовая оторочка макроскопически имеет светло-серый цвет. Под микроскопом структура лепидобластовая. Минералогический состав: кварц, серицит, пирит, хлорит, карбонат. Кварцевые вкрапленники гранодиорит-порфира отчетливо отличаются от вторичного мелкозернистого кварца, образовавшегося за счет разложения полевых шпатов. Мелкозернистый кварц в тесных срастаниях с серицитом корродирует кристаллы первичного кварца.

Серицит представлен тонкозернистыми чешуйками с размерами 0,02—0,8 мм. По оптическим свойствам серицит близок к фенгиту: $N_g = 1,583 \pm 0,002$, $N_m = 1,580 \pm 0,002$, $N_p = 1,56 \pm 0,002$, $2v = -32^\circ$, $N_g - N_p = 0,027$.

Темноцветные минералы замещены серицитом, карбонатом и меньше хлоритом. Пирит составляет около 3%, образовавшись, по-видимому, за счет железа в процессе разложения темноцветных минералов.

Близ пиритовых прожилков, мощностью 5—6 см, наблюдается характерная метасоматическая зональность боковых пород. Макро-

скопически выделяются две зоны. Непосредственно близ прожилка располагается кварц-серицитовая (серицитовая зона), которая постепенно, но довольно отчетливо переходит в кварц-серицит-хлоритовую (хлоритовую) зону (рис. 2). В подобных случаях мощность светлой



Фиг. 2

кварц-серицитовой каймы достигает до 5 см, а темно-зеленой кварц-серицит-хлоритовой—3,5—4 см. Такое расположение метасоматических зон сохраняется даже при пологих углах падения прожилков.

Минералогический состав и структурные особенности кварц-серицитовой породы вполне тождественны вышеописанному.

Кварц-серицит-хлоритовые породы под микроскопом имеют лепидобластовую структуру; состоят из кварца, хлорита, серицита, карбоната, эпидота, рудного минерала.

Кварц так же, как и в кварц-серицитовой оторочке встречается вкрапленниками и мельчайшими зернами в тесных срастаниях с серицитом.

Количество хлорита составляет около 20%. Он находится в тесных срастаниях с серицитом и карбонатом и отчетливо развивается по полевым шпатам. Отдельные зерна эпидота присутствуют во внешней части кварц-серицит-хлоритовой оторочки. Необходимо отметить почти полное отсутствие в описанных породах акцессорных минералов.

Сравнение химических анализов и минералогического состава свежего порфира и метасоматически измененных пород (табл. 1) позволяет заключить, что количество трехвалентного железа в кварц-серицитовой породе меньше по сравнению с кварц-серицит-хлоритовой,

Таблица 1

Химико-минералогическая характеристика свежего гранодиорит-порфира и гидротермально измененных пород

Окислы	Гранодиорит-порфир (объем. вес 2,61)		Кварц-серицит-хлоритовая порода (объем. вес. 2,51)		Кварц-серицитовая порода (объем. вес 2,55)		Увеличение (+) или уменьшение (-) в гран. при переходе 100 см ³ свежей породы в измененную			
	1		2		3		3-1		2-1	
	%	объем в %	%	объем в %	%	объем в %				
SiO ₂	65,75	171,60	65,86	165,30	68,48	171,62	+3,02			-6,30
TiO ₂	0,32	0,83	0,42	1,05	0,23	0,71		-0,12	+0,22	
Al ₂ O ₃	14,25	37,19	14,21	35,67	13,69	34,91		-2,28		-1,2
Fe ₂ O ₃	1,70	4,43	3,99	10,01	2,17	5,53	+1,10		+5,58	
FeO	1,76	4,59	3,51	8,81	4,26	10,86	+6,27		+4,22	
CaO	2,35	6,13	1,07	2,68	0,25	0,63		-5,50		-3,45
MgO	2,02	5,27	3,43	8,60	0,73	1,86		-3,41	+3,33	
MnO	0,01	0,02	0,10	0,25	—	—				
K ₂ O	4,64	12,11	2,08	5,22	4,68	11,93		-0,18		-6,89
Na ₂ O	4,08	10,65	0,99	2,48	—	—				-8,17
H ₂ O	0,30	0,78	—	—	—	—				
п. п. п.	2,17	5,66	3,78	9,49	4,29	10,94	+5,28		+3,83	
Сумма	99,35	259,26	99,44	249,53	98,78	254,42				
Кварц		23,5		51,0		55,0				
Плагиоклаз		35,4		—		—				
Кал. пол. шпат		34,5		—		—				
Биотит		5,3		—		—				
Рогов. обманка		4,3		—		—				
Серицит		—		26,0		33,2				
Хлорит		—		20,0		1,0				
Карбонат		—		2,0		1,8				
Рудный мин.		1,0		1,0		4,0				
+ акцессорц.		—		—		—				

что обусловлено повышенным содержанием хлорита в кварц-серицит-хлоритовой зоне. При формировании кварц-серицитовой оторочки происходит отчетливый вынос кальция и магния. Повышенное содержание магния в кварц-серицит-хлоритовой зоне, очевидно, свидетельствует о частичном его переносе из кварц-серицитовой зоны. Примечательно поведение щелочей. Содержание калия, почти равное в свежем порфире и кварц-серицитовой зоне, в то время как натрия полностью выносятся. В кварц-серицит-хлоритовой оторочке количество калия несколько уменьшается при полном выносе натрия.

Гидротермально измененные породы, чрезвычайно сходные с вышеописанными, имеют площадное распространение на восточном фланге центрального участка Джиндаринского месторождения, образовавшись исключительно за счет габбро-диоритов. Макроскопически это светло-серые породы. Под микроскопом — структура гранобластовая. Минералогический состав: кварц, серицит, пирит, реже присутствуют реликты полевых шпатов и мелкие зерна апатита. Порода состоит из изометрических, округлых зерен кварца (0,3—0,6 мм), находящихся в войлоке кварца и серицита (0,01—0,05 мм). Крупные зерна кварца составляют 60—65% породы. Серицит является одним из главных составных частей описываемой породы. Содержание его доходит до 40%. Чешуйки серицита, либо огибают, либо местами проникают в последние.

Изометрически округлые зерна пирита облекаются со всех сторон серицитом. Зерна пирита (0,01—1 мм) развиты неравномерно и в виде вкрапленников, а местами жилкообразных выделений, находятся исключительно в сериците.

Сравнение данных химических анализов свежих и измененных пород с их минералогическим составом (табл. 2) показало, что при образовании кварц-серицитовых пород происходит значительное повышение кремнезема. Отчетливый привнос устанавливается для K_2O , фиксируемый в сериците. Примечательно поведение Al_2O_3 . Вынос его вполне ощутим. Значительный вынос наблюдается для CaO , Fe_2O_3 , FeO и, меньше, для MgO . Кварц-серицитовые породы, образовавшиеся за счет габбро-диоритов, мы склонны рассматривать как синхронные образования с кварц-пиритовой стадией, в связи с тем, что наблюдаемые оторочки осветления вдоль кварц-пиритовых прожилков представляют чрезвычайно сходные образования с таковыми. Каемки осветления вдоль прожилков являются результатом околотрецинного метасоматоза, кварц-серицитовые породы, имеющие площадное развитие, образовались в результате инфильтрации гидротермальных растворов по межпоровым пустотам.

Изучение минералогического состава руд и гидротермально измененных пород дает возможность проследить изменение состава и характера раствора во времени. Ранняя кварц-молибденитовая стадия

Таблица 2

Химико-минералогическая характеристика свежего и гидротермально измененного габбро-диорита

Окислы	Габбро-диорит (объем. вес. 2,78)		Кварц-серицитовая порода (за счет габбро-диорита) (объем. вес 2,52)		Увеличение (+) или уменьшение (-) в граммах при переходе см ³ свежей породы в измененную	
	1		2		2-1	
	%	объем в %	%	объем в %		
SiO ₂	50,00	188,00	71,82	180,98	+42,98	
TiO ₂	1,18	3,25	0,24	0,60		- 2,65
Al ₂ O ₃	16,85	46,58	12,68	31,95		-14,63
Fe ₂ O ₃	8,00	22,08	2,17	5,47		-16,61
FeO	4,92	13,57	0,58	1,46		-12,11
MnO	0,19	0,52	0,04	0,10		- 0,42
CaO	9,62	26,55	3,08	7,76		-18,79
MgO	3,90	10,76	1,63	4,10		- 6,66
Na ₂ O	2,06	5,69	0,82	2,06		- 3,63
K ₂ O	1,40	3,86	4,46	10,23	+ 6,37	
п. п. п.	2,60	7,18	2,00	5,04		- 2,14
-H ₂ O	—	—	0,85	2,14	+ 2,14	
Сумма	100,72	276,94	100,97	252,80		
Плагиоклаз		63,4		—		
Роговая обманка		24,5		—		
Калиевый пол. шпат		4,0		—		
Кварц		4,5		60,0		
Серицит		—		57,9		
Рудный миндрал		3,6		2,1		

имеет незначительное развитие. Основными рудными минералами являются молибденит, в подчиненном количестве присутствуют халькопирит, магнетит. Гидротермальные изменения выражены слабо в серицитизации и хлоритизации пород. В кварц-халькопиритовой стадии происходит повышение содержания меди в растворе, на это указывают широко развитые минералы—халькопирит, гипогенный борнит. В незначительном количестве присутствует молибденит. Пирит встречается спорадически. В растворе этой стадии минерализации железо также находилось в значительных количествах. Последнее, обладая большим сродством с кислородом, приводит к образованию магнетита, который разъедается и замещается поздними сульфидами. Гидротермальные изменения выражены в хлоритизации, серицитизации, карбонатизации.

Если во второй стадии минерализации преобладающим минералом являются халькопирит и борнит, то в третьей стадии главным рудным минералом является пирит. Происходит резкое уменьшение содержания меди в растворе и значительное повышение концентрации железа. Образование первых трех стадий происходило в щелочной среде (серицитизация, хлоритизация пород). Последующая кварц-галенит-сфалеритовая стадия характеризуется преобладанием Pb и Zn в растворе.

Основными минералами более поздней анкеритовой стадии является анкерит и кварц.

Завершающая стадия гидротермального этапа—гипсовая. Таким образом отчетливо наблюдается смена характера раствора от щелочных к кислым. Возможно гипс является продуктом гидратации ангидрита.

3. ПОСТРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Пострудные изменения выразились в аргиллизации пород. Аргиллизированные гранодиорит-порфиры развиты в северо-западной части центрального участка месторождения вдоль пострудной зоны дробления, имеющей северо-восточное простирание, мощностью до 25 м. Макроскопически аргиллизированные породы имеют белый цвет, структура породы не сохраняется.

Аргиллизация пород проявляется совершенно обособленно от оруденелых участков. Это обстоятельство указывает на разрыв во времени процесса аргиллизации и оруденения. Пострудный возраст аргиллизации устанавливается на основе пересечения анкеритовых прожилков трещинами, вдоль которых отчетливо наблюдается ореол аргиллизации. Приуроченность аргиллизированных пород к безрудной зоне дробления, характеризующаяся интенсивным капезом вод, затухание аргиллизации на глубину—все это дает основание относить аргиллизацию к гипергенному генезису.

Заключение

1. Гидротермальные изменения вмещающих пород связаны с определенными стадиями минерализации. Ранние стадии (кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая) сопровождаются слабыми изменениями: хлоритизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация. Интенсивное гидротермальное изменение связано с кварц-пиритовой стадией: хлоритизация, серицитизация, окварцевание, карбонатизация. В поздних стадиях гидротермальные изменения выражены слабо.

2. С слабо гидротермально измененными породами связано прожилково-вкрапленное оруденение и поэтому они могут быть использованы в качестве поискового признака.

Кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые породы не представляют интереса при разведке в связи с тем, что они связаны с кварц-пиритовой стадией, которая пространственно обособлена от ранних промышленных стадий. При поисково-съёмочных работах в районе месторождения кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые породы представляют некоторый интерес с точки зрения выявления участков развития ранних стадий минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г., Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. „Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях“, М., 1955.
2. Бородаевская М. Б., О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале, ЗВМ о-ва, ч. XXIII, № 2-3, 1944.
3. Коржинский Д. С., Очерк о метасоматических процессах. В кн. „Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях“, М., 1955.

К. А. КАРАМЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИКИ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЛИЧСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Личская группа медно-молибденовых месторождений находится в Мегринском районе Армянской ССР и располагается на восточных отрогах Зангезурского хребта, примерно, в среднем течении р. Мегри. В нее входят отдельные месторождения и проявления — Джиндаринское, Алагюнейское, Шорджур и Мегригет, которые на основе однотипности геологических структур, морфологических особенностей рудных тел, общности геологической обстановки, одновременности образования и минералогическим ассоциациям могут быть объединены в Джиндара-Алагюнейский и Шорджур-Мегригетский участки.

Значительным развитием в районе пользуются изверженные породы, слагающие крупный Мегринский плутон, формирование которого происходило в несколько интрузивных фаз. С. С. Мкртчян, С. А. Мовсесян выделяют для центральной части Зангезурского хребта три последовательных фазы в порядке внедрения: 1. монцониты, 2. банатиты, 3. порфиридные гранодиориты.

1. *Джиндара-Алагюнейский участок* находится на расстоянии 0,5 км южнее села Личк, расположен по обе стороны ручья Джиндара и вдоль ручья Алагюней.

В геологическом отношении Джиндара-Алагюнейский участок приурочен к эндоконтактной зоне порфиридных гранодиоритов с монцонитами. Контактная линия между порфиридными гранодиоритами и монцонитами имеет почти меридиональное простирание и характеризуется весьма извилистым очертанием с многочисленными апофизами, заливообразными выступами и внедрениями порфиридных гранодиоритов в монцониты, на основе чего устанавливается более молодой возраст порфиридных гранодиоритов. Крупный заливообразный выступ намечается на самом Джиндаринском месторождении.

В эндоконтактной полосе порфиридных гранодиоритов образовалась типичная зона гранодиорит-порфиров, представляющая собой зону закалки. Здесь развиты типичные гранодиорит-порфиры, которые

характеризуются резкой разницей между порфировыми вкраплениями и размером зерен основной массы. Постепенно, с удалением от контакта, структура основной массы делается равномерно крупнозернистой, и порода переходит в типичные порфировидные гранодиориты.

Аналогичное явление наблюдается при изучении кернa скважин, когда порода с глубиной переходит из порфиров в порфировидные гранодиориты со среднезернистой основной массой.

Зона гранодиорит-порфиров имеет прерывистый характер и непостоянную ширину. Наибольшей мощности порфиры достигают на участках выступов и апофиз.

Породы монцонитовой интрузии характеризуются разнообразием состава, образующим постепенные переходы друг в друга. Среди монцонитов выделяются следующие разновидности: монцониты, кварцевые диориты, габбро-диориты.

В геологическом строении Джиндаринского месторождения участвуют и жильные породы, хотя они и не многочисленны. По составу среди даек выделяются диорит-порфириты, лампрофиры и дайки аплит-пегматитового состава. В возрастном отношении дайки аплит-пегматитового ряда являются более ранними в отношении диорит-порфиритов и лампрофиров. Возрастные взаимоотношения оруденения с дайками устанавливаются довольно отчетливо на основе многочисленных пересечений даек рудными прожилками.

Район Джиндара-Алагюнейского участка характерен развитием многочисленных тектонических нарушений, образующих серии крупных и сравнительно небольших тектонических швов сколового характера, заполненных материалом дробления, что свидетельствует о смещении вдоль указанных швов. Амплитуда смещений указанных нарушений изменяется в большом интервале: от нескольких сантиметров до десятков метров (30—40 м).

На участке Джиндаринского месторождения северо-западные нарушения образуют две обособленные зоны. Одна зона тектонических швов сосредоточена в восточной части месторождения у контакта порфировидных гранодиоритов с монцонитами, другая — на западном фланге месторождения. Западная зона принимается почти всеми исследователями за Дебаклинский разлом, который многие исследователи протягивают беспрерывно как на север, так и на юг.

Указанные зоны, как их называют, — «разломы», представляют собой серию сближенных более или менее крупных тектонических швов с максимальной амплитудой смещения — до 30—40 м. Как в западной, так и в восточной зоне тектонических нарушений отмечается взаимное пересечение и смещение различных швов с одним и тем же простиранием, но различным падением. Более того, указанные тектонические нарушения не имеют значительного протяжения, а кулисообразно сменяют друг друга. Это свидетельствует о том, что зона тек-

тонических швов формировалась в течение нескольких периодов тектонических деформаций и, естественно, не может быть отнесена к категории региональных нарушений со значительными амплитудами смещения.

Оруденение на Джиндаринском месторождении развито весьма неравномерно и характеризуется развитием интенсивно оруденелых зон и полос на фоне относительно бедного вкрапленного оруденения. Развитие таких обогащенных зон связано с густой сетью прожилков.

Такие обогащенные рудные зоны имеют северо-восточное простирание и характеризуются местами весьма причудливыми очертаниями. Переходы между указанными в различной степени оруденелыми участками постепенны, однако отмечаются участки, где интенсивно оруденелые зоны имеют довольно отчетливые и резкие границы.

В общем, несмотря на неравномерность развития оруденения, оно в основном приурочено к эндоконтакту гранодиорит-порфиоров.

Минерализация на Джиндара-Алагюнейском участке проявилась весьма сложно. Здесь можно выделить как минерализацию контактово-метасоматического этапа, так и типичные гидротермальные образования.

К контактово-метасоматическим образованиям относится *магнетит-биотитовая стадия*, которая развивается исключительно в эндоконтактной полосе гранодиорит-порфиоров и не уходит от контакта более чем на 50—60 м. Магнетит-биотитовая минерализация развивалась в условиях весьма слабой деятельности тектонических подвижек, что сказывается в характере минерализации и морфологии рудных тел. Минерализация приурочена к отдельным изолированным участкам, вытягивающимся вдоль контакта порфиоров.

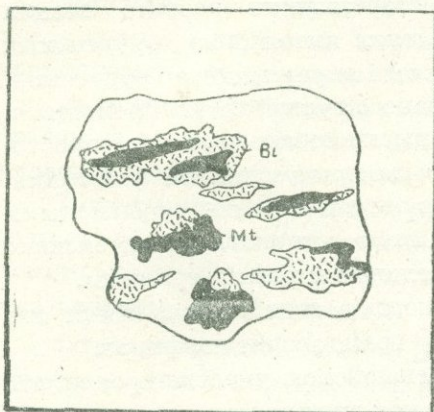
Оруденение представлено отдельными гнездообразными и линзообразными выделениями, размером до нескольких сантиметров, с извилистыми границами. Отмечаются также короткие прожилки и крупная вкрапленность.

В основном в этой стадии развит магнетит в тесной ассоциации с биотитом, с взаимным проникновением и захватом друг друга, что свидетельствует о почти одновременном образовании. Вокруг магнетитовых гнезд образуются пятнистые участки биотитизации (см. зарисовку штуфа рис. 1).

Тесная территориальная приуроченность магнетит-биотитовой минерализации к контактовой зоне порфиоров, обособленность минерализованных участков, значительное развитие метасоматических процессов позволяют отнести эту минерализацию к контактово-метасоматическому этапу. Одновременно следует отметить, что в минерализации контактово-метасоматической и ранней стадии гидротермального процесса имеются элементы наследственности. В частности, значи-

тельное присутствие магнетита в кварц-халькопирит-борнитовой стадии сближает минерализацию этих двух стадий.

Гидротермальная деятельность проходила на фоне значительной тектонической активности.



Фиг. 1. Зарисовка штупного образца магнетит-биотитовой стадии.

1. Кварц-халькопирит-борнитовая.
2. Кварц-молибденитовая.
3. Кварц-пиритовая.
4. Кварц-карбонатная.
5. Ангидритовая.
6. Гипсовая.

1. *Кварц-халькопирит-борнитовая стадия* имеет весьма широкое распространение в рудном поле. Локализована в эндоконтактной полосе порфиroidных гранодиоритов. В основном рудные минералы представлены халькопиритом, борнитом, магнетитом, из жильных — кварцем, хлоритом и серицитом.

Прожилково-вкрапленное оруденение образует зоны северо-восточного простирания, состоящие из серии переплетающихся рудных прожилков (см. фиг. 2).

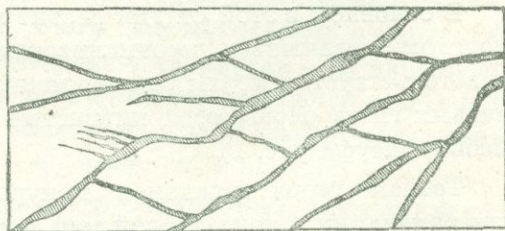
Направление прожилков совпадает с направлением вытянутости зон. Прожилки здесь характерны извилистыми очертаниями, резкими перегибами, пережимами и раздувом. Наряду с северо-

Изучение возрастных взаимоотношений структур, синхронных с различными парагенетическими ассоциациями минералов, позволяет выделить ряд последовательных стадий минерализаций, отличных друг от друга не только различием минералогических ассоциаций, но и характером тектонических подвижек, интенсивностью их проявления и различием гидротермальной измененности пород.

Для Джиндара-Алагюнейского месторождения выделяется следующая последовательность стадий минерализации:

ШТОЛЬНЯ № 12 42 метр (кравля)
ХАРАКТЕР КВАРЦ-РУДНЫХ ПРОЖИЛКОВ

0 1 2 3 см



Фиг. 2. Зарисовка кровли шт. № 12. Характер кварц-халькопирит-борнитовых прожилков.

ро-восточной системой прожилков в прожилковой зоне отмечаются и прожилки северо-западного простирания, но представляющие пере-мычки для более крупных и протяженных прожилков северо-восточного простирания, мощность которых достигает 2—3 см.

Таким образом из вышеприведенного видно, что медная минерализация локализована в системах разрывных трещин северо-восточного простирания, образующих на отдельных участках протяженные зоны.

Отсутствие какой-либо связи разрывных трещин со скалывающими нарушениями позволяют считать их самостоятельными зонами, образованными в контактовой полосе интрузии, ориентированными перпендикулярно контактовой линии, обусловленными сжимающими усилиями, ориентированными в северо-восток в юго-западном направлении.

Локализация разрывной, системы трещин в эндоконтактовой, гранодиорит-порфировой, полосе порфировидных гранодиоритов обусловлено, по-видимому, механическими свойствами пород с различными кристаллическими структурами, что создает анизотропную среду, приводящую к сосредоточению разрывных прожилков в зоне порфиров.

Возрастные взаимоотношения медной стадии минерализации с остальными стадиями устанавливаются довольно отчетливо. Повсеместно в забоях и штуфах отмечается пересечение гнездообразной магнетит-биотитовой минерализации кварц-халькопиритовыми прожилками.

2. *Кварц-молибденитовая стадия* имеет ограниченное распространение в рудном поле Джиндаринского месторождения. Образует отдельные изолированные участки, тяготеющие к полосе контакта гранодиорит-порфиров с монцонитами.

Молибденит образует примазки, крупные включения, кварц-молибденитовые прожилки. Из рудных минералов, главным образом, представлены молибденит и халькопирит. Последний имеет весьма слабое распространение.

Отдельные участки с молибденитовой минерализацией отмечаются также вне предела рудного поля, также в эндоконтакте порфировидных гранодиоритов.

В рудном поле обогащенные участки молибденовой минерализации, в основном, территориально обособлены от аналогичных участков с медной минерализацией. Последнее свидетельствует о разрыве во времени образования указанных стадий минерализации, приведшем к их территориальному обособлению.

3. *Кварц-пиритовая стадия* является одной из распространенных. Территориально она в основном обособлена от медной минерализации,

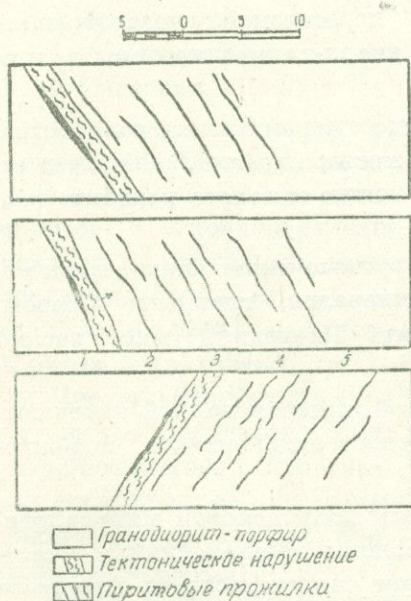
но на некоторых участках намечается пересечение кварц-халькопиритовых прожилков кварц-пиритовыми жилами.

Рудные тела кварц-пиритовой стадии представлены в основном небольшими и маломощными жилами и прожилковыми зонами, контролирующимися более крупными скальвающими структурами. Максимальная мощность жилков достигает 5—10 см размеры по протяжению—20—30 м. Кварц-пиритовая стадия в основном локализована на Алагунейском месторождении и образует зону северо-западного простирания кварц-пиритовых жил.

Жилы имеют северо-восточное падение с пологими углами в 30—35°. Как правило, кварц-пиритовые жилы приурочены к трещинам скола. В обоих контактах отмечается глинка трения, которая зачастую подвержена гидротермальному изменению, серицитизирована и пиритизирована.

Наряду с пиритовыми жилами отмечаются также и прожилки, контролирующиеся более крупными скальвающими структурами. Прекрасный пример такой прожилковой зоны приведен на зарисовке рис. 3, где небольшие прожилки располагаются висячем боку тектонического нарушения и имеют аналогичное залегание с контролирующим нарушением. Кроме того, в глинке нарушения отмечаются также

ШТольня №3 ШТРЕК №2 РАССЕЧКА 2



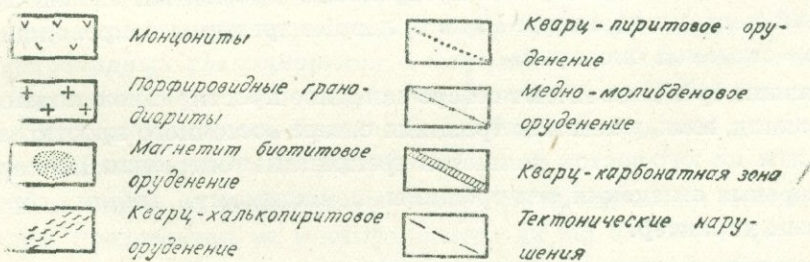
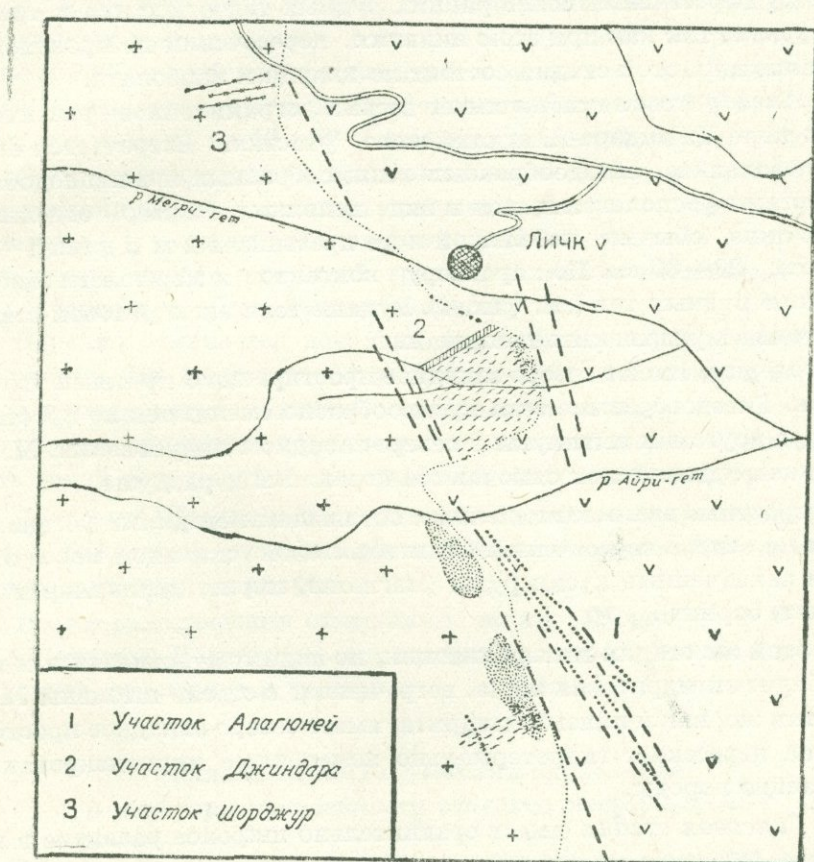
Фиг. 3. Оперяющие пиритовые прожилки в висячем крыле тектонического шва и в глинке нарушения.

небольшие прожилки и линзы пирита, приуроченные к лежащему контакту нарушения. В висячем боку кварцевых жил отмечается также и оперение с косою ориентировкой по отношению к главной жиле, но с более крутым углом падения. При таком сочетании основной кварцевой жилы и сопряженного оперяющего прожилка следует, что для скальвающих тектонических нарушений характерны как элементы вертикальных подвижек, так и горизонтальных. Таким образом, нарушения, локализирующие пиритовую минерализацию, имеют сдвига-надвиговой характер, имея в виду пологие углы падения тектонических швов, доходящие местами до 30°.

В минералогическом составе кварц-пиритовой стадии в основном превалирует пирит. В резко подчиненных количествах присут-

ствуют халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЛИЧКСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



Фиг. 5

4. *Кварц-карбонатная стадия* имеет сравнительно широкое развитие. С одной стороны, в ней образуется довольно мощная кварц-карбонатная зона, с другой—отмечается целая серия мелких кварц-карбонатных прожилков в рудном поле Джиндаринского месторождения. Как правило, указанные прожилки имеют северо-восточное простирание с крутыми углами падения как на северо-запад, так и на юго-восток.

Карбонатные прожилки по своим морфологическим признакам и характеру пересечения более ранних рудных тел относятся к трещинам разрыва, так как при этом никаких пересечений не происходит. Минерализация этой стадии состоит из кварца и карбоната.

5. *Ангидритовая стадия* имеет весьма ограниченное развитие в рудном поле Джиндара-Алагюнейского участка. Встречается она в виде небольших гнездообразных, линзообразных и жилородных тел, местами располагающихся в виде цепочки. Размер отдельных гнезд и линз обычно небольшой и не превышает 1 м в длину, при мощности 20—30 см. По характеру контактов и морфологическому очертанию рудных тел (см. фиг. 4). Рудные тела ангидритовой стадии приурочены к разрывным трещинам.

Последние имеют северо-западное простирание с крутыми углами падения. Гнездообразные тела кулисообразно сменяются по простиранию друг другом и вытянуты в северо-западном направлении. Местами в линзовидных телах отмечаются пережимы и раздувы.

Возрастные взаимоотношения с остальными стадиями устанавливаются на основе пересечений. В ангидритовой жильной массе отмечаются захваченные куски руды (магнетит, пирит, халькопирит, молибденит, борнит).

К этой же стадии минерализации, по-видимому, относится и карбонат-барит-ангидритовая жила, встреченная в стволе штольни № 10. Жила так же, как и линзы ангидрита, имеет северо-западное простирание. Она пересекает гидротермально измененные пиритизированные вмещающие породы.

6. *Гипсовая стадия* имеет сравнительно широкое развитие в рудном поле. Образует исключительно прожилки и приурочена к трещинам скола, сопровождающимся продуктами дробления. Амплитуда смещений местами достигает 10 м. Основные трещины сопровождаются также системой оперений.

Главные трещины имеют северо-западное простирание с падением на юго-запад, между тем как трещины северо-восточного простирания с падением на юго-восток являются трещинами оперения. По характеру оперения смещения эти трещины, по-видимому, имели сбросо-сдвиговый характер.

Пострудный этап развития рудного поля на Джиндара-Алагюнейском участке проявился довольно интенсивно. Он выразился в об-

разовании мощных нарушений скальвающего типа в основном северо-западного простирания с падением на северо-восток под крутыми углами падения.

Амплитуда смещений вдоль этих нарушений достигает 30—40 м. В продуктах их дробления повсеместно отмечаются окатанные минерализованные обломки вмещающих пород. Среди окатанных обломков отмечаются как обломки с медной минерализацией, так и интенсивно пиритизированные разности.

II. *Шорджур-Мегригетский участок* расположен в массиве порфиroidных гранодиоритов и представлен серией кварцевых жил с медно-молибденовой минерализацией. В основном кварцевые жилы имеют близширотное северо-восточное простирание. По протяжению жилы прослежены на 40—50 м при максимальной мощности до 40 см. На обоих месторождениях кварцевые жилы приурочены к маломощным тектоническим трещинам скальвающего типа, для которых характерны: 1. гладкие поверхности стенок, местами с бороздками скольжения, иногда с глиной трения; 2. слегка извилистые очертания; 3. довольно выдержанные мощности.

Нередко отмечается довольно интенсивное окварцевание дорудной глины. На Мегригетском участке в обеих зальбандах кварцевой жилы наряду с этим отмечаются небольшие по мощности и простиранию рудные прожилки, параллельные главной жиле. Местами мощность такой сопряженной прожилковой зоны достигает 2 м.

Для жил Шорджур-Мегригетского участка характерно симметрично полосчатое строение, обусловленное чередованием отложения рудного материала и кварца.

В минералогическом отношении жилы Шорджура и Мегригета весьма сходны. В основном они состоят из халькопирита, пирита, молибденита, сфалерита и галенита.

Закономерности развития оруденения и некоторые особенности генезиса месторождения

Предыдущие исследователи связывают развитие оруденения Личской группы месторождений с региональным тектоническим Дебаклинским разломом, проходящим в значительной части по контакту порфиroidных гранодиоритов с монцонитами. При этом считается, что месторождение расположено на висячем боку Дебаклинского разлома и формировалось благодаря дроблению висячего крыла вследствие подвижек вдоль нарушения.

Как видно из вышеизложенного, так называемый Дебаклинский разлом представлен на месторождении двумя зонами относительно крупных тектонических трещин, имеющих кулисообразное расположение, но не имеющих значительного протяжения.

При детальном изучении указанных нарушений выявляется различное время их образования, что доказывается смещениями одних нарушений другими. Кроме того, наличие окатанных обломков оруденелых пород в глинке нарушения и явные смещения рудных зон свидетельствуют о пострудном возрасте их образования.

Как видно из вышеизложенного фактического материала, оруденение Джиндара-Алагюнейской и Шорджур-Мегригетской группы месторождений характеризуется специфическими особенностями развития в пространстве и во времени.

Наиболее характерной особенностью развития оруденения является пространственное обособление отдельных стадий минерализаций. При этом каждая стадия минерализации представляет результат пульсирующей деятельности магматического очага, отлична от другой стадии как минералогическими особенностями, так и тектоническими условиями локализации, что сказывается в морфологических особенностях рудных тел. Различие стадий минерализаций проявляется также и в различном характере гидротермальной измененности пород.

Наиболее ранняя контактово-метасоматическая стадия минерализации — магнетит-биотитовая и ранняя гидротермальная — кварц-халькопирит-борнитовая тяготеют и контролируются контактовой зоной гранодиоритов. Магнетит-биотитовая стадия образует отдельные гнездообразные и пятнистые выделения, по-видимому, метасоматического характера. Кварц-халькопирит-борнитовая же стадия приурочена к трещинам разрыва, образует прожилково-вкрапленные зоны.

Локальную связь кварц-халькопирит-борнитовой (медной) стадии с контактовой зоной порфиоровидных гранодиоритов, по-видимому, следует связывать с гранодиорит-порфиоровой полосой. Наличие резкой разницы в размерах между порфиоровыми вкрапленниками и мелкозернистой основной массой создавало анизотропную среду, которая подверглась более интенсивному дроблению, и в результате трещинные зоны оказывались концентрированы в зоне порфиоров.

По-видимому, в аналогичных условиях формировалась и кварц-молибденитовая минерализация.

Последующие стадии минерализации формировались в совершенно другой тектонической обстановке, что сказывалось, во-первых, в форме рудных тел, а во-вторых, в приуроченности их к совершенно иному генетическому типу трещин.

Так, медно-молибденовая жила Шорджур-Мегригетского участка территориально обособлена и приурочена к близширотным нарушениям скальвающего типа.

Последующая кварц-пиритовая стадия образовалась также в условиях скальвающих напряжений и в результате она локализуется в небольшой зоне дробления северо-западного простирания в виде небольших кварц-пиритовых жил и прожилковых зон, приуроченных к

трещинам скола и системе оперений, и, самое главное, территориально обособлена от медной минерализации. Остальные стадии минерализации, такие, как ангидритовая, кварц-карбонатная, имеющие небольшое развитие в рудном поле, характерны своими особенностями развития. Так, ангидритовая стадия образует гнездообразные, местами жилоподобные тела с четковидным строением с пережимами и раздувами; кварц-карбонатные прожилки и жилки имеют преимущественно северо-восточную ориентировку и приурочены к трещинам разрыва.

Таким образом, во всех стадиях намечается разнообразие условий локализации. Однако, характерно для поздних стадий, в отличие от ранних, имеющих значительное площадное развитие, локальное их развитие.

Вышеотмеченное следует, по-видимому, объяснить как постепенным затуханием гидротермальной деятельности, так и затуханием тектонической активности. Только в период гипсовой стадии и в порудный этап развития рудного поля образуются относительно крупные тектонические нарушения северо-западного простирания, в результате чего рудные зоны и ранее сформировавшиеся минеральные образования гидротермального происхождения оказываются смещенными вдоль этих нарушений, примерно, на амплитуду 30—40 м.

Своеобразно протекала также и минерализация на Джиндара-Алагюнейском участке.

Наиболее характерной особенностью гидротермального этапа является многостадийность развития минерализации при постепенном падении температуры каждой последующей стадии. Температура образования отдельных стадий определяется по минералогическим ассоциациям.

Наиболее ранняя магнетит-биотитовая стадия формировалась при значительно высоких температурных условиях, о чем свидетельствует широкое развитие таких высокотемпературных минералов, как магнетит в ассоциации с биотитом. Более того, указанная стадия развилась не в условиях заполнения пустот и трещин, а при широком участии метасоматических процессов, что привело к гнездообразному выделению рудного минерала и пятнистому выделению участков биотитизации. Такой метасоматический характер минерализации также свидетельствует о высокотемпературных условиях развития ранней контакто-метасоматической минерализации.

Последующая, существенно медная, кварц-халькопирит-борнитовая стадия, в отличие от предыдущей, характерна резким изменением минералогического состава. Преобладающими здесь являются такие минералы, как халькопирит и борнит, образующие тесные сростания друг с другом; довольно часты структуры распада, что свидетельствует также об относительно высокой температуре образования. В этой стадии охтя и отмечается присутствие магнетита, однако он обра-

зовался несравненно в меньшем количестве, чем в контактово-метасоматической стадии. Из жильных минералов здесь преобладает кварц, тесно ассоциирующий с рудными минералами, а из жильных вместе с ним отмечаются хлорит и серицит. Обилие кварца и высокотемпературный характер растворов привели к интенсивному окварцеванию вмещающих пород.

Как было отмечено ранее, место кварц-молибденовой стадии неясно и пока условно отнесено по времени к послемедной минерализации. Здесь в основном отмечается ассоциация молибденита и халькопирита. Последний присутствует в резко подчиненном количестве.

Затем следует медно-молибденовая минерализация Шорджур-Мегригетского участка. В основном здесь превалирует халькопирит. В меньшем количестве присутствует молибденит. Наряду с ними отмечается также пирит, сфалерит и галенит.

В последующей кварц-пиритовой стадии преобладающая роль принадлежит пириту с резким падением количества магнетита и халькопирита. В ассоциации с пиритом появляются такие минералы, как сфалерит и галенит. Из жильных в основном присутствует кварц. Гидротермальное изменение пород в основном выражено серицитизацией.

Кварц-карбонатная стадия характерна явно низкотемпературным характером, представлена ассоциацией кварца и карбоната. Вмещающие породы подвержены довольно чувствительной карбонатизации.

В ангидритовой стадии совместно с ангидритом отмечается также и проявление барита, кварца, карбоната. Следует отметить, что в ангидритовой жильной массе отмечаются пятнистые выделения магнетита и ряда сульфидов пирита, халькопирита, молибденита, борнита. Изучение полированных и прозрачных шлифов показало, что указанные выделения зачастую раздроблены и сцементированы ангидритом с явлением разъедания. Помимо этого указанные сульфиды образуют в обломках тесные сростания с кварцем, хлоритом. Учтя вышеотмеченное, мы склонны считать сульфиды захваченными в процессе циркуляции сульфатных растворов.

Наконец, завершающая стадия минерализации—гипсовая, в основном представлена волокнистым гипсом.

Резюмируя вышеизложенное в отношении тектоники и минерализации Личской группы месторождений, следует отметить, что тектоническая обстановка локализации многостадийной минерализации Личской группы месторождений была весьма сложной и многообразной.

Отдельные стадии минерализации локализованы в совершенно различных тектонических структурах, что привело к их пространственному обособлению. Отдельные стадии минерализации подчас локализуются в трещинах совершенно отличного генетического типа

(трещина разрыва и трещина скола). В результате, с одной стороны, образуется прожилково-вкрапленное оруденение, имеющее площадное распространение, с другой—кварцевые жилы и крупные нарушения, к которым приурочена более низкотемпературная минерализация.

В развитии гидротермальной минерализации отчетливо намечается смена различных ассоциаций во времени с отчетливо выраженным падением температуры образования поздних ассоциаций по отношению к ранее образованным.

В развитии гидротермального процесса отмечается также более раннее образование медной минерализации по отношению к молибденовой и медно-молибденовой.

Аналогичные возрастные взаимоотношения устанавливаются и в отношении пиритовой минерализации. В ранних стадиях минерализации роль пирита весьма незначительна. Существенно пиритовая минерализация образуется уже после формирования основной промышленной минерализации.

Характерной особенностью минерализации Личской группы месторождений является также то, что здесь отсутствует преемственность минералогического состава для основных рудных минералов, что весьма характерно для большинства медно-молибденовых месторождений Армении—Дастакерт, Каджаран, Агарак и Мисхана.

Г. О. ПИДЖЯН

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД РАЙОНА ДАСТАКЕРТСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район Дастакертского месторождения входит в состав Баргушатского рудного района Зангезурского тектоно-магматического комплекса.

В геологическом строении района Дастакертского месторождения принимают участие вулканогенная толща нижнего эоцена и прорывающие ее интрузивные породы гранодиоритового состава после среднеэоценового возраста. С целью изучения геохимических особенностей горных пород, слагающих район Дастакертского месторождения, кроме микроскопических исследований и химических анализов в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ О. Г. Квятковской и З. Г. Тимониной под руководством М. М. Клера были произведены многочисленные полуколичественные спектральные анализы порфиритов, гранодиоритов, диорит-порфиритов и медно-молибденовых руд.

Вулканогенная толща нижнего эоцена представлена плагиоклазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Макроскопически порфириты представляют темно-серую, с зеленоватым оттенком породу, в мелкозернистой массе которой выделяются вкрапленники и отдельные идиоморфные кристаллы плагиоклазов и реже вкрапленники цветных минералов.

Под микроскопом в микролитовой и интерсертальной основной массе наблюдаются идиоморфные кристаллы плагиоклаза (от олигоклаза до лабрадора), роговой обманки, реже пироксена. О сильном контактовом и гидротермальном изменении порфиритов свидетельствует образование в них пирита, кварца, эпидота, серицита, хлорита и прожилков кальцита.

Спектральные анализы окварцованных порфиритов рудного поля Дастакертского месторождения и тяготеющих к нему участков (табл. 1) показывают постоянно повышенные содержания молибдена, меди и свинца по сравнению с кларками этих элементов в земной коре. По данным А. П. Виноградова [1], в основных породах (габбро,

нориты, диабазы, порфириды) среднее содержание $Mo-1,4 \cdot 10^{-4}$; $Cu-1,4 \cdot 10^{-2}$ и $Pb-8 \cdot 10^{-4}$. При сравнении указанных данных с результатами спектральных анализов порфиритов района Дастакертского месторождения устанавливается, что в порфиритах Mo в среднем в 45 раз больше, чем его среднее содержание в основных породах, Cu —в 3 раза и Pb —в 8 раз. Отмечается также значительное обогащение порфиритов железом (до $10^0\%$). Во всех пробах установлены: $Ti-0,3-1,0^0\%$; $V-0,01-0,03^0\%$; $Zr \sim 0,01$; $Ga-0,003-0,01^0\%$; Ba и $Sr \sim 0,03^0\%$. В отдельных пробах присутствуют Co и Yt в количестве $0,001-0,003^0\%$.

Таблица 1

Результаты спектральных анализов окварцованных, пиритизированных порфиритов

Элементы	Номера и место взятия проб			
	29	30	32	505
	р-н с. Дастакерт	уч-к Алишер	шт. 16 Дастакерт	уч-к Чичаглы
содержание в %				
Si	>10	>10	>10	>10
Al	>10	>10	>10	>10
Mg	0,3—1,0	0,3—1,0	0,3—1,0	1—3
Ca	1,0—3,0	1—3	3,0	0,1—0,3
Fe	3—10	1—3	3—10	3—10
Mn	0,01—0,03	0,03—0,1	0,03—0,1	0,01—0,03
Co	0,001	—	—	—
Ti	0,1—0,3	0,3—1,0	0,1—0,3	0,1—0,3
V	0,003—0,01	0,003—0,01	0,003—0,01	0,01—0,03
Mo	0,003—0,01	0,003	0,003—0,01	0,003
Cu	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03
Zr	$\sim 0,01$	$\sim 0,01$	$\sim 0,01$	$\sim 0,01$
Pb	0,001—0,003	—	0,003—0,01	0,003—0,01
Ga	0,003—0,01	0,003—0,01	0,003—0,01	0,003—0,01
Sr	0,03	0,03	0,03	0,03
Ba	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	1,0—3,0	1—3	1—3	1—3
Yt	—	—	0,001—0,003	—

На основании результатов вышеприведенных спектральных анализов можно заключить, что порфириды заражены молибденом, медью и свинцом на большой площади как в рудном поле Дастакерта, так и за его пределами.

Гранодиориты обнажаются по водоразделу рр. Кызкошты, Дастакерт и в верховьях рр. Пюсек и Ял-юрт; периферические участки мас-

сивов сложены переходными разностями пород—кварцевыми монцонитами, монцонитами и диоритами.

На Дастакертском месторождении гранодиориты наряду с порфиритами являются рудовмещающими.

Макроскопически гранодиориты светло-серого цвета с зеленовато-серым оттенком, гидридоморфнозернистой, реже порфировидной структуры. Встречаются участки, где гранодиориты сильно изменены, окварцованы, каолинизированы и пиритизированы.

В минералогическом составе гранодиоритов участвуют: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка, биотит и пироксен. Из аксессуарных встречаются: апатит, сфен, циркон. Из вторичных минералов всегда присутствуют в незначительном количестве: хлорит, серицит и эпидот. Из рудных минералов часто встречаются: пирит, магнетит и халькопирит.

Таблица 2
Результаты спектральных анализов гранодиоритов

Элементы	Номера и место взятия проб		
	302 уч-к нарзанный	303 уч-к Чичаглы	51 Дастакерт
	содержание в ‰ ‰		
Si	>10	>10	>10
A	>10	>10	>10
Mg	1—3	0,3—1,0	1—3
Ca	3	3—10	1—3
Fe	3—10	1—3	3—10
Mn	0,1	0,1	0,03
Co	~0,001	—	~0,001
Ti	0,1—0,3	0,1	0,1—0,3
V	0,01	0,003	0,003
Mo	0,01	0,001	0,001—0,003
Zr	~0,01	~0,01	~0,01
Cu	0,03	0,3	0,3
Ag	—	0,001	0,001
Ga	0,003—0,01	0,003	0,003—0,01
Yt	~0,001	0,001	—
Sr	~0,03	~0,03	~0,03
Ba	~0,03	~0,03	~0,03
Na	1,0	0,1—0,3	1—3

Спектральные анализы гранодиоритов района Дастакертского месторождения показывают постоянно повышенные содержания меди, молибдена и серебра по сравнению с кларками этих элементов в земной коре. По данным А. П. Виноградова [1], в кислых породах (границы

ты, липариты, гранодиориты) среднее содержание $\text{Mo}—1,9 \cdot 10^{-4}$, $\text{Cu}—3 \cdot 10^{-3}$ и $\text{Ag}—4 \cdot 10^{-6}$. При сравнении указанных данных с результатами спектральных анализов гранодиоритов района Дастакертского месторождения устанавливается, что в гранодиоритах Mo в среднем в 25 раз больше, чем его среднее содержание в кислых породах, Cu —в 70 раз и Ag —в 175 раз. Отмечается также значительное обогащение гранодиоритов железом (от 3 до 10%). Во всех пробах установлены: $\text{Ti}—0,1—0,3\%$, $\text{V}—0,003—0,01\%$, $\text{Zr}—0,01\%$, $\text{Ga}—0,003—0,01\%$, Ba и $\text{Sr}—0,03\%$. В большинстве проб присутствуют Co и Yt в количестве 0,001%.

Жильные породы в районе Дастакертского месторождения широко развиты и представлены, главным образом, диорит-порфиритами и диабазовыми порфиритами. Наибольшим распространением пользуются дайки диабазовых порфиритов, которые отличаются сравнительно малой протяженностью, обычно 10—50 м, редко до нескольких сот метров и незначительной мощностью от 0,2 до 6,0 м. Диорит-порфириты развиты сравнительно меньше, но они имеют довольно большую протяженность, иногда до 1,5 км при мощности 10—15 м.

Детальное изучение жильных пород¹ показывает, что они главным образом дорудные и содержат слабую минерализацию сульфидов. Среди жильных пород самыми древними являются диорит-порфириты, которые представляют собой тонкозернистую, плотную породу, обладающую четко выраженной порфировой структурой. Порфировые выделения представлены главным образом таблитчатыми вкрапленниками плагиоклазов, последние часто изменены. Наблюдениями установлено, что дайки диорит-порфиритов, главным образом, развиты среди порфиритов, редко прорывают гранодиориты и приурочены к участкам убогого вкрапленного оруденения меди и молибдена. Иногда диорит-порфириты сами содержат вкрапленники и прожилки пирита и халькопирита.

Спектральные анализы диорит-порфиритов показывают постоянно повышенные содержания молибдена и меди по сравнению с кларками этих элементов в земной коре. Отмечается обогащение диорит-порфиритов железом (3—10%). Во всех пробах установлены: $\text{Ti}—0,3—1,0\%$; $\text{V}—0,01—0,03$; $\text{Zr}—0,01$; $\text{Ga}—0,003—0,01\%$; $\text{Yt}—0,001\%$; $\text{Sr}—0,03\%$; $\text{Ba}—0,1—0,3\%$. В отдельных пробах присутствуют Ni , Co , Pb в количестве 0,001—0,003%.

На основании вышеприведенных результатов спектральных анализов можно заключить, что имеется тесная генетическая связь между дайками диорит-порфиритов и медно-молибденовым оруденением. По-видимому, трещины, по которым внедрялись дайки, служили путями для циркуляции гидротермальных растворов и играли определен-

¹ Жильные породы на Дастакертском месторождении изучали Т. А. Аревшатян, Г. О. Пиджян, К. А. Карамян, Э. Х. Гулян и др.

Таблица 3

Результаты спектральных анализов диорит-порфиритов

Элементы	Номера и место взятия проб	
	40	45
	шт. 16 Дастакерт	шт. 30 Дастакерт
содержание в ‰		
Si	>10	>10
Al	>10	3—10
Mg	1,0—3,0	0,3—1,0
Ca	3—10	3—10
Fe	1—3	3—10
Mn	0,1—0,3	0,03—0,1
Ni	0,001—0,003	—
Co	~0,001	—
Ti	0,1—0,3	0,3—1,0
V	0,01—0,03	0,003—0,01
Cr	~0,01	—
Mo	0,003—0,01	0,01—0,03
Zr	~0,01	~0,01
Cu	0,003—0,01	0,03—0,1
Pb	0,003	—
Yt	~0,001	0,001
Ga	0,003—0,01	0,003—0,01
Sr	~0,03	~0,03
Ba	0,03—0,1	0,1—0,3
Na	1,0—3,0	0,3—1,0

ную роль в процессе рудообразования. Поэтому при поисках и разведочных работах необходимо учитывать расположение даек диорит-порфиритов и при наличии благоприятной структуры сосредоточить проходческие работы между дайками и вдоль их простирания с целью выявления новых участков с промышленной концентрацией меди и молибдена.

Диабазовые порфириты являются наиболее распространенными жильными образованиями Дастакертского месторождения. Они представляют мелкозернистую, массивную, плотную породу темно-серого цвета с зеленовато-фиолетовым оттенком. Иногда в породе заметны мелкие порфировые, удлиненные вкрапленники плагиоклаза и зерна темноцветного минерала.

На Дастакертском месторождении к участкам развития серий даек диабазовых порфиритов пространственно приурочено богатое промышленное медно-молибденовое оруденение брекчиевидного типа;

по-видимому, дайки на этих участках играли двойную роль: во-первых, будучи более плотными, крепкими, мелкозернистыми, массивными породами при тектонических движениях, они почти не подвергались раздроблению, однако способствовали более сильному раздроблению блоков порфиритов, заключенных между ними; во-вторых, при поднятии рудоносных растворов пологопадающие дайки играли роль экранов и способствовали концентрации оруденения. Местами трещины, по которым внедрялись дайки, служили путями для циркуляции гидротермальных растворов, что доказывается как наличием сульфидного оруденения в дайках (в виде прожилков и рассеянных вкрапленников халькопирита, примазок и вкрапленников сфалерита, галенита, а также примазок молибденита), так и повышенными содержаниями меди (0,03—0,1%) и молибдена (0,01—0,03%), установленными химическими и спектральными анализами.

Роговообманковые диорит-порфириты являются третьим типом жильных пород и разновидностью более светлых диорит-порфиритов. Они представлены несколькими дайками, которые протягиваются через все рудное поле, ориентируясь в близширотном направлении, и развиты как в породах кровли, так и в гранодиоритах.

Макроскопически роговообманковые диорит-порфириты очень похожи на диорит-порфириты, однако они более темного цвета, мелкозернистые и плотные. Среди основной массы развиты многочисленные порфиновые выделения плагиоклазов и вкрапленники роговой обманки.

Роговообманковые диорит-порфириты сравнительно с другими жильными образованиями более слабо подвергнуты гидротермальным изменениям. В них часто наблюдается только интенсивная пиритизация и прожилки карбоната; дайки диорит-порфиритов развиты в стороне от рудных зон и не связаны тесно с рудным процессом, так как образовались, по всей вероятности, в конце периода рудообразования.

С целью сравнения результатов спектральных анализов горных пород района Дастакертского месторождения с составом руд, ниже приводятся спектральные анализы богатых медно-молибденовых руд Дастакерта (табл. 4).

Спектральные анализы богатых медно-молибденовых руд показывают высокие содержания молибдена, меди и повышенное содержание свинца, серебра и висмута. В медно-молибденовых рудах отмечается высокое содержание железа (более 10%). Во всех пробах установлены: Ti—0,1—0,3%; V—0,01%; Ba—0,1—0,03%. В отдельных пробах присутствуют в незначительных количествах Co, Zr, Sr, Zn.

Таблица 4

Результаты спектральных анализов богатых брекчиевидных медно-молибденовых руд Дастакертского месторождения

Элементы	Номера и место взятия проб		
	14	93	74
	шт. 14	шт. 16 кв. 3 штр. 3	карьер 2
содержание в %			
Si	>10	>10	>10
Al	3—10	>10	3—10
Mg	0,3—1,0	0,3—1,0	0,3—1,0
Ca	3,0	10,0	0,3—1,0
Fe	>10	8—10,0	10
Mn	0,03	0,1—0,3	0,01—0,03
Co	—	—	0,003
Ti	0,1—0,3	0,1—0,3	0,1—0,3
V	0,01	0,01	0,01
Mo	1,0	1,0	0,1—0,3
Zr	—	—	~0,01
Cu	3,0	3,0	3,0—10,0
Pb	1,0	0,03	1,0
Ag	0,01	0,003	0,01
Bi	0,03	0,1—0,3	0,1—0,3
Ga	0,003—0,01	0,003	0,01
Zn	0,1—0,3	—	—
Sr	—	0,03	—
Ba	0,03	0,1	0,03
Na	0,3—1,0	1,0—3,0	1,0

ВЫВОДЫ

1. На основании многочисленных спектральных и химических анализов можно заключить, что окварцованные, пиритизированные порфириды характеризуются повышенными содержаниями молибдена, меди и свинца на большой площади как в рудном поле Дастакертского месторождения, так и за его пределами. Это обстоятельство может служить одним из оснований для проведения детальных поисково-разведочных работ с целью выявления среди порфиридов новых участков с промышленной концентрацией меди и молибдена.

2. Спектральные анализы свежих гранодиоритов показывают повышенные содержания меди и молибдена. Устанавливается аналогичный элементарный состав металлов для гранодиоритов и медно-молибденовых руд, что свидетельствует о их генетическом родстве.

3. Диорит-порфириты и диабазовые порфириты рудного поля Дастакертского месторождения обычно содержат сульфидное оруденение в виде прожилков и рассеянных вкрапленников халькопирита, пирита, сфалерита, галенита и молибденита. Спектральными и химическими анализами в указанных породах постоянно устанавливаются повышенные содержания меди и молибдена. Эти данные говорят о том, что жильные породы являются дорудными и играли определенную роль в процессе рудообразования. Таким образом устанавливается тесная генетическая связь между дайками диорит-порфиритов, диабазовых порфиритов и медно-молибденовым оруденением. По-видимому, трещины, по которым внедрялись дайки, часто служили дополнительными путями для циркуляции гидротермальных растворов, а пологопадающие дайки местами играли роль экранов и способствовали концентрации оруденения.

4. При сравнении результатов спектральных анализов пород и медно-молибденовых руд выявляется почти аналогичный элементарный состав. Как в породах, так и в медно-молибденовых рудах установлен один и тот же комплекс рудных элементов: Fe, Cu, Mo, Pb, Ag. Исключение составляет только висмут, который не обнаружен в горных породах, а в медно-молибденовых рудах, хотя и в небольшом количестве, широко распространен.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А. П.*, Закономерности распределения химических элементов в земной коре, *Геохимия*, № 1, 1956.
2. *Магакьян И. Г. и Ароян-Иашивили В. Х.*, Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта, *Известия АН Арм. ССР, Естественные науки*, № 10, 1946.
3. *Мкртчян С. С.*, Новые данные о геологическом строении южной части Арм. ССР, 1948.

К. А. КАРАМЯН

ГЕРМАНИТ И РЕНИЕРИТ В РУДАХ ДАСТАКЕРТСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Дастакертском месторождении минерализация медно-молибденового оруденения проявляется многостадийно. Нами выделены 10 стадий минерализации, сменяющих друг друга во времени и разобщенных в пространстве. Последовательность стадий минерализации следующая:

- | | |
|----------------------------|-----------------------------|
| 1. Медно-полевошпатовая | 6. Кварц-пиритовая |
| 2. Медная | 7. Кварц-пирит-сфалеритовая |
| 3. Медно-молибденовая 1-ая | 8. Полиметаллическая |
| 4. Медно-молибденовая 2-ая | 9. Алабандиновая |
| 5. Медно-карбонатная | 10. Карбонатная |

В развитии гипогенной минерализации намечается определенно выраженная тенденция, характеризующаяся последовательным выносом соединений различных компонентов в порядке $Cu-Mo-Zn-Pb$.

Наиболее ранние стадии минерализации гипогенного оруденения имеют существенно медный характер. Медная минерализация развита широко и характеризуется значительным минералогическим разнообразием. В медной стадии выделяются три парагенетические ассоциации, сменяющиеся во времени в пределах одной стадии минерализации в следующем порядке:

1. Молибденит-халькопиритовая.
2. Пирит-борнит-халькопиритовая.
3. Энаргит-теннантитовая.

В последней, энаргит-теннантитовой, ассоциации и были отмечены германиевые сульфиды.

Руды теннантит-энаргитовой ассоциации, с которыми связано проявление германита и рениерита, имеют весьма сложное строение и представляют собой конечный продукт последовательного изменения состава гидротермального раствора в пределах одной стадии минерализации. Такое наложение одной парагенетической ассоциации на другую, значительная переработка руд ранней ассоциации растворами другой, сменяющей ее во времени, выражается в значительном

развитии структур разъедания и замещения. В основном руды этой ассоциации образуют отдельные рудные прожилки, гнездообразные выделения, зоны прожилкования. Размеры вышеотмеченных прожилково-гнездовых зон обычно незначительны, и сама энаргит-теннантитовая ассоциация в сущности представляет скорее минералогический интерес. Отмечаются постепенные переходы между вышеотмеченными ассоциациями в пределах одной рудной зоны.

Основными минералами данной ассоциации являются пирит, борнит, халькопирит, теннантит и энаргит. Второстепенными минералами являются галенит, молибденит, а акцессорными—германит и рениерит.

Количественные соотношения рудных минералов в руде весьма изменчивы. Там, где теннантит и энаргит присутствуют в незначительном количестве, преобладают пирит, борнит и халькопирит, местами же отмечаются отдельные гнездообразные выделения или ряд прожилков, представленных в основном энаргитом и теннантитом.

Пирит имеет сравнительно небольшое распространение. Образует отдельные крупные выделения, местами достигающие размера до 0,5 мм, сильно изъеденные остальными рудными минералами. Обычно пирит тесно ассоциируется с борнитом, который зачастую окаймляет пирит и халькопирит. Последний также присутствует в незначительных количествах и наряду с пиритом и борнитом представляет как бы «островки» в полях теннантита и энаргита.

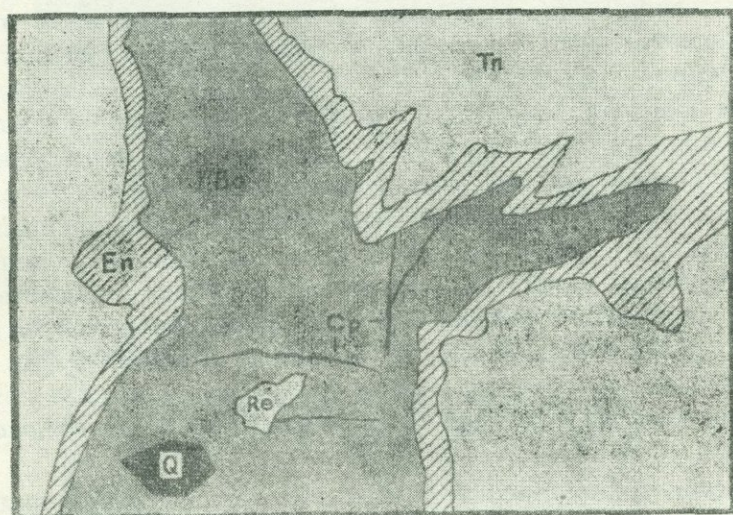
Взаимоотношения между пиритом, борнитом и халькопиритом отчетливые. Кристаллы пирита окружены и изъедены борнитом, который, в свою очередь, довольно сильно разъедается халькопиритом. При этом очень часто борнитовые поля пересекаются многочисленными тончайшими прожилками халькопирита, образующими структуры краевых каемок вокруг выделений борнита. В рудах этой ассоциации в незначительном количестве присутствуют галенит и молибденит.

Галенит образует мелкие выделения и приурочен в основном к полям борнита. Молибденит же встречается чаще галенита и образует более крупные чешуйчатые выделения, интенсивно развивающиеся по борниту. При замещении борнита более поздним теннантитом чешуйчатые агрегаты молибденита оказываются захваченными теннантитом. Здесь, по-видимому, молибденит оказывается более устойчивым к замещению, нежели борнит. Энаргит в этих рудах имеет широкое распространение, образует местами мономинеральные прожилки и гнезда с хорошо выраженными призматическими кристаллами, часто отчетливо сдвойникованными. Размер некоторых кристаллов энаргита достигает 1,5 см.

Энаргит образует сростания почти со всеми рудными минералами и обычно является более поздним минералом, за исключением

теннантита. Он интенсивно разъедает и замещает пирит-борнит-халькопиритовую ассоциацию, создавая остаточные структуры замещения.

Повсеместно вокруг пирит-борнит-халькопиритовых «островков» отмечаются последовательные каемки энаргита и теннантита (см. фиг. 1).



Фигура 1. Последовательные каемки энаргита (En) и теннантита (Tn) вокруг выделений борнита (Bo), Re—ренирит, Q—кварц; увеличение 80x

В парагенетической ассоциации энаргит-теннантит более ранним является энаргит, а теннантит, как правило, является более поздним. Это подтверждают повсеместно чередующиеся каемки энаргита и теннантита и наличие широко распространенного замещения энаргита теннантитом. Наблюдается почти весь ход процесса замещения энаргита теннантитом от самого зарождения до почти полного завершения, когда от энаргита остается только узкая прерывистая каемка вокруг выделений борнита. Местами теннантит образует каемки замещения вдоль границ энаргита с борнитом, халькопиритом и пиритом.

И германит и ренирит присутствуют примерно в равных количествах и оба образуют зерна весьма небольших размеров. В основном размеры выделений этих минералов варьируют в пределах от 0,02 мм до 0,04 мм. Однако встречены и более крупные выделения германита—до 0,5 мм.

Германит под микроскопом имеет густорозовый цвет. Отражательная способность колеблется между энаргитом и борнитом. Он темнее энаргита, но окрашен гораздо ярче и значительно светлее борнита. В крупных выделениях, как это справедливо отмечается многи-

ми авторами, германит можно спутать со свежеотполированным борнитом.

Следует отметить, что германит первоначально нами был установлен в присутствии борнита, слегка покрытого пленкой окисления.

Германит изотропен, чем сильно отличается от другого германиносного сульфида—рениерита. Германит образует выделения с неправильными очертаниями, тесно ассоциируя с энаргитом. Возрастные взаимоотношения его с борнитом, халькопиритом и пиритом устанавливаются довольно отчетливо. Как видно из зарисовки шлифа (фиг. 2), германит интенсивно замещает борнит и халькопирит, а с энаргитом образует равные границы без каких-либо признаков замещения. В тонких прожилках отмечается сегменторное строение, где минералы, представляющие отдельные сегменты (энаргит и германит), также характеризуется ровными, относительно прямолинейными границами. Наряду с вышеописанными формами выделения германита отмечаются также округлые и овальные выделения германита, приуроченные в основном к полям энаргита; они характеризуются довольно правильными очертаниями (см. зарисовку микрофото фиг. 3). Подобные овальные и округлые овоиды германита напоминают структуры распада твердых растворов и свидетельствуют об его выделении из энаргита.

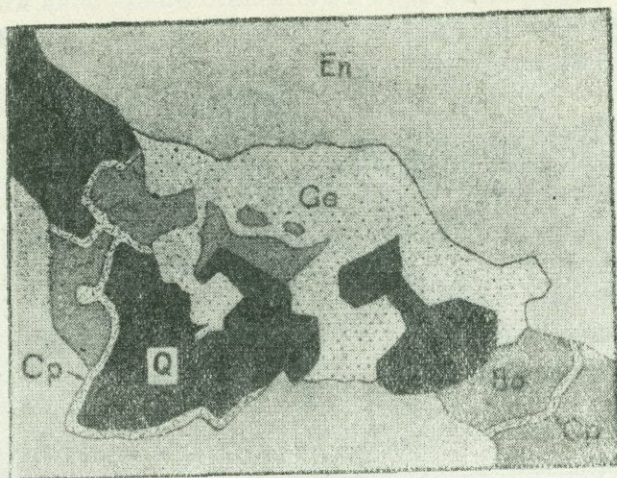
Рениерит, так же как и германит, образует небольшие выделения и чаще всего приурочен к полям борнита (фиг. 1 и 4). Однако отмечаются выделения, которые развиты и в энаргите. Выделения рениерита имеют четкие и плавные границы.

Возрастные взаимоотношения с германитом не установлены, в силу чего в общей схеме выделения минералов положение рениерита несколько условно.

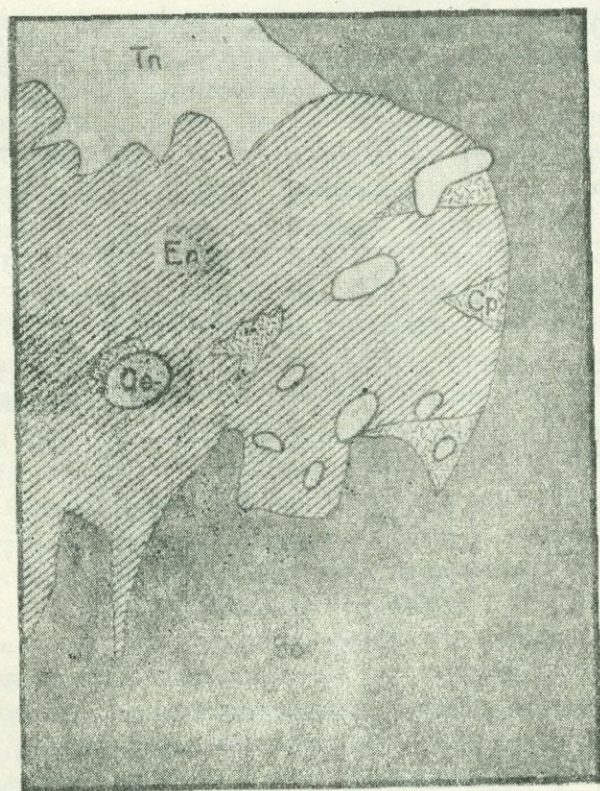
Под микроскопом рениерит характеризуется желтовато-коричневым цветом. Отличается от халькопирита несколько более тусклым блеском за счет отчетливого коричневого оттенка, а также меньшей отражательной способности. Сильно анизотропен, в скрещенных николях изменяется от желтовато-коричневых до синевато-серых тонов. Двухотражение отчетливое в желтовато-коричневых тонах.

Цвет, отражательная способность и резкая анизотропность являются главными отличительными признаками в диагностике рениерита. Судя по литературным данным, рениерит обладает также сильной магнитностью. Однако выделения этого минерала в наших шлифах настолько незначительны, что проверка магнитности представляет определенные трудности.

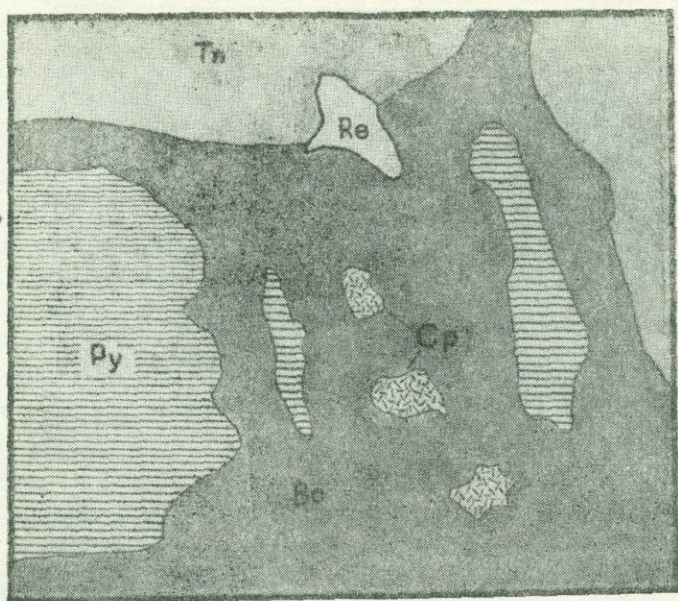
Вышеописанные руды и отдельные минералы были подвергнуты спектральному анализу, результаты которого приведены ниже.



Фигура 2. Интенсивное замещение борнита (Bo) и халькопирита (Cr) с остаточными структурами от замещения германитом (Ge), En—энергит, Q—кварц; увеличение 80x



Фигура 3. Округлые и овальные выделения германита (Ge) в полях энергита (En), Bo—борнит, Cr—халькопирит, Ta—теннантит; увеличение 353 x



Фигура 4. Неправильные выделения рениерита (Re) на границе борнита (Bo) и тенантита (Tn), Py—пирит, Cr—халькопирит. Увеличение 80x

Пробы Элементы	Энергит кристалли- ческий	Борнит	Руда	Примечание
Pb	0,001	0,03	0,01	Химический анализ в кристаллической разности энергита установил присутствие Ge в количестве 0,026%.
Ag	0,003	0,01—0,03	0,01—0,03	
Sb	1	—	1	
Bi	0,003—0,01	0,1—0,03	0,1—0,03	
Zn	0,03	0,03	1—3	
Ge	0,001—0,003	0,0005	0,003—0,01	
As	10	0,01—0,003	—	
Mo	—	0,001	—	
Sn	—	—	0,01—0,003	
Ga	—	—	0,001	

Сопоставление результатов спектральных анализов руды и энергита свидетельствует, что в руде присутствует значительно большее количество элементов примесей, для ряда же элементов, таких, как Pb, Zn, Bi, Ag отмечается значительно большее содержание (в 10 и более раз) по сравнению с энергитом.

Такое различие в распределении примесей в руде и энергите сле-

дует объяснить либо присутствием их в виде изоморфной смеси в других минералах (теннантит, борнит, халькопирит), либо за счет самостоятельных минералов, таких, как галенит, сфалерит, молибденит, висмутин и др.).

Повышенное содержание германия в руде по сравнению с энаргитом подтверждает наличие в руде минералов германия.

Германит является очень редким минералом. Судя по литературным данным, значительные количества его известны только на месторождении Тсумеб в Юго-Западной Африке.

Исследования Геера установили присутствие другого германиевого сульфида — рениерита в рудах м-ния Тсумеб. Впервые он был обнаружен Ваэсом [2] в рудах м-ния Кипуши Бельгийского Конго и установлен им как новый минеральный вид.

Анализы рениерита, приведенные Ваэсом, показали совершенно иные соотношения между Ge и Fe по сравнению с германитом. Минералогические исследования показали также совершенно отличные свойства этих минералов.

Германит и рениерит в рудах м-ния Тсумеб Юго-Западной Африки проявляются в совершенно отличных парагенетических ассоциациях. Последние исследования Склер и Геера [1] свидетельствуют о том, что энаргит является одним из ранних минералов в последовательности гипогенной сульфидной минерализации, между тем как рениерит и германит в рудах Тсумеб встречается в виде «овоидов», островков или цепи овоидов, рассеянных по «морю», состоящих из зернистых агрегатов теннантита и галенита.

Подчиненное количество германита встречается в виде неправильных зерен, которые изменяются в размерах от 5 до 30 микрон, рассеянных по всей породе. Некоторые овоиды германита характеризуются пестротой, которое обусловлено изменением цвета германита. Эти бледно окрашенные разности германита ничем не отличаются от обычного германита ни отражательной способностью, ни твердостью.

Рениерит же в отличие от германита является одним из поздних минералов. Он повсюду ассоциируется со всеми рудными минералами, образует выдержанные оторочки с переменной мощностью вокруг овоидов германита и межзерновые прожилки в агрегатах зерен германита, а также пластинки изменчивой мощности, развивающиеся вдоль кубической и октаэдрической спайности в германите. Отмечаются также все стадии замещения германита рениеритом от зарождения до полного завершения.

Ввиду того что рениерит и германит в рудах Тсумеб присутствуют в равных количествах, то авторы делают вывод, что более вероятно превращение германита в рениерит, как пример минералогического перераспределения германия, вызванное изменением гипогенных условий.

На Дастакертском месторождении германит и рениерит проявляются также в равных количествах, но в отличие от месторождения Тсумеб они проявляют совершенную самостоятельность по отношению друг к другу и нигде не наблюдается совместных их прорастаний. Более того, возрастные взаимоотношения с другими минералами позволяют их рассматривать как одновременные образования.

Резюмируя все вышеописанное в отношении распределения германия в рудах энаргит-теннантитовой ассоциации, отметим, что германий присутствует как в виде изоморфной смеси в энаргите, так и в виде самостоятельных германиевых минералов—германита и рениерита.

Что касается последовательности образования минералов в германиеносных рудах Дастакертского месторождения, то она представлена в следующем виде:

1. Пирит. 2. Борнит. 3. Халькопирит. 4. Энаргит, германит, рениерит. 5. Теннантит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Sclar C. B. and Geier B. H., The paragenetik relationships of Germanite and renierite from Tsumeb, South West Afrika. *Econ. Geology* v. 52 № 6, 1957.
2. Vaes J. F., La renierite (anciennement appelee „bornite orange“) Un sulfure germanifere provenant de la Mine Prince—Leopold Kipushi (Congo belge) *Annales Soc. Belgique* t. 72, 1948.

С. Б. АБОВЯН

О ЯВЛЕНИЯХ МЕТАМОРФИЗМА В ХРОМШПИНЕЛИДАХ АРМЕНИИ

Внимание на явления метаморфизма хромшпинелидов впервые было обращено А. Г. Бетехтиным [1]. Предложенное им объяснение процесса метаморфизма впоследствии подтвердилось исследованиями С. А. Кашина [2] на хромитовых месторождениях Верблюжьих гор на Южном Урале.

При изучении месторождений хромистого железняка в Армении автор столкнулся с процессом метаморфизма хромовых руд. На некоторых из месторождений явления метаморфизма были описаны ранее А. А. Луйком [3].

Месторождения хромистого железняка в Армении приурочены к Севано-Амасийской зоне ультраосновных пород и концентрируются главным образом на северо-восточном побережье озера Севан. Здесь с СЗ на ЮВ расположены следующие группы месторождений и проявлений: Шоржинская, Джильская, Бабаджанская, Памбакская, Даринская, Кясаманская, Джанахмедская и Инакдагская. При этом первые пять групп приурочены исключительно к дунитовым, а последние две — к перидотитовым участкам.

Хромшпинелиды, слагающие перечисленные группы месторождений и проявлений, в той или иной степени подвержены процессу метаморфизма независимо от состава их материнских пород. Исключительно сильное развитие метаморфизма наблюдается на Даринской группе месторождений. Характерно, что вкрапленные руды охвачены процессом метаморфизма в большей степени, чем массивные руды.

Макроскопически руды, сложенные метаморфизованными хромшпинелидами, ничем не отличаются от руд, сложенных свежими хромшпинелидами. Природа метаморфизованных руд выявляется только под микроскопом.

В проходящем свете метаморфизованные участки обычно непрозрачны, тогда как свежие участки просвечивают в различных тонах оранжевато-красного, желтовато-бурого и др. цветов. Как правило, метаморфизм развивается по краям зерен и вдоль тонких трещинок,

в центре же зерен сохраняются остатки свежих хромшпинелидов. Нередко в различных частях одного и того же рудного тела можно наблюдать все переходы от слабо измененных разностей до полностью измененных, совершенно непрозрачных зерен.

В отраженном свете метаморфизованные участки, в отличие от свежих, характеризуются более светлыми оттенками серого цвета. Отражательная способность метаморфизованных участков, как показали измерения на щелевом микрофотометре [4], заметно выше отражательной способности свежих участков и довольно близко подходит к отражательной способности магнетита.

Здесь необходимо отметить разницу между зернами метаморфизованных хромшпинелидов и хромшпинелидов, обросшихся магнетитом, т. к. по отражательной способности они довольно близко подходят друг к другу. По мнению А. Г. Бетехтина [1], в метаморфизованных хромшпинелидах наружные очертания кайм представляют собой реликтовые кристаллические грани или очертания первоначальных зерен хромшпинелидов, а внутренняя граница кайм является неправильной (рис. 1а), а в хромшпинелидах, обросшихся магнетитовыми

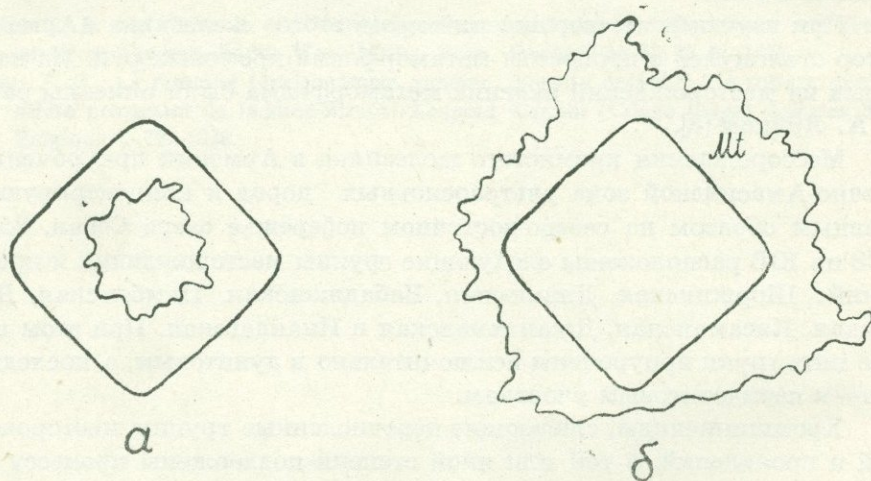


Рис. 1

каймами наблюдается обратная картина—наружные очертания магнетитовых «венчиков» имеют иззубренные линии (рис. 1б).

Другим отличием, которое также необходимо иметь в виду, является приобретение хромшпинелидовым веществом магнитных свойств. Как правило, метаморфизованные хромшпинелиды обладают заметными магнитными свойствами, тогда как свежие хромшпинелиды лишены их.

Далее, метаморфизованные участки одного и того же зерна характеризуются меньшей твердостью, чем свежие участки.

Наконец, наблюдается разница и в химическом составе этих

хромшпинелидов, выражающаяся в том, что в метаморфизованных рудностях уменьшается содержание Al_2O_3 и MgO и увеличивается Fe_2O_3 за счет окисления FeO , что приводит к отношению суммы молекулярных количеств трехвалентных окислов к сумме молекулярных количеств двухвалентных окислов большему, чем 1. В неизмененных же рудах отношение R_2O_3 к $RO=1$.

Интересно отметить, что метаморфизм хромшпинелидов в различных месторождениях проявляется различно. Рассмотрим все те формы, в виде которых проявился процесс метаморфизма в хромовых рудах Армении.

В одних случаях мы имеем дело с гладкополирующимися агрегатами зерен с хорошо сохранившимися кристаллическими очертаниями. Метаморфизованные участки в виде кайм ограничивают отдельные зерна. А. Г. Бетехин [1] считает, что здесь проявляется типичный пример явления цементации в том смысле, как ее понимают металлурги, т. е. диффузию тех или иных элементов в среду данного вещества с образованием твердого раствора или химических соединений. Рудами, обладающими гладкополирующимися агрегатами зерен, характеризуются Шоржинское, часть Бабаджанской, Даринское и Джанахмедское группы месторождений.

Характерен химический анализ образца такой метаморфизованной массивной руды (№ 259) из Даринской группы месторождений, приведенный в табл. 1. Как видно из данных пересчета на молекулярные количества, после исключения нерудных минералов¹, отношение суммы полуторных окислов к сумме двухвалентных окислов равно 1,1, что, вероятно, связано с переходом закисного железа в окисное и выносом глинозема и окиси магнезии из состава первоначального хромшпинелидового вещества при процессе метаморфизма.

В других случаях вместо гладкополирующихся кайм наблюдается выделение хлоритов, вследствие чего метаморфизованные участки резко выделяются от свежих. Образование выделений хлорита объясняется, по-видимому, реакцией между глиноземом, входившим в состав хромшпинелида, и серпентиновым веществом. Очень часто, в результате этой же реакции, обычно в прозрачных шлифах, видно, как хромшпинелиды обрастают хлоритом. Нередко наряду с хлоритом наблюдается также развитие мелких включений серпентина, вследствие чего в прозрачных шлифах они принимают облик губкоподобной массы. Рудами, обросшими хлоритом, характеризуются Шоржинская и Бабаджанская группы месторождений, а одновременно хлоритом и серпентином—часть Джильской (Ефимовское и Чатын-Даринское месторождения) и Памбакская группы месторождений.

Химический анализ образца густовкрапленной метаморфизованной руды (№ 263) одного из месторождений Джильской группы (ме-

¹ При пересчете исключен серпентин.

сторождения Чатын-Дара) приведен в табл. 1. Данные пересчета на молекулярные количества, после исключения нерудных минералов¹, показывают, что в результате процесса метаморфизма здесь произошло окисление двухвалентного железа в трехвалентное, вследствие чего отношение R_2O_3 к $RO=1,13$. Повышенное содержание глинозема и кремнезема, по-видимому, связано с новообразованными силикатами—хлорита и серпентина.

Далее, очень интересно развитие довольно редкого вида метаморфизма на Нижне-Даринском месторождении. Характерным здесь является то, что иногда в нацело метаморфизованных зернах замещение хромшпинелидового вещества силикатом происходит по трем направ-



Рис. 2

лениям, отвечающим спайности хромшпинелидов (рис. 2). Как показывает химический анализ образца такой метаморфизованной руды (№ 260, табл. 1)², отношение молекулярных количеств R_2O_3 к молекулярным количествам $RO=1,1$, по-видимому, также связано с переходом закисного железа в окисное.

Наконец, необходимо отметить случай, когда зерна хромшпинелидов метаморфизованы вдоль многочисленных трещин, в результате чего образуется картина, напоминающая сегчатую структуру (рис. 3).

По отношению к свежим участкам метаморфизованные участки характеризуются более низким рельефом. Метаморфизм здесь обычно

¹ При пересчете исключены серпентин и хлорит (по оптическим данным пеннин).

² При пересчете исключен серпентин.

Таблица 1¹

Компоненты	Образец № 259		Образец № 263		Образец № 260	
	вес в %	молек. кол.	вес в %	молек. кол.	вес в %	молек. кол.
SiO ₂	3.50	—	4.80	—	4.52	—
Al ₂ O ₃	7.50	074	25.80	237	6.34	062
Cr ₂ O ₃	47.80	314	29.48	194	43.52	286
Fe ₂ O ₃	12.55	078	8.60	054	8.67	054
FeO	11.33	157	10.80	150	14.33	199
MgO	14.12	235	16.20	277	10.10	152
CaO	0.50	—	0.46	—	0.92	—
П. п. п.	не опр.	—	не опр.	—	не опр.	—
Сумма	97.30	—	96.14	—	88.40	—
R ₂ O ₃ : RO	1.1:1	—	1.13:1	—	1.1:1	—



Рис. 3

сопровождается выделением новообразований серпентина и мельчайших зерен сульфидов никеля. По-видимому, серпентин замещает ранее измененные участки хромшпинелидов, что говорит о более глубоко зашедшем процессе метаморфизма. Рудами такого типа мета-

¹ Анализы выполнены в химлаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками А. А. Петросян и А. К. Иваницом.

морфизма хромшпинелидов характеризуется Верхне-Даринское месторождение. К сожалению, химический анализ образцов этих руд отсутствует, но принадлежность их к метаморфизованным разностям подтверждается также и в проходящем свете, где они совершенно не просвечивают.

Рассматривая процесс метаморфизма хромшпинелидов в рудах перечисленных групп месторождений в целом, можно отметить следующее.

1. Степень метаморфизма хромовых руд в различных месторождениях различна. Наряду со слабо метаморфизованными рудами (Шоржинская и Джанахмедская группы месторождений) мы имеем руды с интенсивным развитием процесса метаморфизма (Джилльская и Даринская группы месторождений). В начальных стадиях метаморфизма происходит изменение зерен хромшпинелидов по краям и вдоль трещин. В конечных же стадиях внутри измененных участков появляются новообразования серпентина, хлорита и реже мельчайших зерен сульфидов никеля. Характерно, что неравномерность развития процесса метаморфизма наблюдается даже в пределах одного и того же рудного тела—в контактовых частях хромшпинелиды сильно метаморфизованы, а в центральных частях—слабо. Наблюдается прямая зависимость изменения рудных тел от степени изменения вмещающих их пород: чем сильнее изменены вмещающие породы, тем сильнее изменены руды. Последнее обстоятельство говорит о том, что как рудные тела, так и вмещающие их породы метаморфизованы одними и теми же агентами. Изменение руд, по-видимому, связано все с тем же гидротермальным процессом массовой серпентинизации ультраосновных пород.

2. Далее, характер проявления процесса метаморфизма зависит от особенностей химического состава хромшпинелидов и степени метаморфизма. Общеизвестно, что хромит с теоретической формулой $FeCr_2O_4$ может быть встречен только в метеоритах, на практике же мы обычно имеем дело со значительными количествами изоморфных примесей других окислов Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , ZnO и др. В этом отношении применение термина «хромит» ко всяким хромовым рудам без учета вышеуказанных изоморфных примесей является неверным. По-видимому, при процессе метаморфизма важную роль играют и изоморфные примеси, которые входят в химическое взаимодействие с метаморфизующими агентами. Таким образом, здесь протекает сложный химический процесс, при котором происходит:

а) окисление закисного железа хромшпинелидов в окисное, подобно тому как это наблюдается в процессе мартитизации магнетита. И действительно, в рудах Бабаджанской группы месторождений А. А. Луйком [3] отмечены редкие выделения мельчайших зерен гематита, наблюдающиеся лишь с помощью иммерсионного масла. Такая же

картина наблюдается и в метаморфизованных хромшпинелидах Уральских месторождений;

б) вынос из хромшпинелидов глинозема и окиси магния, вследствие чего метаморфизованные разности бедны этими окислами и соответственно обогащены окисью хрома.

3. В связи с такими сложными химическими изменениями соответственно происходит нарушение в строении кристаллической решетки и переход хромшпинелидов в коллоидное или скрытокристаллическое состояние. Так, некоторые метаморфизованные разности Памбакской группы месторождений после травления парами концентрированной азотной кислоты обнаруживают коллоидную микротекстуру [3]. Об этом же говорят данные рентгенометрического анализа, полученные С. А. Кашиным [2] в результате изучения метаморфизованных руд Верблюжьих гор, из которых вытекает:

а) размеры решеток слабо метаморфизованных хромшпинелидов занимают место между размерами решеток чистого магнетита и магнетиальной шпинели;

б) с возрастанием степени изменения хромшпинелидов наблюдается некоторое расширение решетки;

в) в сильно измененных разностях происходит распад кристаллического вещества и переход его в аморфное состояние.

Из вышеизложенного вытекают следующие выводы:

1. Метаморфизм хромовых руд и вмещающих их пород связан с одним и тем же гидротермальным процессом массовой серпентинизации ультраосновных пород.

2. С химической точки зрения метаморфизм хромшпинелидов представляет сложный процесс, при котором происходит переход FeO в Fe_2O_3 и вынос Al_2O_3 и MgO , вследствие чего происходит естественное обогащение руд окисью хрома.

3. При метаморфизме происходит нарушение кристаллической решетки и переход хромшпинелидов в коллоидное или скрытокристаллическое состояние.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г., К изучению месторождений хромистого железняка, Зап. Ленингр. горного института, 8, 1934.
2. Кашин С. А., Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале), Хромиты СССР, т. I, Изд. АН СССР, 1937.
3. Луйк А. А., О явлениях метаморфизма хромшпинелидов некоторых месторождений Закавказья, Хромиты СССР, т. II, Изд. АН СССР, 1940.
4. Абовян С. Б., О некоторых физических свойствах хромшпинелидов Армении, Изв. АН Арм. ССР, Серия геологич. и географич. наук, т. X, № 3, 1957.

С. С. МКРТЧЯН

КАЛЕРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МОЛИБДЕНИТА

Во время проведения геологических исследований в южной части Армянской ССР нами было выявлено интересное месторождение молибденита, отличающееся от ранее известных месторождений несколько необычной ассоциацией сопутствующих минералов, а также весьма крупными размерами кристаллов молибденита.

Месторождение расположено в западной части Зангезурской рудоносной области, известной своими крупными месторождениями и многочисленными проявлениями медно-молибденовых руд, в 0,5 км южнее сел. Калер.

Калерское месторождение, как и подавляющее большинство других месторождений области, расположено в пределах Охчи-Мегринского (Кунгуро-Алангезского) полифазного интрузивного массива. Участок месторождения сложен монцонитами, габбро-диоритами и габбро, внедрение которых имело место в первую фазу формирования массива.

Указанные породы прорезаны многочисленными жилами пегматитов, аплитов и кварц-карбонатных пород, в которых местами отмечается интенсивная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, молибденит). Наиболее интересный участок оруденения отмечен в логе ручья, протекающего южнее с. Калер, у сельской школы. Здесь у уреза воды (у небольшого водопада) в правом его борту обнажаются две пегматитовые жилы, падающие на северо-запад 330° под углом 30° . Мощность жил 0,2—0,3 м. По простиранию на поверхности они прослеживаются на протяжении 5—6 м, скрываясь далее под делювиальными отложениями склона лога. На отдельных участках пегматиты, в результате их последующей переработки низкотемпературными растворами, превращены в кварц-карбонатную породу. В последних обнаружены крупные, хорошо образованные кристаллы молибденита, а также скопления халькопирита и пирита.

На прилегающих по простиранию жил участках сохранились и первичные минералы пегматитов—крупные кристаллы калиевого полевого шпата, кварца и биотита. В измененных породах наряду с

многочисленными мелкими кристаллами молибденита, имеющими облик гексагональных таблиц, нередко встречаются крупные кристаллы молибденита в виде коротких и боченкообразных призм. Размеры последних в поперечнике доходят до 5—6 см, а в высоту—до 3—4 см. Кристаллы настолько хорошо образованы, что вполне пригодны для измерений. Спайность весьма совершенная по (0001).

В зоне окисления по молибдениту развиваются ферримолибдит, а также повеллит. В крупных кристаллах они развиваются по краям пластинок молибденита, в мелких кристаллах целиком замещают молибденит.

Встречаются и крупные кристаллы, целиком представленные повеллитом, при этом последний полностью сохраняет кристаллографические очертания молибденита.

Вместе с молибденитом отмечаются также кристаллы халькопирита с хорошо выраженными гранями тетраэдра. Широко развиты в жильной массе карбонаты и халцедон, среди которых залегают кристаллы молибденита, халькопирита и пирита.

Необычная ассоциация указанных минералов объясняется более поздним образованием карбоната и халцедона, что отчетливо проявляется при микроскопическом изучении образцов. В шлифах наблюдается замещение карбонатом и халцедоном кристаллов кварца и калиевого полевого шпата.

Карбонат, судя по характерной ромбоэдрической форме зерен, показателю преломления $=1,700 \pm 0,004$, является доломитом. Халцедон встречается обычно в виде неправильных участков, часто полых в центре, нередко окаймляет внутреннюю часть замкнутых полос карбонатов в сферокристаллах, слагающих полосы различной величины. Рудные зерна рассеяны прожилками карбонатов. Иногда карбонат образует на них кайму, нарушая кристаллографические очертания.

Калерское месторождение представляет большой интерес в отношении выяснения генезиса медно-молибденового оруденения Зангурской рудной области.

Очевидно, магматический очаг, с которым связывается оруденение этой области на стадии глубоко зашедшей дифференциации, был обогащен молибденом и медью. В связи с этим необходимо детально изучить широко развитые в области последние дифференциаты магмы—пегматитовые, аплитовые и кварц-карбонатные жилы.

В связи с незначительными размерами рудоносных жил Калерское месторождение промышленного интереса не представляет.

Однако, учитывая широкое развитие на прилегающих участках других, еще не изучаемых жил, а также зон гидротермально измененных пород, здесь необходимо провести широкие поисковые работы.

З. О. ЧИБУХЧЯН

ОБ ИЗОМИКРОКЛИНЕ
ИЗ ПОРОД ДРЕВНЕГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА
АРМЯНСКОЙ ССР

Микроклин с положительным углом оптических осей, известный в литературе под названием изомикроклина, считается очень редкой разновидностью каликатровых полевых шпатов.

Лишь в 1956 г. А. Н. Казаковым [2] было опубликовано краткое сообщение о распространенности изомикроклина в докембрийских и палеозойских гнейсо-гранитах, гранитах и других породах Мамского гранитного поля (Северо-Байкальское нагорье).

При определении оптических констант минералов на федоровском столике в шлифах мигматит-гранитов и лейкократовых гранитов из древнего метаморфического комплекса Армянской ССР нами были встречены микроклины с положительными углами оптических осей, причем в тех же шлифах выявлены микроклины и с отрицательными углами $2V$ (нормальные микроклины).

Мигматит-граниты, относимые к кембрию-докембрию, развиты в Арзаканском массиве Армении. Метаморфические сланцы Арзаканской свиты интенсивно мигматитизированы. Процесс магматического метасоматоза выражен в окварцевании и микроклинизации пород. В зависимости от степени мигматитизации количественно-минералогический состав породы заметно варьирует, давая ряд разновидностей.

Подвергнутый микроскопическому исследованию образец мигматит-гранита (№ 495) имеет гранобластовую структуру. Главнейшими минералогическими компонентами¹, слагающими породу, являются кварц, калишпат, плагиоклаз альбит-олигоклазового состава, биотит и мусковит. Калишпат, представленный микроклином как с положительным, так и с отрицательным углом оптических осей, в шлифе водяно-прозрачный без следов пелитизации и с довольно четко выраженным двойникованием (рис. 1). В зависимости от срезов зерен двойникование проявляется в различной степени: в сечениях близпарал-

¹ Здесь и далее минералогический состав приводится в порядке количественного убывания компонентов.

лельных плоскости оптических осей оно наиболее четкое и представлено системой пересекающихся двойниковых полос, т. е. дает типичную микроклиновую решетку. Микроклин часто развивается по плагиоклазу, давая пертиты замещения.

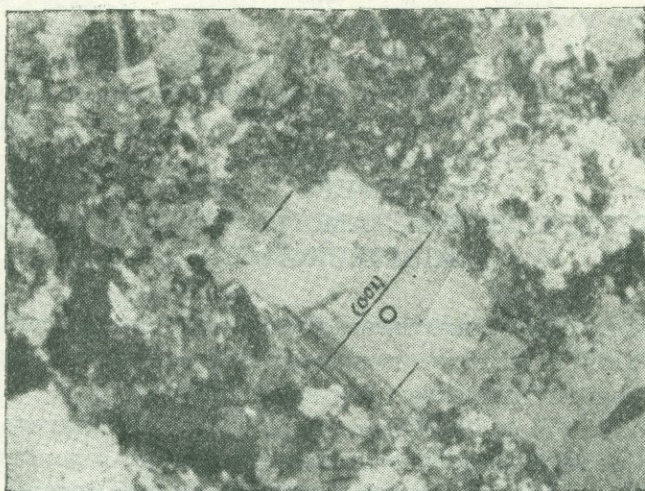


Рис. 1. Мигматит-гранит. шл. 495. Увелич. 45х, ник.+
В центре изомикроклин. Кругок— „точка“ замера.

Кроме пертитов замещения, в некоторых зернах наблюдаются пертиты распада. Последние представлены тонкими волоконцами, ориентированными в плоскости (100). Из всех спайностей лучше всего выражена спайность по (001), которая часто дает протягивающиеся через все зерно трещинки. Хуже выражена спайность по (100). Трещин спайности по (010) выявить не удалось. Размеры зерен микроклина колеблются от долей миллиметра до 2,5 мм в поперечнике без определенной ориентировки в каком-либо направлении. Кварц в шлифе имеет ясно выраженное «волнистое погасание», указывающее на деформацию кристаллической решетки.

Лейкократовые граниты Апаранского р-на, относимые к низам палеозоя, обычно развиты в виде сравнительно небольших инъекций в толщу метаморфических пород. Они представлены мелко-, средне-, а также крупнозернистыми разновидностями.

Из лейкократовых гранитов были исследованы три образца из разных выходов (№№ 3420, 3474 и 3538). Поскольку эти образцы резко различаются как по структуре, так и по характеру содержащегося калинатрового полевого шпата, ниже приводится краткая характеристика каждого образца в отдельности.

Образец № 3420 характеризуется порфирированной структурой. В минералогическом составе участвуют в качестве главных компонентов микроклин, плагиоклаз, почти нацело серицитизированный, и

кварц. Порфириовидные выделения представлены микроклином, размеры которых достигают 7 мм в поперечнике. Микроклин очень тонко сдвойникован, пелитизирован и пертитизирован (пертит распада, а иногда замещения).

Исследованный в шлифе образец № 3474 имеет неравномерно-зернистую структуру. Минералогический его состав: нерешетчатый микроклин, кварц с резким волнистым погасанием и серицитизированный плагиоклаз. Размеры зерен микроклина колеблются от долей миллиметра до 3,9 мм. Микроклин частично пелитизирован и очень сильно пертитизирован (пертит распада). Пертитовые вростки имеют форму волокон и вытянуты в одном направлении. Спайность по (001) выражена очень хорошо и дает систему частых прерывистых трещинок, но иногда протягивающихся через все зерно.

Под микроскопом образец № 3538 имеет катакластическую структуру. Главнейшими минералами, слагающими породу, являются кварц, калишпат и плагиоклаз. Кварц в шлифе раздроблен с выполнением трещин кварц-карбонатными прожилками и имеет резко выраженное волнистое погасание. Деформация плагиоклаза выражена в искривлении двойниковых полосок. Калишпат, представленный микроклином, большей частью не сдвойникован и лишь в 2—3 зернах есть плохо выраженное двойникование. На некоторых зернах наблюдаются расплывчатые «пятна», вероятно, зарождающегося двойникования, приуроченные к периферийным частям.

Переходя к изложению полученных данных, отметим, что угол оптических осей микроклинов определялся в подавляющем большинстве случаев по двум выходам с обязательной проверкой положения острой биссектрисы. В тех же случаях, когда имелся лишь один выход оптической оси, брались те разрезы, в которых оказывалось возможным совмещение с осью I федоровского столика всех трех осей оптической индикатрисы.

В шлифах замерялись без исключения все зерна микроклина, удовлетворяющие этим требованиям. Такое массовое измерение в многих шлифах было вызвано необходимостью оценки распространенности положительных и отрицательных разновидностей микроклина.

Микроклин из образца № 495 дает для угла оптических осей значения от $+74^{\circ}$ до -70° . В этом образце было сделано 33 замера, на основании которых построена вариационная кривая угла оптических осей (рис. 2).

Значения углов $2V$ скомпонованы по группам с интервалом в 5° [(+)66—70°, (+)71—75°, ..., (+)86 —(±)90°, (-)89—85°, ..., (-)74—70° (-)69—65°].

Сделанные нами построения показали, что характер вариационной кривой в той или иной степени меняется как в зависимости от величины интервала, так в зависимости и от местонахождения его начальной точки. При интервалах до 5° характер кривой существенно

не меняется и отражает реальные соотношения значений угла $2V$ в определенных пределах, что затушевывается при больших интервалах вследствие сравнительной близости максимумов. Это предопределило выбор интервала в 5° , тем более,

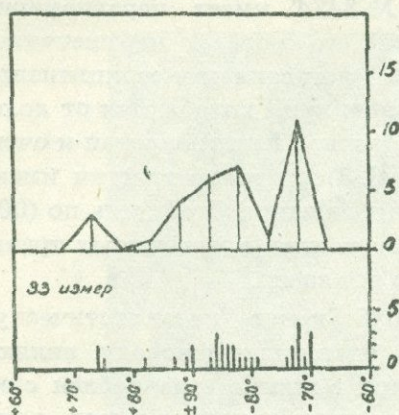


Рис. 2

что построения, сделанные Л. А. Варданянцем [1] в 1937 г., показали слабое влияние случайных ошибок в определении угла оптических осей при этом интервале. Эти же соображения обусловили выбор начальной точки интервала, хотя здесь важную роль играет двойственное положение значения $\pm 90^\circ$. Поскольку для „нормальных“ микроклинов угол $2V$ не превышает -88° [3], мы отнесли значение $\pm 90^\circ$ в группу $+86 - \pm 90^\circ$.

На вариационной кривой (рис. 2) довольно четко наблюдаются

три максимума. Первый максимум приходится на интервал $+71 - 75^\circ$, второй — на $-84 - 80^\circ$, а третий, наиболее ясно выраженный, на интервал $-74 - 70^\circ$. На крайние значения приходится 42,4% всех измерений.

Угол оптических осей микроклина из лейкократовых гранитов (образцы №№ 3420 и 3474) варьирует в интервале от $+76^\circ$ до -74° , причем, на диаграмме (рис. 3), построенной по данным 44 замеров, ясно выделяются два максимума. Один максимум падает на интервал $+81 - 85^\circ$, а другой — на $-84 - 80^\circ$. Третий максимум, который соответствовал бы значению $\pm 90^\circ$, при разбивке значений угла $2V$ на группы по 5° не может проявиться ввиду близости двух соседних сильных максимумов. На эти два интервала приходится 59,1% всех измерений.

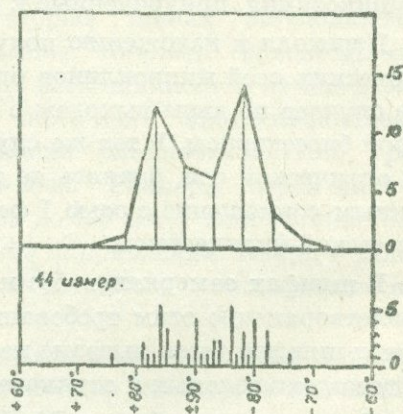


Рис. 3

Появление на обеих кривых четких крайних максимумов ни в какой мере не может быть случайностью, поскольку замерялись все зерна и было произведено большое количество измерений.

Некоторые предположения по интерпретации полученных данных приведены несколько ниже.

Иная картина получается для микроклина из образца № 3538.

Здесь, как уже отмечалось выше, наблюдаются «пятна», вероятно, зарождающегося двойникования. Замеры углов $2V$ в двух зернах для центральных и периферийных частей дали разные значения; в одном зерне, соответственно, — $+84^\circ$ и $+89^\circ$, а в другом — $\pm 90^\circ$ и -88° .

Важно изменение вместе с этим и оптической ориентировки минерала в соответствующих «точках». В обоих случаях вместе с изменением угла $2V$ от отрицательных значений в сторону положительных уменьшается угол, составляемый осью Ng с $\perp (001)$. Так как в этом образце было сделано лишь 9 измерений угла $2V$, вариационная кривая не приводится. Полученные значения следующие: $+84^\circ$, $+89^\circ$, $\pm 90^\circ$, -88° , -88° , -86° , -75° , -82° , -78° .

Общая вариационная кривая угла $2V$ (рис. 4), построенная по всем данным и имеющая четыре максимума, соответствующая такому для каждой разновидности пород в отдельности, дает четкую картину изменения оптических свойств микроклина из пород древнего метаморфического комплекса Армении.

Как видно из диаграммы (рис. 4), из 86 измерений на изомикроклин приходится 24 или 28%, поэтому мы склонны считать, как и А. Н. Казаков [2], что изомикроклин не является большой редкостью и в породах древнего метаморфического комплекса Армении развит довольно широко.

Необходимо также отметить, что вариации угла $2V$ не находятся в какой-либо связи с величиной зерен микроклина.

Интересен факт почти равного процентного содержания изомикроклина в породах Армении и Мамского гранитного поля (28 и 26%),

что, может быть, является отражением идентичного дальнейшего геологического развития этих двух комплексов.

Второй вопрос, имеющий важное значение, — это оптическая ориентировка исследованных микроклинов.

Некоторые оптические константы замеренных микроклинов, для которых оказалась возможным увязка кристаллооптических элементов, сведены в таблицу. Из данных таблицы видно, что оптическая ориентировка микроклинов, как с положительными, так и с отрицательными углами оптических осей, существенно триклинная.

Координаты полюсов спайности (001), относенные к осям оптической индикатрисы Ng , Nm и Np , для изомикроклина и отрицательного

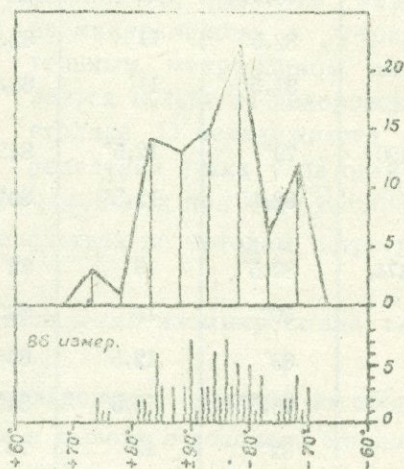


Рис. 4

Таблица

№ шлифа	Координаты \perp (001) с осями индикатрисы			Координаты \perp (100) с осями индикатрисы			2V
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	
495	79°	11,5°	86°	72°	75°	23°	+74°
	81°	19°	74°	—	—	—	-80°
	—	—	—	73°	73°	24°	-72°
	83,5°	8°	85,5°	—	—	—	-86°
	81,5°	16°	76,5°	—	—	—	-85°
	—	—	—	73°	75°	23,5°	-85°
	76°	16°	82°	—	—	—	+82°
	79°	14°	81°	—	—	—	+74°
	78,5°	14°	83°	—	—	—	+75°
	82,5°	11°	82,5°	—	—	—	-74°
81,5°	11°	83,5°	—	—	—	-83°	
3420	79°	12,5°	84°	—	—	—	+84°
	82,5°	12,5°	80°	—	—	—	-84°
3474 ₁	80,5°	13°	82°	—	—	—	-81°
	80°	13°	82°	—	—	—	+85°
	83°	12,5°	80°	—	—	—	-87°
	78,5°	13,5°	84°	—	—	—	+84°
	82°	15°	78°	—	—	—	-82°
81°	10°	86°	—	—	—	±90°	
3474 ₂	81°	12°	82°	—	—	—	+81°
3474 ₃	81°	10°	88°	—	—	—	-84°
3538	79°	14°	82°	—	—	—	+84°*
	80°	14°	81°	—	—	—	+89°***
	80°	14,5°	80°	—	—	—	±90°*
	80,5°	14,5°	79,5°	—	—	—	-88°***

* — замеры в центральной части.

** — замеры на периферии в местах „пятен“.

микроклина нанесены на диаграмму (рис. 5), причем, для сравнения, на ней даны также координаты типичных ортоклаза и микроклина.

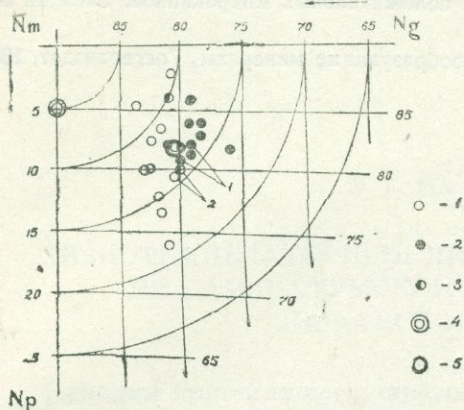


Рис. 5. Диаграмма координат (001). 1—отрицательного микроклина, 2—изомикроклина, 3—микроклина со значениями $2V = \pm 90^\circ$, 4—типичного ортоклаза, 5—типичного микроклина. Цифры 1 и 2 на диаграмме соответствуют значениям зерен из образца № 3538.

На диаграмме, несмотря на немногочисленность данных (всего 23 точки), наблюдается некоторое различие в оптической ориентировке этих двух разновидностей микроклина, которое проявляется в величине углов, составляемых осью Ng с $\perp (001)$. Для изомикроклина этот угол равен $76-80^\circ$ (только в одном случае 81°), а для отрицательного микроклина $80,5-83,5^\circ$.

Как явствует из вышеизложенного, различие между изомикроклином и отрицательным микроклином выявляется только на федоровском столике. О ненадежности определения знака угла оптических осей микроклинов в коноскопе и возможных при этом ошибках уже неоднократно указывалось в руководствах по методам петрографических исследований.

Переходя к вопросу о причинах появления изомикроклина, следует остановиться на двух моментах.

Во-первых, микроскопическое исследование пород и их общее геологическое положение приводят нас к выводу о довольно сильном влиянии динамических напряжений, которые не могли не вызвать частичной деформации кристаллической решетки минералов в зависимости от величины и продолжительности приложенных сил.

Во-вторых, наличие максимумов на вариационных кривых углов $2V$, приходящихся на эквивалентные значения, и результаты замеров, полученных из образца № 3538, говорят о том, что изменение угла оптических осей микроклина происходит в зависимости от изменения оптической индикатрисы.

Все это дает возможность предполагать приуроченность изомикроклина к породам, оказавшимся в зонах сильных динамических воздействий.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Варданыц Л. А.*, Оптико-минералогическая характеристика аноклазов неинтрузий Большого Кавказа, Записки Всерос. минералог. об-ва, 66, № 3, 1937.
2. *Казаков А. Н.*, О распространенности положительных микроклинов, Записки Всес. минералог. об-ва, 87, № 3, 1956.
3. *Лодочников В. И.*, Главнейшие породообразующие минералы, Госгеолыздат, 1955.

Э. Г. МАЛХАСЯН

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЙ ДИПИРАМИДАЛЬНЫЙ КВАРЦ ИЗ БАРАБАТУМСКОЙ СЕРИИ ПОРФИРИТОВ КАФАНСКОГО РАЙОНА

Находки кристаллов дипирамидального кварца являются сравнительно редкими. За последние годы известны описания подобных кристаллов из месторождения Тетюхе [4], Бастой [5] и Донбасса [6]. Общепринятым является представление о том, что кварц дипирамидального габитуса является высокотемпературным образованием, характерным для некоторых излившихся пород. Полагают, что температура образования такого кварца выше $+575^{\circ}$ [1, 3, 7].

Порфириты Барабатурской серии с содержанием дипирамидальных кристаллов кварца развиты в районе с. Барабатур, почему и известны под названием «Кварцевые порфириты Барабатурской серии».

Эти породы приближаются к спилитовым образованиям и характеризуются: а) тесной ассоциацией вулканогенных пород со слоистыми осадочно-вулканогенными образованиями; б) в большинстве случаев типично выраженным характером отдельностей, давая «подушечные» или «шаровые» лавы; в) отсутствием в составе указанной группы пород типично пирокластических наземных образований и т. д.

Основной минералогический состав породы — плагиоклаз, кварц и редко (на вид) свежесохранившиеся кристаллы роговых обманок (в большинстве случаев мы здесь имеем псевдоморфозы хлорита и карбоната по роговой обманке). Из вторичных минералов присутствуют хлорит, карбонат, серицит и пренит.

Акцессорные минералы представлены пиритом, магнетитом (последний является результатом изменения роговых обманок) и марказитом, имеющими подчиненное значение. В виде единичных зерен встречается апатит.

Описываемые породы привлекают внимание исследователей оригинальными кристаллами дипирамидального кварца, которые представлены очень правильно кристаллографически выраженными формами (рис. 1).

Размеры кристаллов кварца колеблются от 0,5 до 4—5 см. Кристаллографическая форма—гексагональная дипирамида $\{10\bar{1}1\}$.

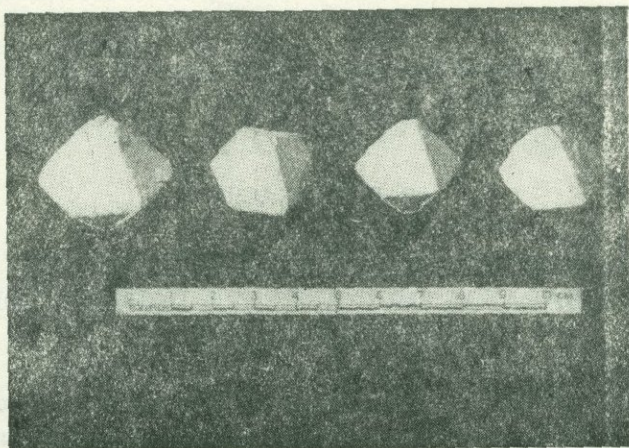


Рис. 1

В количественном отношении кварц варьирует от 5 до 10%, местами занимает до 15% породы, и только на немногих участках макроскопически видимый кварц отсутствует.

Обычно крупные кристаллы раздроблены трещинками и заполнены продуктами более поздних вторичных образований—хлоритом и карбонатом. Иногда кварц проявляет слабо зональное строение.

Отмечено, что в ряде случаев дипирамидальные кварцы содержат (включают) кристаллы роговых обманок, указывающие на более позднее образование кварцевых кристаллов, заключающих в себе кристаллы роговых обманок более ранней генерации.

Наличие таких кристаллографически правильно выраженных кристаллов кварца в подобных образованиях приводит к мысли, что образование (формирование) пород началось еще при высоких температурах во время движения магмы, однако изливаясь и попадая в подводную, более низкотемпературную среду, кристаллы имели возможность в новой спокойной обстановке медленно расти, образуя крупные кристаллы.

О низкотемпературных условиях образования кварца (образовавшегося в подводных условиях) говорит не только порядок кристаллизации, формирования его, в конечной стадии породообразования, но и ассоциация с другими минералами, как пирит и марказит, а также почти полное отсутствие роговых обманок и развитие псевдоморфоз хлорита и карбоната по ним.

Описываемые дипирамидальные кварцы были подвергнуты также рентгеноструктурному исследованию (Рентгеновская лаборатория Химического И-та АН Арм. ССР Л. О. Атовмян). Последнее подтвер-

дило их низкотемпературный характер, т. е. принадлежность к α разновидности образующейся при температурах ниже $+575^{\circ}$.

В литературе хорошо известен аналогичный нашему кварцу низкотемпературный «дипирамидальный» кварц, относящийся к так называемому «кумберландскому типу»; по Специя подобный кварц кристаллизуется в лабораторных условиях при температуре около $+180^{\circ}$, что примерно соответствует подводной среде.

Случаи низкотемпературного «дипирамидального» кварца описывают С. С. Смирнов, В. И. Михеев и И. И. Шафрановский [4] из Тетюхинского свинцово-цинкового месторождения, где низкотемпературные «дипирамидальные» кварцы заключают в себе столбчатые кристаллы кварца, относящиеся, вероятно, к более высокотемпературным образованиям.

Случаи нахождения низкотемпературного «дипирамидального» кварца описывают также А. М. Пап из месторождения Бастой [5] и П. Н. Чирвинский из Донбасса [6].

Таким образом, кристаллы кварца вне зависимости от условий, в которых они образуются, приобретают иногда одинаковые морфологические особенности, что в значительной степени затрудняет использование кварца как геологического термометра. Это обстоятельство подтверждается также работами Г. М. Вировлянского [2] и А. В. Шубникова [7], которые одинаковые морфологические кристаллы кварца относят к различным температурным условиям их образования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г., Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
2. Вировлянский Г. М., Кварц как геологический термометр. ЗВМО, вып. 3, 1938.
3. Луцицкий В. И., Петрография, т. 2, 1949.
4. Смирнов С. С., Михеев В. И., Шафрановский И. И., О кристаллах «дипирамидального» кварца из Тетюхинского свинцово-цинкового месторождения. ЗВМО, вып. 4, 1947.
5. Пап А. М., Дипирамидальный кварц из месторождения Бастой (северо-восток СССР), Труды Всесоюз. Магаданск. НИИ-1, т. 1, Геология, Магадан, 1956.
6. Чирвинский П. Н., Находка кварца без призмы в Донецком бассейне, ЗВМО, вып. 9, 1948.
7. Шубников А. В., Кварц и его применение. Изд. АН СССР, М., 1940.

А. Г. БАБАЕВ

К ПОЗНАНИЮ ГИПЕРГЕНЕЗА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Понятие о гипергенезе было введено в литературу в 1922 г. В книге «Геохимия России» А. Е. Ферсман писал: «Под процессами поверхностного разрушения—гипергенеза мы подразумевали весь комплекс химических и геохимических явлений, которые протекают на границе между атмосферой и твердой земной оболочкой». В этой же книге он подчеркивал, что под именем гипергенеза следует понимать «все то, что стремится к равновесию между лито- и атмосферой, т. е. приводит к образованию почвы или нового осадка». В более поздней работе (1934, стр. 129) А. Е. Ферсман вновь вернулся к анализу гипергенных процессов, сущность которых он изложил в виде нижеследующего определения: «Гипергенез (по климатическим зонам) общее изменение литосферы под влиянием факторов поверхности» (Ферсман—1934, стр. 127). Однако несколько ниже он разъясняет, что к гипергенезу, помимо собственно гипергенеза (общее изменение литосферы под влиянием факторов поверхности), относятся также:

- 1) педогенез—образование почвенного покрова,
- 2) сингенез—одновременные осадки химического характера,
- 3) диагенез—изменение осадков под влиянием покрывающих водных растворов,
- 4) галогенез—осадки соляных озер и соляных источников,
- 5) катагенез—образование осадков на границе двух разнородных осадочных пород,
- 6) гидрогенез—осадки подземных водозных вод,
- 7) механогенез—механические накопления,
- 8) биогенез—образования, связанные с живым веществом,
- 9) техногенез—образования, связанные с хозяйственной деятельностью человека.

Этот подход А. Е. Ферсмана, сформулированный им в работе 1934 г. [12], существенно отличается от того, который был им дан в работе 1922 г.

В ранних представлениях А. Е. Ферсмана гипергенез рассматривался в качестве сложного физико-химического процесса поверхност-

ного разрушения ранее образовавшихся горных пород. Здесь особо следует подчеркнуть, что в такой оценке гипергенных процессов не проводится разграничения форм и степени его воздействия на осадочные и изверженные породы.

В работе 1934 г. А. Е. Ферсман значительно расширяет сущность гипергенных процессов, причем он относит к ним, как это следует из вышеизложенного, и такие ранние стадии формирования осадочных пород, как сингенез и диагенез. Из последнего определения А. Е. Ферсмана следует также, что гипергенез представляет собою процесс, особенно характерный для осадочных пород, поскольку как раз с ними связаны различные формы его проявления.

Столь заметное расширение сферы гипергенных процессов вряд ли можно считать оправданным, так как при таком подходе понятие гипергенез фактически становится синонимом понятия «экзогенные процессы», что отмечено и И. И. Гинзбургом (1953 г.).

В этих же двух работах А. Е. Ферсман предлагает и рассматривает также понятие о катагенезе, которому он придавал исключительно важное значение. Вначале он называл катагенезом совокупность химических образований, возникших в осадочной породе после того как она оказалась ограниченной от водной массы бассейна новым слоем осадка вплоть до момента, когда она сделалась поверхностью материка. Позже, под катагенезом он подразумевал «совокупность геохимических процессов, вызываемых на границе разнородных минеральных комплексов, свит, пород и т. д. (1934, стр. 286).

В противоположность понятию гипергенез, понятие катагенез не получило в литературе распространения и в настоящее время оно почти забыто. Причиной этого является существование термина диагенез, сущность которого практически полностью перекрывает все те явления, которые А. Е. Ферсман относил к катагенезу. Кроме того, в определении катагенеза А. Е. Ферсманом, как недавно отметил Н. Б. Вассоевич (1957 г.), имеет место двойственность, что, по-видимому, также мешало внедрению в практику исследовательских работ понятия о катагенезе. Наконец, отметим, что в работах А. Е. Ферсмана не дано четкого определения соотношения между гипергенезом и катагенезом. Так, на стр. 130 своей «Геохимии» (том II) он пишет: «Как крайняя форма быстро регрессивного движения, является полное обмеление и непосредственное обнажение осадка в зоне атмосферы, наступает момент *катагенеза-перерыва* (подчеркнуто нами—А. Б.), в котором осадочная порода подвергается разрушению и геохимическому превращению...» «Если,—продолжает А. Е. Ферсман,—в дальнейшем вновь наступает трансгрессия моря, то начинается наступание бассейна на материк, и на зону катагенеза перерыва начинает налагаться серия трансгрессивных осадков в последовательности: продукты переработки почвенного и мелководного покрова моря и образова-

ние основного конгломерата из них у берега (катагенез трансгрессии), затем следуют песчаники и известняки».

В этой же работе А. Е. Ферсман вводит понятие о генетическом цикле нормального осадочного процесса, который им подразделен следующим образом:

А—Образование первичного осадка

В } Диагенез—образование отдельных конкреций или стяжений
и в дальнейшем сплошное превращение в породу,
но все еще в сочетании с той водной системой, из
С } которой он образовался.

Д } Катагенез—отдельные фазы процессов взаимных химических
Е } реакций между серией химически и физически
F } разнородных сред.

L—Гипергенез—изменения образований под влиянием климатического режима и реакций земной поверхности.

Нетрудно заметить, что в схеме цикла нормального осадочного процесса катагенез рассматривается в качестве одной из его стадий, а гипергенез—в качестве другой, следующей за стадией катагенеза, тогда как в другом месте этой же работы катагенез оценивается как один из процессов гипергенеза. Эта смысловая и терминологическая нечеткость, видимо, также является причиной того, что термин катагенез не получил распространения в геологической литературе.

Однако есть и другая, даже более важная, причина, позволяющая, вопреки мнению Н. Б. Вассоевича (1957 г.), сомневаться в необходимости широкого использования этого понятия даже в том его обновленном содержании, которое предлагает Н. Б. Вассоевич. Эта, едва ли не основная, причина состоит в том, что, говоря о катагенезе, мы в принципе так или иначе должны иметь в виду те процессы, которые в литературе именуется диагенезом или же гипергенезом. О нецелесообразности возрождения термина «катагенез» писал и Л. Б. Рухин (1953 г.).

Сущность процессов диагенеза в последние годы неоднократно обсуждалась в литературе, причем после всестороннего и углубленного их изучения Н. М. Страховым (1953, 1954, 1956 гг.) стали ясными не только причины, формы и масштабы его проявления, но также и его границы и значение в формировании осадочных пород. Поэтому предложение Н. Б. Вассоевича, на наш взгляд, является едва ли необходимым неологизмом. Любопытно, что в таблице 1 (стр. 171), где Н. Б. Вассоевич окончательно оформляет свои представления о стадиях формирования осадочных пород, различия между диагенезом и катагенезом заключается только в том, что диагенез преобразует осадок, а катагенез—горную породу, причем Н. Б. Вассоевич эту свою мысль поясняет так: «Катагенез (изменение породы; *диагенез поро-*

ды)» (подчеркнуто нами—А. Б.). При таком понимании катагенеза невольно возникает вопрос, что же тогда понимать под гипергенезом?

Наиболее приемлемым кажется нижеследующее определение сущности гипергенных процессов: *Гипергенезом называется вся сумма геохимических и структурных изменений осадочной породы, вызванная необходимостью ее приспособления к геохимическим и термодинамическим условиям бытия.*

Нередко понятие о гипергенезе отождествляют с понятием о выветривании горных пород. В этом смысле в основном определяется гипергенез, в частности, А. А. Сауковым. Однако с таким пониманием сущности гипергенеза согласиться нельзя, хотя бы потому, что в этом случае термин гипергенез становится излишним, тем более, что выветривание горных пород можно справедливо считать глубоко проработанным направлением геологической науки.

Понятие о гипергенезе, без сомнения, нельзя отождествлять с выветриванием еще и потому, что формы и места проявления этих двух процессов далеко не идентичны. Вообще нет никаких оснований проявление гипергенных процессов ограничивать поверхностью земли. Еще А. Е. Ферсман отмечал, что существует гипергенная зональность, идущая сверху вниз и обуславливающая «...очень важные явления вторичного изменения с глубиной» (1934 г.). Поэтому кажется весьма рациональным принять предложение Н. Б. Вассоевича о выделении внешней и внутренней зоны гипергенеза. Внешняя зона гипергенеза отвечает поверхности земли, а внутренняя—ее глубинным зонам. В соответствии с этим можно выделить *идиогипергенез* (гипергенез во внешней зоне) и *интрогипергенез*¹ (гипергенез во внутренней зоне).

Поскольку исходные параметры идиогипергенеза и интрагипергенеза неодинаковы, поскольку далее неоднородны термодинамические условия внешней и внутренней зон, постольку и геохимическая направленность идиогипергенеза и интрагипергенеза отличаются друг от друга.

При идиогипергенезе преобразование исходной горной породы вызывается воздействием на нее кислорода, атмосферных осадков, колебания температуры поверхности земли, солнечной энергией и другими агентами физического и химического выветривания. В целом идиогипергенез большей частью сводится к окислению низковалентных элементов семейства железа и переводу их в высоковалентные, с образованием соответствующих гидратов, к десилификации, выщелачиванию и т. п. процессам. Таким образом, при идиогипергенезе происходит либо разложение и вынос некоторых компонентов горных пород, либо их превращение из одних минералогических форм в другие. Так, например, если мы имеем дело с осадочной породой, содер-

¹ Криптогипергенез Н. Б. Вассоевича.

жащей некоторое количество сингенетического или же диагенетического пирита, то при идиогипергенезе этой породы произойдет окисление пирита и распад его на гипс и лимонит. Вот почему во многих случаях один и тот же горизонт, будучи вскрыт скважинами, оказывается обогащенным пиритом, тогда как в поверхностных обнажениях этот горизонт бывает несколько огипсованным.

В соответствии с конкретными климатическими условиями идиогипергенез в одних случаях обуславливает гидратацию (переход ангидрита в гипс), а в других дегидратацию (переход гипса в ангидрит) некоторых типов осадочных пород. Продуктом идиогипергенеза является *terra rossa* и многие другие образования, рассмотрение которых здесь кажется излишним.

Не менее глубокие изменения исходных компонентов горных пород происходят и в зоне интрагипергенеза, для которой обычно свойственен дефицит свободного кислорода и наличие минерализованных вод, циркулирующих по порам и трещинам горных пород. Эти воды в одних случаях растворяют и выносят некоторые компоненты горных пород, в других преобразуют их из одних минералогических форм в иные и в третьих отлагают в пустотах пород, через которые они мигрируют, минералы, ранее не бывшие в составе этих пород. Таким путем нередко происходит цементация песков гипсом, редоломитизация доломитов и др. явления.

Сущность рассмотренных процессов в обоих случаях, таким образом, заключается в прогрессивно развивающемся стремлении к установлению геохимического равновесия между средою бытия осадочной породы и самой осадочной породой.

В соответствии с вещественным выражением гипергенных процессов можно говорить о трех формах проявления гипергенеза.

1. Гипергенез с выносом компонентов горной породы.
2. Гипергенез с привносом новых компонентов в горную породу.
3. Гипергенез преобразования компонентов горной породы.

Рассмотрим коротко эти три формы.

1. *Гипергенез с выносом компонентов* больше всего свойственен внешней зоне (поверхности земли). Конкретное его выражение определяется одновременным воздействием на горную породу факторов физического и химического выветривания. Именно в этой зоне чаще всего гипергенез горных пород сводится к выносу из них тех или иных компонентов и в конечном счете приводит к разрушению горных пород. Вся сумма геохимических преобразований горных пород сводится здесь к: 1) окислению, 2) гидратации, 3) выносу катионов (Na, K, Zr, Ca, Mg и др.) и 4) накоплению в осадках SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MnO_2 , причем накоплению последних компонентов предшествует их перенос. Дальность этого переноса зависит в первую очередь от миграционных свойств элементов. Легче всего переходят в раствор и дальше, чем

другие переносятся одновалентные катионы (Na, K, Zr и др.), вместе с ними далеко может выноситься и органическое вещество. Более низкой растворимостью отличаются двухвалентные катионы (Ca, Mg, Fe²⁺ и др.) и еще труднее—трехвалентные (Fe³⁺, Al, Si). Последние переносятся на очень короткие расстояния, часто накапливаются даже на месте своего разрушения. Особо следует подчеркнуть, что этот вынос катионов весьма существенно изменяет ассоциации аллотигенных минералов осадочных пород, что в огромной степени осложняет генетическую интерпретацию результатов их минералогического изучения.

Необходимо особо подчеркнуть, что эта переработка первичной ассоциации аллотигенных минералов в ряде случаев бывает настолько значительно, что коренным образом изменяет не только количественные их соотношения, но и самую ассоциацию. Поэтому по отношению к этой гипергенной переработке все аллотигенные минералы осадочных пород необходимо подразделить на *стабильные* и *нестабильные*. В группу стабильных минералов входят кварц, циркон, турмалин, рутил, некоторые гранаты (гроссуляр), кислые плагиоклазы, ставролит, дистен, анатаз и некоторые другие. Группу нестабильных минералов образуют оливин, средние и основные плагиоклазы, амфиболы, пироксены, некоторые гранаты (альмандин, андрадит), эпидот, апатит и ряд других минералов. Естественно, что гипергенной переработке оказываются подверженными нестабильные минералы, причем это можно обстоятельно объяснить не только теоретическими соображениями, но и подкрепить обширным фактическим материалом по различным областям распространения осадочных пород.

Минералогу-осадочнику весьма часто приходится встречать такие минералогические ассоциации, которые практически лишены основных и средних плагиоклазов, оливина, амфиболов и пироксенов, причем чаще всего отсутствие этих минералов следует объяснять их разложением в процессе гипергенеза. Особенно частым, бросающимся в глаза случаем, является тот, когда приходится иметь дело с осадочными породами, в которых соотношение между кварцем и полевым шпатами оказывается таким, каким не характеризуется ни одна материнская изверженная порода. В огромном большинстве случаев это всецело объясняется нестойкостью плагиоклазов, особенно основных и средних в зоне идиогипергенеза, что вначале приводит к их пелитизации, а затем и полному превращению в глинистые частицы. В результате возникает своеобразная ассоциация, с очевидным и резко выраженным господством кварца, вплоть до преобразования полимиктовых полевошпато-кварцевых песков в олигомиктовые кварцевые пески.

Из изложенного со всей очевидностью следует то чрезвычайно важное обстоятельство, что идиогипергенез с выносом компонентов

приводит к минералогической специализации осадочных пород—явление, не привлекающее до сих пор к себе должного внимания исследователей.

2. *Гипергенез с привнесом компонентов* имеет место как во внешней, так и во внутренней зоне. Данная форма проявления гипергенных процессов в несравненно меньшей степени изменяет первичную характеристику вещественного состава осадочной породы, но вместе с тем она может привести к существенной перестройке ее структуры. В результате проявления гипергенеза с привнесом компонентов происходит цементация обломочных пород и обогащение их минеральными новообразованиями. Последнее обстоятельство, бесспорно, требует особого внимания, т. к. минеральные новообразования справедливо рассматриваются в качестве весьма важных индикаторов геологической среды. Однако вряд ли стоит подробно разъяснять важность разграничения сингенетических и диагенетических минеральных новообразований от тех, которые возникли в породе за счет гипергенных процессов. Если первые без сомнения являются важнейшим исходным материалом для палеогеохимического анализа обстановки осадконакопления, то вторые свидетельствуют лишь о тех геохимических условиях, в которых в последующем пришлось находиться осадочной породе. Имеется немало примеров, когда в одном и том же образце осадочной породы встречаются минеральные новообразования, для возникновения которых необходимы существенно неодинаковые условия. Приведем два хорошо знакомых нам примера.

В альбских отложениях западного Узбекистана достаточно часто в одном и том же образце встречаются пирит, глауконит и барит. На основании детальных литологических исследований выявлено, что накопление альбских отложений происходило в мелководной и относительно глубоководной части моря в условиях среды, геохимические параметры которой определялись то умеренно-восстановительными, то явно восстановительными условиями. Естественно, что в подобных условиях произошло обогащение осадка пиритом и глауконитом. Барит же, как известно, образуется только в кислой среде, поэтому ассоциацию пирит-глауконит-барит никак нельзя назвать генетической. Барит в данном случае представляет собою более позднее образование, возникшее за счет гипергенеза.

Точно так же нельзя считать генетической и ассоциацию пирита с целестином, описанную А. И. Месропяном и И. Г. Гаспарян в гипсоносной толще третичных отложений Армении. Один из этих элементов, по-видимому, пирит, является более поздним и имеет скорее всего также гипергенную природу. Эти примеры можно было бы дополнить и многими другими, но и без них представляется возможным подчеркнуть нижеследующее.

Гипергенез с привнесом компонентов преобразует вещественный

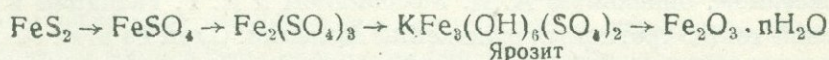
состав осадочной породы в направлении обогащения ранее существовавших аутигенных минералов новыми и в меньшей мере в направлении преобразования ее аллотигенных минералов.

3. *Гипергенез преобразования исходных компонентов* осадочной породы проявляется как во внешней, так и во внутренней зонах, однако его интенсивность более высока во внешней зоне. Эта разновидность форм проявления гипергенных процессов отличается от предыдущих тем, что под их влиянием не происходит сколько-нибудь существенных изменений в балансе химического состава осадочной породы, хотя само вещество в минералогическом отношении может заметно измениться. Лучше всего это видно на примере мутабильных соединений, сущность и значение которых впервые подчеркнул тот же А. Е. Ферсман. В зависимости от конкретных геологических и климатических условий некоторые соединения (особенно слюды) последовательно меняются путем перехода из одной фазы к другой, более устойчивой в этих условиях, но сохраняют при этом основной мотив своей кристаллической структуры. Характер подобных изменений подробно разобран И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой на примере древней коры выветривания Урала.

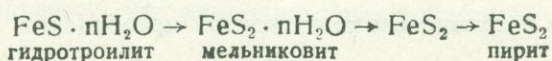
К числу примеров со слюдами, которые рассмотрены И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой, можно добавить еще следующие.

В условиях земной поверхности ортоклаз проявляет себя как нестабильный минерал и в конце концов через ряд промежуточных членов переходит в каолин. При этом вначале ортоклаз поглощает некоторое количество воды, затем происходит вынос щелочей и щелочных земель и замещение их водородом, а также отщепление части SiO_2 . В результате между исходным ортоклазом и конечным продуктом его преобразования каолином существует ряд промежуточных (мутабильных) форм. Этот процесс в осадочных породах кварц-полевошпатового состава распространен чрезвычайно широко и называется обычно пелитизацией полевых шпатов. Столь же широко распространено явление перехода альбита в серицит. Исследования П. Земятинского показали, что и мусковит через ряд мутабильных членов постепенно переходит в каолин.

Более быстро, чем в рассмотренных случаях, во внешней зоне гипергенеза происходит преобразование пирита в бурый железняк по схеме:



Во внутренней зоне, при циркуляции вод, богатых сероводородом, происходит преобразование окисных соединений железа в закисные по схеме:



Как видим, переход нестабильных минералов в стабильные применительно к данным физико-химическим условиям бытия происходит постепенно, через промежуточные формы.

Изложенные выше соображения о гипергенезе осадочных пород так или иначе заставляют обратиться к объяснению соотношения между гипергенезом, эпигенезом и метаморфизмом. Недавно сущность эпигенеза была подвергнута пересмотру Л. Б. Рухиным (1956 г.), который объединяет сингенез, диагенез и эпигенез в один общий процесс, называемый им «окаменением», причем стадия эпигенеза расчленяется Л. Б. Рухиным, в зависимости от места его проявления, на регрессивный и прогрессивный эпигенез.

Эпигенез в понимании Л. Б. Рухина соответствует во всех деталях катагенезу Н. Б. Вассоевича. Прогрессивный эпигенез по Л. Б. Рухину вызывает изменения осадочных пород во время их погружения, тогда как регрессивный эпигенез объясняет все изменения осадочных пород, которые возникают в процессе их поднятий. Такое подразделение общего процесса кажется рациональным, тем более что в дальнейшем прогрессивный эпигенез переходит в метаморфизм, а регрессивный—в выветривание. В этом же смысле рационально и подразделение катагенеза на регрессивный и прогрессивный, как это сделано Н. Б. Вассоевичем (1957 г.).

В нашем, широком понимании сущности гипергенных процессов прогрессивный эпигенез Л. Б. Рухина (или прогрессивный катагенез Н. Б. Вассоевича) в полной мере соответствует гипергенезу во внутренней зоне (интрогипергенезу), тогда как регрессивный эпигенез (регрессивный катагенез по Н. Б. Вассоевичу)—гипергенезу во внешней зоне (идиогипергенезу). Таким образом эпигенез Л. Б. Рухина, катагенез Н. Б. Вассоевича и гипергенез в нашем понимании являются синонимами.

О нецелесообразности возрождения термина *катагенез* мы уже отмечали выше. Следует подчеркнуть, что в понимании эпигенеза у исследователей нет единства. В недавно вышедшем II томе «Геологического словаря» после определения понятия эпигенез приводится нижеследующее разъяснение: «Термин недостаточно определенный и поэтому не общепринятый».

Однако, имея в виду то обстоятельство, что понятие эпигенез достаточно прочно вошло в литературу, сейчас вряд ли целесообразно ставить вопрос об упразднении этого термина. Здесь необходимо учитывать еще и то, что если даже завершением диагенеза считать, в соответствии с предложением Н. М. Страхова (1956 г.), момент отжима из осадка грунтовых вод, то, по-видимому, в этот момент осадок еще окончательно не преобразован в горную породу. На наш взгляд, было бы правильным свести понятие об эпигенезе ко всем тем физико-химическим и структурным превращениям, которые происходят в осадке

момента потери им избыточной влаги до момента окончательного преобразования осадка в горную породу, оставив на долю гипергенеза все последующие процессы (исключая метаморфизм), совершающиеся в *горной породе* за всю историю бытия.

Что касается вопроса о разграничении метаморфизма и гипергенеза, то здесь, на наш взгляд, следует исходить из следующего.

Структурные изменения при гипергенезе ограничиваются лишь цементацией, тогда как метаморфизм, в принципиальном понимании этого процесса, должен неизбежно приводить к перекристаллизации пород, к превращению ее из одного типа в другой (напр., переход глин в аргиллиты). Кроме того, минеральные новообразования при метаморфизме, как правило, совсем иные по сравнению с гипергенными минеральными новообразованиями. По этим двум признакам, как нам кажется, можно отделить нормально осадочные породы от их метаморфизованных разностей.

Сказанное дает основание рассматривать гипергенез в качестве стадии, предшествующей метаморфизму, но никак не его синонимом.

Говоря о гипергенных процессах в целом, следует подчеркнуть, что они являются отражением такого более общего природного явления как поясное и зональное развитие природных процессов. Выдающийся русский ученый В. В. Докучаев еще в 1888 г. подчеркнул, что развитие органической и неорганической материи есть единый процесс и он может быть понят лишь путем увязки истории зонально расчленяющихся осадочных образований и окружающих климатических, орографических и прочих физико-географических условий. В. В. Докучаев писал, что если в познании отдельных тел (минералы, горные породы, растения, животные), а также явлений природы (огонь—вулканизм, вода, воздух и т. д.) наука достигла «удивительных результатов», остались все еще не выясненными их соотношения, их «генетическая, вековая и всегда закономерная связь». Далее В. В. Докучаев отметил, что все стихии взаимосвязаны и несут на себе явные и неизгладимые черты закона мировой зональности, причем этот закон определяет не только горизонтальную, но и вертикальную зональность, то есть отражает закономерность развития. Эти плодотворные идеи были позже развиты в трудах А. Е. Ферсмана, Б. Б. Полынова и Н. М. Страхова.

А. Е. Ферсман, в частности, распространил горизонтальную и вертикальную зональность В. В. Докучаева и на геохимические процессы. Он подчеркивал, что образование коллоидов и постепенный ряд превращений растворов—золи-гели-кристаллоиды в огромной степени зависят от климатического режима и поэтому определяют зональность гипергенных процессов. Зональность гипергенных процессов формирует гипергенные провинции и соответствующие им гидрогеологический режим и растительный покров. Эти гипергенные провинции

Б. Б. Полюнов и выделил как «геохимические ландшафты», понимая под этим термином совокупность химических процессов, которые совершаются водой, газами, грунтовыми водами и биогенными факторами, которые на поверхности обусловили ландшафт, а на глубине — направление геохимических реакций.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вассоевич Н. Б.*, 1957, О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза, В книге „Геология и геохимия“, 1/VII, Л.
2. *Гинзбург И. И.*, 1953, Учение о гипергенных процессах в работах А. Е. Ферсмана, Тр. Минералогического музея АН СССР, вып. 5.
3. *Гинзбург И. И., Руковишников И. А.*, 1951, Минералы древней коры выветривания Урала, Изд. АН СССР, М.
4. *Докучаев В. В.*, 1949, К учению о зонах природы (горизонтальные и вертикальные почвенные зоны). Избр. труды. Изд. АН СССР, М.
5. *Полюнов Б. Б.*, 1935, Кора выветривания, ч. 1, Изд. АН СССР, М.
6. *Рухин Л. Б.*, 1953, Основы литологии, Гостоптехиздат. М.—Л.
7. *Сауков А. А.*, 1950, Геохимия, Гостоптехиздат, М.
8. *Страхов Н. М.*, 1953, Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования, Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5.
9. *Страхов Н. М. и др.*, 1954, Образование осадков в современных водоемах, Изд. АН СССР, М.
10. *Страхов Н. М.*, 1956, К познанию диагенеза, В кн. „Вопросы минералогии осадочных образований“, кн. 3—4, Львов, Изд. Львовского Госуниверситета.
11. *Ферсман А. Е.*, 1922, Геохимия России, Научн. хим.-техн. изд. II ч.
12. *Ферсман А. Е.*, 1934, Геохимия, т. II, ОНТИ, Химтеоретиздат.
13. *Ферсман А. Е.*, 1953, Избранные труды, т. II, Изд. АН СССР, М.

М. А. САТИАН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО СЕНОНА ИДЖЕВАНСКОГО И НОЕМБЕРЯНСКОГО РАЙОНОВ

От с. Иджеван на север вдоль долины р. Агстев (Акстафа) и, затем, на северо-запад к долине р. Дебед почти непрерывной полосой протягиваются известняки верхнего сенона, представляющие собою надежный маркирующий горизонт. Стратиграфия этой толщи неоднократно уточнялась исследованиями К. Н. Паффенгольца, В. П. Рентгартена, С. С. Мкртчяна, В. Е. Хаина, В. В. Тихомирова, А. Т. Асланяна, А. А. Атабекяна и др.

Вместе с тем до самого последнего времени специального литологического изучения этой толщи не производилось. Попутные литологические наблюдения, проводимые стратиграфами, в настоящее время нельзя признать достаточными, что и побудило Институт геологических наук АН Арм. ССР приступить в 1956 г. к детальному изучению литологии меловых отложений этого района и палеогеографических условий их образования.

В настоящей статье сделана первая попытка описания некоторой части исходного фактического материала о минералогическом составе верхнесенонской карбонатной толщи указанных районов Северной Армении, причем основное внимание уделено нерастворимому остатку пород.

Согласно стратиграфической схеме В. П. Рентгартена [6], а также исследованиям А. А. Атабекяна, известняки кампан-маастрихта почти везде без заметного стратиграфического несогласия налегают на вулканогенно-осадочные образования сантона.

Разрез верхнесенонских отложений в рассматриваемых районах достаточно четко расчленяется на две части: верхнюю и нижнюю.

Нижняя часть сложена светло-серыми и светло-голубыми известняками, чередующимися с горизонтами туфопесчаников и реже витрофировых туфов грязно-серого и бледно-зеленого цвета. Мощность ее в разрезах с. Кохб и Али-байрамлы достигает 200—250 м. В неко-

торых более южных разрезах (Саригех, Верхний Агдан) уменьшается до 10—40 м.

Верхняя часть верхнесенонской толщи сложена пелитоморфными известняками, глинистыми, среднеслоистыми, реже мелко- и крупно-слоистыми, содержащими стяжения серых и красных кремней, а также прослойки каолиновых глин. Самые верхние горизонты этих известняков, как правило, отличаются своею желтовато-серой окраской, преобладающей тонкослоистостью и относительно малым содержанием стяжений кремня. Мощность в разрезах сс. Кохб, Саригех, Севкар, Ачаджур равна 200—300 м, в разрезе р. Далидаг—350 м, а в разрезе с. Верхний Агдан увеличивается до 550 м.

Нами было изучено семь разрезов (см. табл. 1) с тем расчетом, чтобы с достаточной полнотой выявить минералогический состав нерастворимого остатка известняков как южных, так и северных частей района.

Отбор образцов производился послойно, а также с учетом необходимости обеспечить изучение всех петрографических и структурных разновидностей слагающих разрез пород. Всего было изучено более 60 иммерсионных препаратов и до 80 шлифов. Обработка пород сводилась к их дезинтеграции и обработке в 10% HCl. Минералогическому изучению подверглась смесь фракций 0,25—0,1 мм и 0,1—0,01 мм с разделением исходной навески в тяжелой жидкости (уд. вес 2,8) на легкую и тяжелую фракции.

Расчет количественных содержаний для каждой группы минералов или минеральных видов производился вначале для каждого образца, а затем подсчитывались средневзвешенные, отнесенные к отрезку с примерной литологической однородностью значения.

Полученные данные приводятся в таблице 1.

Такая методика расчета процентных содержаний позволяет судить о средних количествах минералов в породе, чего нельзя сказать о цифрах, получаемых при расчете среднеарифметических значений. Помимо средних, в таблице даны минимальные и максимальные значения, отражающие предел колебаний абсолютных количественных содержаний минералов.

Всего в изученных образцах обнаружено 9 минералов легкой фракции и 26 минералов тяжелой фракции.

Ниже приводится краткое описание некоторых из этих минералов.

ТЯЖЕЛАЯ ФРАКЦИЯ

Аллотигенные минералы

Авгит. Короткопризматической, неокатанной, реже угловатой неправильной формы. Цвет буровато-зеленый, зеленый и желтовато-зеленый.

Фракции	Группа	Наименование минералов	Содержания в %/о к фракции по разрезам																					
			Кохб по 11 обр.			Котигех по 5 обр.			Саригех по 8 обр.			Севкар по 9 обр.			Ачаджур по 9 обр.			Верхний Агдан по 7 обр.			Далидаг по 8 обр.			
			мин.	макс.	ср. взв.	мин.	макс.	ср. взв.	мин.	макс.	ср. взв.	мин.	макс.	ср. взв.	мин.	макс.	ср. взв.	мин.	макс.	ср. взв.	мин.	макс.	ср. взв.	
Легкая фракция	Аутигенные	Глауконит	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	0,8	0,02	+	+	+	+	+	+	
		Полевой шпат	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	+
		Кремень	+	100,0	6,5	-	-	-	+	+	+	0,3	2,8	0,1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Аллоутигенные	Разлож. зерна	17,9	100,0	83,6	+	27,8	10,0	42,5	99,0	82,7	70,0	90,1	68,0	74,5	95,0	87,8	56,6	100,0	87,8	55,0	100,0	89,7	
		Полевой шпат	2,0	36,6	9,7	17,2	72,2	36,9	1,0	45,0	8,9	2,8	26,2	15,1	1,0	12,2	6,7	1,0	14,6	5,2	0,8	38,0	13,7	
		Кварц	+	5,4	0,8	8,7	13,1	3,7	0,4	5,2	1,3	1,6	7,8	2,50	1,7	12,1	2,9	+	+	+	+	5,2	1,3	
Вулканич. стекло		+	78,2	6,5	5,4	67,1	32,8	-	-	-	-	-	-	+	0,6	0,01	-	-	-	-	-	-	-	
Слюдь		-	-	-	+	0,7	0,18	-	-	-	-	-	-	+	5,3	0,9	+	+	+	+	+	5,0	1,7	
Обломки пород	-	-	-	+	64,3	17,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Тяжелая фракция	Аллоутигенные	Пироксены мн.	1,6	15,9	2,6	0,5	71,6	26,9	1,6	56,7	17,2	2,0	65,2	8,1	3,9	64,6	39,0	1,3	37,4	17,6	+	5,0	1,7	
		Гиперстен	+	10,8	1,5	2,0	5,0	1,5	2,0	40,5	9,1	1,0	3,2	1,5	-	-	-	0,3	4,2	1,8	+	+	+	
		Обыкновенная рог. обманка	0,5	26,8	5,9	0,5	12,8	8,04	2,5	28,5	4,3	0,8	49,2	3,6	0,9	18,9	6,6	0,5	6,5	2,8	+	3,5	0,6	
		Базальтическая рог. обманка	+	0,7	0,1	+	0,6	0,07	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	
		Актинолит	2,9	27,3	3,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	0,6	0,01	-	-	-	+	1,7	0,3	
		Бiotит	2,0	67,3	20,0	+	0,7	0,2	+	4,9	1,9	0,6	16,7	0,8	0,6	5,6	1,8	+	0,7	0,3	1,6	21,4	4,7	
		Эпидот	1,1	16,8	2,2	0,2	3,6	0,8	0,4	2,3	0,6	0,5	1,3	0,5	0,6	2,0	0,3	3,0	7,8	2,5	-	-	-	
		Сфен	0,2	19,0	4,1	-	-	-	+	2,5	0,1	1,0	3,3	0,3	0,2	13,8	0,9	0,6	3,9	0,9	-	-	-	
		Корунд	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	
		Циркон	0,6	19,9	11,1	0,3	21,1	7,6	0,5	6,2	4,7	0,1	3,4	0,9	0,3	22,1	3,7	0,5	17,5	3,8	0,8	1,6	0,7	
		Рутил	-	0,2	0,02	+	0,4	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	0,5	0,1	-	-	-	
		Турмалин	-	-	-	+	0,2	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		Пикотит	-	-	-	+	0,3	0,1	+	0,4	0,6	-	-	-	0,3	4,3	1,1	+	1,1	0,2	-	-	-	
		Гранат	0,7	7,7	1,1	-	-	-	-	-	-	+	+	+	0,2	1,6	0,4	+	+	+	-	-	-	
		Ставролит	-	-	-	+	0,2	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		Апатит	+	0,1	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		Магнетит-ильменит	10,8	72,5	31,4	13,7	76,8	36,9	6,0	94,0	19,9	13,8	70,8	14,3	5,9	40,7	24,7	2,7	68,5	36,3	3,0	99,0	36,2	
		Гематит	1,5	19,6	2,8	-	-	-	4,5	75,7	20,8	4,0	16,5	3,5	4,3	20,0	5,5	1,9	9,2	9,2	5,0	95,0	29,9	
		Пирит	0,2	7,1	1,8	-	-	-	+	0,8	0,2	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	
		Халькопирит	+	1,3	0,2	-	-	-	+	0,7	0,1	-	-	-	-	-	-	+	+	+	0,8	4,4	0,7	
Анагаз	-	-	-	+	0,2	0,02	+	0,7	0,1	0,2	0,9	0,19	0,2	3,6	0,9	-	-	-	-	-	-			
Аутигенные	Гидрогетит	2,1	50,5	8,8	2,7	44,4	17,8	0,9	50,0	12,5	1,5	94,2	38,7	1,6	40,3	15,5	2,5	90,4	20,6	5,1	90,0	37,5		
	Барит	+	0,1	0,01	+	0,2	0,02	-	-	-	-	-	-	0,6	2,4	0,1	-	-	-	+	4,2	1,5		
	Хлорит	0,7	2,4	0,3	-	-	-	+	+	+	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-	-			

Примечание + очень мало (в подсчет не входит).
- отсутствует.

Характерны включения рудных минералов, пузырьки жидкости и газа.

Пироксены ряда диопсид-геденбергит. Встречаются в виде короткопризматических зерен с зазубренными краями. Характерна светло-зеленая окраска, некоторые зерна почти бесцветные. Редкие включения пузырьков газа и жидкости, очень редко—рудных минералов.

*Гиперстен*¹. Слегка удлиненной, призматической, неокатанной, иногда полуокатанной формы; призма обычно завершается пирамидкой. Буровато-зеленого цвета, реже зеленовато-желтый.

Обыкновенная роговая обманка. Удлиненные, иногда коротко-столбчатые, призматические, неокатанные зерна, буровато-зеленого² и зеленого цвета.

Биотит. Обычно встречается в виде пластин неправильной формы, с рваными краями. В некоторых образцах—прекрасной сохранности. Коричневато-желтого, желтого цвета, редко зеленого и красновато-желтого тонов. Преобладают коричневато-желтые биотиты. По данным спектрального анализа, в состав исследованных зерен биотита входят алюминий, магний и в меньшем количестве железо, что в целом позволяет отнести минерал к серии биотита [3]. Можно добавить, что содержание титана в биотите, по данным спектрального анализа, составляет 0,5%. Кроме того, обнаружены цирконий, ванадий. Первый присутствует в виде включений циркона, второй, очевидно, в виде изоморфной примеси.

Эпидот. Зерна эпидота встречаются довольно часто. Среди них можно выделить 2 разновидности. Первая представлена неокатанными зернами желтого цвета, а вторая—грязно-зеленовато-желтыми зернами неправильной формы со сглаженными краями и помутневшей поверхностью.

В шлифах эпидот отмечается в виде вторичных продуктов по полевым шпатам.

Циркон. Удлиненные, призматические, обычно бипирамидальные кристаллы, неокатанные и полуокатанные, редко светло-желто-окрашенные, но чаще всего бесцветные. Угасание прямое. В единичных случаях отмечались уплощенные базальные зерна, а также зерна с зонарной структурой и двойники. Включения апатита, редко рудного минерала.

Магнетит-ильменит. Ввиду трудности диагностики объединены при подсчете в одну группу. Помимо повышенной магнитности, магнетит характерен бесформенностью зерен, меньшими размерами, лишь редко отмечались хорошо сохранившиеся октаэдры. Цвет черный, блеск сильный, металлический, редко тусклый. Ильменит присут-

¹ Гиперстен мало устойчив при обработке даже слабой соляной кислотой, поэтому определяемые содержания его, вероятно, являются заниженными.

² Менее стойкая, бурая роговая обманка встречается почти во всех образцах.

ствует в виде таблитчатых неокатанных кристаллов черного цвета с сильным металлическим блеском по граням. Спектральный анализ ильменита показал содержание Ti более 1%, тогда как железа—около 1% (обр. 445).

Молибденит. В образцах №№ 612, 615 Кохбского разреза отмечались единичные пластины, по мягкости, цвету и блеску напоминающие молибденит, однако из-за малого количества достоверно определить этот минерал не удалось. В образце № 445 Котигехского разреза спектральным анализом тяжелой фракции удалось установить содержание Mo до 0,03%.

Аутигенные минералы

Гидрогетит и ожелезненные зерна. В эту группу включены зерна, пропитанные гидроокислами железа, а также агрегаты этого минерала, образовавшиеся за счет гематита и других железосодержащих минералов. Цвет бурый, в отраженном свете охристо-бурый, зерна неправильной формы. В шлифах отмечается в виде выделений округлой формы, поскольку выполняет раковины, по-видимому, фораминифер. Часто контуры раковины при перекристаллизации исчезают и пятно гидрогетита окружается мелкокристаллическим кальцитом.

Барит. Неправильной формы и в виде призматических зерен, бесцветных и в случае большого числа включений загрязненных.

Мелкие, почти непрозрачные включения обычно приурочены к периферии зерна. Иногда же они как бы отшнуровывают более мутную часть зерна от свежей. Последнее обстоятельство, вероятно, связано с повторным ростом аутигенного ядра [8].

Необходимо подчеркнуть, что спектральным анализом удалось выявить наличие стронция в тех же образцах, где присутствует барий, причем иногда даже в превышающем количестве. Минералов стронция выделить не удалось, однако мы не отрицаем вероятности нахождения, например, целестина. С другой стороны, стронций может присутствовать как изоморфная примесь в барите [3].

Например, спектральный анализ отобранного из тяжелой фракции барита (образец № 559) показал содержание бария более 1%, а стронция до 0,003%.

ЛЕГКАЯ ФРАКЦИЯ

Аллотигенные минералы

Кварц. Неокатанной, угловатой формы, бесцветный, одноосный. Двусосноаномальных зерен не отмечалось. Включения не обычны. В основном это пузыри жидкости и газа. Встречаются аутигенные выполнения кварцем раковин фораминифер.

Вулканическое стекло. Присутствует в нижней части разреза верхнесенонской толщи в виде неправильных угловатых, бесцветных, иногда загрязненных буроватым веществом, изотропных зерен. Пок. пр. от 1,504 до 1,530.

Включения пузырьков газа и жидкости.

Аутигенные минералы

Глауконит. Зеленого цвета, встречаются побуревшие разности, но редко. Округлой формы, агрегатная поляризация. Встречается спорадически и в малом количестве.

Полевые шпаты. Отмечаются в шлифах. Мелкие 0,01—0,03 мм, удлиненные, иногда искривленные, «саблевидные», свежие. Включения не наблюдаются. Двойникование не характерно. Пок. пр. единичных свежих полевых шпатов, обнаруженных при дроблении тех же образцов, что дает основание отождествлять их с аутигенными, равен $N_g=1,54$, $N_p=1,53$, т. е. соответствует олигоклазу. Двуосный, отрицательный. В шлифе № 2328 можно видеть, как аутигенный полевой шпат образовался в коре известняка, выполненной глинистым веществом. В других случаях отмечалось скопление мелких, свежих кристаллов полевого шпата в какой-либо части поля шлифа. Нередки случаи обрастания аутигенным полевым шпатом обломочного зерна того же состава.

Кремень. Слагается криптокристаллическим кремнеземом или агрегатнополяризующим халцедоном. В шлифах видно, как кремень замещает карбонат, как бы оплавляя его, причем на контакте карбоната и кремня можно видеть тонкую оторочку аморфного кремнезема. Карбонат, выполняющий раковины фораминифер, частично или полностью замещается кремнеземом. Таким образом вторичный, в узком смысле диагенетический, характер кремневых стяжений наиболее вероятен для их большей части.

Глинистые минералы нерастворимого остатка известняков. Исследование глинистых минералов производилось методом окрашивания с контролем полученных результатов методом ориентированных препаратов (анализы производились в лаборатории осадочных пород ИГН, исполнитель И. Х. Петросов). Во всех случаях были обнаружены гидрослюды и каолинит.

Как видно из приведенных диаграмм, содержание $CaCO_3$ в известняках обнаруживает значительные колебания. Для лучшего обозрения кривой графика содержания тяжелой фракции истинные содержания увеличены для Кохбского и Далидагского разрезов в 10 раз, а в остальных случаях—в 5 раз. Изменения содержания $CaCO_3$ связано в одних случаях с окремнением некоторой части известняков, содержащих горизонты туфо-песчаников и витрофировых туфов. Такие

известняки в шлифах (№ 599 и др.) выглядят равномерно пропитанными кремнеземом. В других случаях причиной тому является распределение глинистого компонента в породе. Почти для всех разрезов района верхние горизонты верхнесенонской толщи содержат более высококарбонатные разности известняка. В шлифах эти известняки представляют собою сложенными главным образом раковинами фораминифер и сферами. Основная масса, как бы цементирующая раковинный материал, криптокристаллическая. Такие известняки можно отнести к органогенным с пелитоморфной структурой основной массы. Обращает на себя внимание тот факт, что уменьшение карбонатности часто не совпадает с увеличением содержания тяжелой фракции. Эти изменения содержания тяжелой фракции в породах каждого разреза, главным образом зависят от первоначального количества переносимого обломочного материала и условий его захоронения, в значительной степени они предопределены и самим минералогическим составом тяжелой фракции. Например, в Кохбском разрезе тяжелая фракция большей части образцов характеризуется малым содержанием пироксенов и повышенным содержанием биотита.

В некоторых других разрезах (Саригех, Ачаджур) тяжелая фракция известняков представлена в основном пироксенами, неустойчивыми минералами, видимо, как при транспортировке, так и в захороненном состоянии (2), (4), (10).

Соотношение суммарных содержаний неустойчивых пироксенов к достаточному стойкому биотиту, отражающее условия транспортировки обломочного материала, удобно назвать коэффициентом переноса, K_p (см. табл. 2). В общем случае это отношение будет умень-

Таблица 2

Значения коррелятивных коэффициентов и средние содержания тяжелой фракции

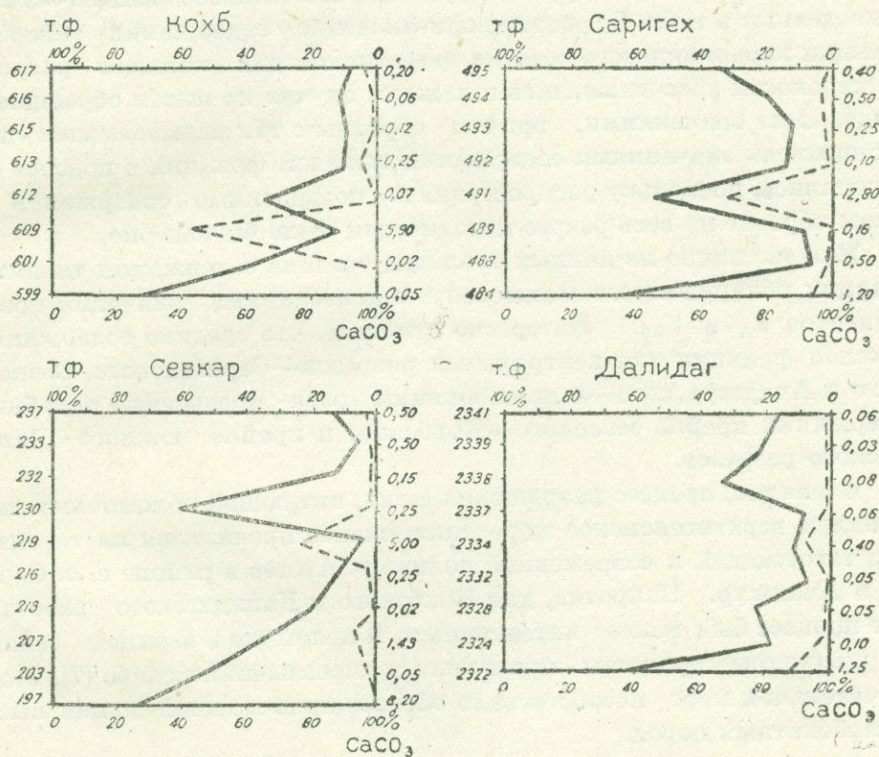
Наименов. разреза	$K_{\text{дп}}$	K_p	Среднее содерж. тяж. фр.
Кохб	0,90	0,13	0,14
Котигех	4,7	128,0	3,0
Саригех	6,5	9,0	0,31
Севкар	13,5	10,5	0,27
Ачаджур	12,2	21,3	0,20
Дали-даг	3,3	0,36	0,11

шаться при длительной транспортировке и, наоборот, увеличиваться при близком расположении областей сноса и аккумуляции.

Характер транспортировки обломочной массы находит свое выражение и в другом коэффициенте, названном коэффициентом перера-

ботанности (кпр), под которым подразумевается отношение суммарного содержания пироксенов и амфиболов к циркону. Поскольку циркон, как очень стойкий минерал, в процессе транспортировки почти не разрушается, то при том же абсолютном количестве этого минерала в осадке, его процентное содержание возрастет за счет менее стойких, быстрее разрушающихся минералов, таких, как пироксены, амфиболы и др.

ДИАГРАММА КАРБОНАТНОСТИ ПОРОД И СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ



Примечание.

- Кривая карбонатности
 - - - Кривая содержания тяжелой фракции в % к нерастворимому остатку
- Цифры по вертикали справа - содерж. тяжелой фракции в % к нерастворимому остатку
Цифры по вертикали слева - номера образцов.

Рис. 1

Методика подбора минералов, входящих в соотношение, как показали В. И. Попов [8] и А. Г. Бабаев [3], специфична для каждого района. Минералы или минеральные группы, употребляемые с этой

целью, нами отмечены во всех образцах и притом в заметных количествах. С другой стороны, нет оснований предполагать значительные искажения минерального состава процессами диагенеза и более поздними изменениями, так как плотная карбонатная среда является одной из наиболее благоприятных для «упаковки» и сохранения обломочного материала [4, 9].

Обращают на себя внимание близкие значения коэффициентов $K_{ц}$ и $K_{пр}$ для разрезов Саригехского, Севкарского и Ачаджурского. Эти цифры приобретают определенный смысл, если учесть, что указанные разрезы отстоят друг от друга на расстоянии не более 3—5 км. Приведенные в табл. 2 среднеарифметические содержания тяжелой фракции нерастворимого остатка известняков для каждого разреза в отдельности рассчитывались в каждом случае по шести образцам с «рядовыми» значениями, причем образцы с так называемыми «выдающимися» значениями содержания тяжелой фракции в подсчет не включались, поскольку распространять повышенные содержания в одном образце на весь разрез методически было бы неверно.

Как это видно из данных таблицы, средние содержания тяжелой фракции обнаруживают взаимосвязь с колебаниями значений коэффициентов $K_{ц}$ и $K_{пр}$. Интересно отметить, что средние содержания тяжелой фракции для центральных разрезов—Саригехского, Севкарского и Ачаджурского—в два с лишним раза превышают подобные содержания крайне северного—Кохбского и крайне южного—Далидагского разрезов.

Очевидно, процесс разрушения суши, питающей обломочным материалом верхнесенонское море, интенсивнее проявлялся на территории, тяготеющей к современной долине р. Агстев в районе с. с. Саригех и Ачаджур. Напротив, для Кохбского и Далидагского разрезов этот процесс был менее интенсивным. В целом же в верхнем сеноне денудационные процессы проявлялись чрезвычайно слабо [7], что в значительной мере способствовало образованию мощной толщи высококарбонатных пород.

Необходимо заметить, что в пределах настоящей статьи перед автором стояла задача показать минералогический состав нерастворимого остатка карбонатной толщи верхнего сенона в целом. Расчленение всей толщи верхнего сенона по терригенным компонентам является задачей дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаев А. Г., Методика исследования осадочных пород в связи с выявлением зональности и периодичности осадконакопления, Тр. Института геологии АН УзССР, вып. IX, Ташкент, 1953.
2. Батурин В. П., Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам, Изд. АН СССР, М., 1947.

3. Винчелл А. Н., Оптическая минералогия, Изд. ИЛ, М., 1949.
4. Мильнер Г. Б., Петрография осадочных пород, Госгеолнефтеиздат, 1934.
5. Попов В. И., Использование метода порядковых номеров при анализе обломочно-минералогического состава кайнозойских молласовых и лагунных отложений западной Туркмении, Записки Узб. отд. Всесоюзн. мин. об-ва, вып. 2, Ташкент.
6. Рентгартен В. П., К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа, Тр. АН СССР, вып. 149, Геол. серия, № 62, 1953.
7. Тихомиров В. В., Малый Кавказ в верхнемеловое время, Тр. института геол. наук, вып. 123, Геол. серия, № 44, 1950.
8. S. Zerfoss and S. I. Stawson, 1956, Origin of authigenic inclusions in synthetic crystals, Amer. Mineralogist, Nos 7 and 8.
9. F. I. Pettijon, 1949, Sedimentary rocks, New-York.
10. F. I. Pettijon, 1957, Sedimentary rocks, New-York.

Г. Б. НИСАНЯН

О НОВООБРАЗОВАНИЯХ РУТИЛА И АНАТАЗА
В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАССЕЙНА р. АРГИЧИ

Важность изучения минеральных новообразований, возникших в процессе эпигенеза и раннего метаморфизма осадочных пород, была особо подчеркнута на Первом Всесоюзном совещании по осадочным породам в 1952 г. За последние годы многочисленными исследованиями в этом направлении [1, 2, 3, 5, 6, 7] достоверно установлено, что аутигенные минералы позволяют не только успешно решать такой коренной вопрос литологии, как условия образования осадков, но также и те физико-химические превращения, которые испытаны этой породой в процессе ее бытия. Это обстоятельство побудило автора, при изучении минералогии палеозойских отложений бассейна реки Аргичи, уделить большое внимание впервые обнаруженным в верхнедевонских измененных кварцитах минеральным новообразованиям рутила и анатаза, которым и посвящено данное сообщение.

Прежде чем приступить к описанию выявленных новообразований рутила и анатаза представляется необходимым в самом общем виде рассмотреть состав и строение верхнедевонских отложений, в которых и обнаружены эти новообразования.

Среди описанных автором разрезов верхнего девона в этом отношении наибольший интерес представляет разрез, обнажающийся на правом берегу р. Аргичи (1956 г.), так как именно здесь новообразования рутила и анатаза встречены в особенно ощутимых количествах. В этом районе верхнедевонские слои представлены нижеследующим образом (снизу вверх):

1. Кварцит рассланцованный, светло-серого цвета, но местами желтовато-красный за счет пигментации гидроокислами железа обр. 6938—мощн. 3 м.
2. Кварцит серый, рассланцованный, участками ожелезненный обр. 6937,—мощн. 3 м.
6936
3. Кварцит желтовато-серого цвета с брекчиевидной структурой обр. 6935—мощн. 16 м.

- | | |
|--|-------------------------------|
| 4. Кварцит трещиноватый, ожелезненный, с чешуйками графита | обр. 6934—мощн. 3 м. |
| 5. Кварцит трещиноватый, желтовато-серый | обр. 6933—мощн. 10 м. |
| 6. Кварцит трещиноватый, участками ожелезненный, светло-серый | обр. 6932—мощн. 15 м. |
| 7. Кварцит сильно трещиноватый, светло-серый | обр. 6931—мощн. 5 м. |
| 8. Кварцит светло-серый, с чешуйками графита | обр. 6930—мощн. 3 м. |
| 9. Кварцит ожелезненный, с чешуйками графита | обр. 6929—мощн. 10 м. |
| 10. Кварцит трещиноватый, с мелкими сгустками гидроокислов железа | обр. 6928,—мощн. 8 м.
6927 |
| 11. Кварцит трещиноватый, серый, с чешуйками слюды и графита | обр. 6926—мощн. 5 м. |
| 12. Кварцит слюдистый, светло-серый, с редкими чешуйками графита | обр. 6925,—мощн. 8 м.
6924 |
| 13. Кварцит светло-серый, участками ожелезненный с редкими чешуйками слюды и графита | обр. 6923—мощн. 15 м. |
| 14. Кварцит трещиноватый, светло-серый, с редкими чешуйками графита | обр. 6922—мощн. 10 м. |
| 15. Кварцит трещиноватый, светло-серый, с чешуйками слюды и графита | обр. 6921—мощн. 5 м. |

Как видно из вышеизложенного, описанный разрез складывается исключительно кварцитами, которые представляют собой светло-окрашенную «сахаровидную» породу. Отдельные участки породы выполняются вторичными гидроокислами железа, которые придают кварциту пятнистую текстуру. Под микроскопом структура породы мозаичная и гранобластовая. Она состоит из кристаллических зерен кварца различной величины и формы. На некоторых из зерен кварца прослеживаются оторочки вторичного кварца. В единичных зернах наблюдаются полевые шпаты, слюда, обломки кварцитовидных пород и графит. Эти породы чрезвычайно бедны «тяжелыми» терригенными минералами и отличаются небольшим их разнообразием; чаще всего в группе тяжелых минералов встречаются гематит, пирит, циркон, турмалин, рутил, пироксен, редко ильменит, малахит и корунд. Фаунистических остатков в изученных кварцитах не встречено, но, несмотря на это, возраст этой толщи твердо установлен по подстилающим известнякам, содержащим фаменскую фауну, а также по перекрывающим этот пласт известнякам с этренской фауной.

Характерной особенностью тяжелой фракции пород описываемой толщи является присутствие в ней новообразований рутила и анатаза. Показательно также, что наличие новообразований этих минералов сопровождается заметным увеличением процентного содержания тяжелой фракции. Эти минеральные новообразования отличаются ниже следующими особенностями.

Рутил. В тяжелых фракциях изученных пород встречено значительное количество (до 12,5% тяжелой фракции) окатанных желтоватых, красно-бурых и реже почти черных зерен рутила. На этих зернах часто наблюдаются наросты аутигенного рутила. Эти наросты имеют различную форму; окраска их нежно-желтая и светло-красно-бурых тонов. Обычно они прозрачные, чистые, без посторонних примесей.

По форме среди новообразований рутила можно выделить три типа (рис. 1а).

Первый тип представлен столбовидными наростами, чаще тонкими и высокими или же широкими и короткими. В обоих случаях эти наросты увенчаны на верхушках однотипными пирамидальными гранями. Иногда эти наросты тесно примыкают друг к другу.

Второй тип объединяет кристаллы пластинчатой формы с искривленными верхушками.

В третий тип включены зерна рутила причудливых очертаний.

Размер кристаллов по длине от 0,04 до 0,3 мм, при ширине 0,04 до 0,2 мм.

Оптические свойства аутигенного рутила обычны. Блеск алмазный. Двупреломление и светопреломление минерала очень высокие.

Погасание некоторых кристаллов неодновременное, но всегда прямое по отношению к удлинению кристалла.

Анализ. Новообразованные кристаллы анатаза в пределах изученного разреза имеют более ограниченное распространение.

По форме среди хорошо окристаллизованных вторичных зерен анатаза можно выделить два типа (рис. 1б).

Первый тип представлен идеально ограненными кристаллами бипирамидального габитуса с характерной штриховкой на гранях и сильным алмазным блеском. В основном эти зерна прозрачные, чи-

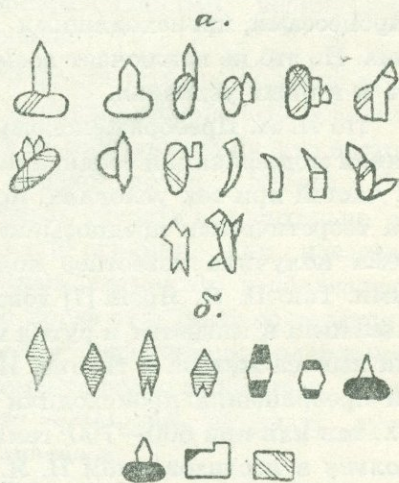


Рис. 1 а - аутигенный рутил
б - аутигенный анатаз

стые, но иногда в них прослеживаются реликты лейкоксена, за счет которого, по-видимому, и возникли новообразования анатаза. Редко встречаются кристаллы, неоднородно окрашенные со светло-желтыми участками.

Второй тип кристаллов значительно менее распространен. Он представлен кристаллами прямоугольного облика. Среди них различаются кристаллы, у которых одна из граней прямоугольника имеет несимметричное развитие, а также наросты с прямоугольными очертаниями, которые нарушают обычную форму и придают кристаллу иной облик.

Размеры кристалликов анатаза колеблются от 0,01—0,04 мм, иногда до 0,15 мм в поперечнике. Новообразованные кристаллы анатаза обладают высоким показателем преломления ($N \gg 1,735$), яркой интерференционной окраской, а в прямоугольных сечениях они оказываются изотропными. Окраска минерала индигово-синяя.

Как известно, обычно образование рутила и анатаза связывается с процессами, происходящими при высоких температурах и давлениях. Но это не исключает возможности образования данных минералов и в иных условиях.

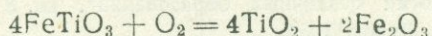
По И. А. Преображенскому [4], «всякое химическое соединение и всякая модификация соединений могут образовываться из слагающих их частей при тех условиях, при которых они могут существовать». Эта теоретическая предпосылка И. А. Преображенского в настоящее время получила известное подкрепление экспериментальными данными. Так, П. Я. Ярош [7] довольно подробно описал превращение ильменита в магнетит и рутил или же в гематит и рутил без привноса или выноса железа и титана. Из сообщения П. Я. Яроша следует, что эти превращения происходили при сравнительно низких температурах, так как при 600—700° гематит растворяется в ильмените. Поскольку в исследованном П. Я. Ярошем материале рутил встречен в сообществе с гематитом, им сделан вывод, что распад ильменита в гематит и рутил происходил при температуре менее 600°.

Не менее интересные данные в плане рассматриваемого вопроса можно почерпнуть и из сообщения Стрингама [9], в котором излагаются результаты экспериментов по синтезу некоторых минералов. У Стрингама указывается, что рутил получен при температуре не более 300° при кислой рН среде.

Эти данные достаточны для заключения о том, что наряду с типично гипогенным рутилом встречаются и такие его типы, которые возникают в условиях поверхности земли, поскольку о последних свидетельствуют имеющиеся в литературе указания о наличии новообразований рутила в совершенно неметаморфизованных осадочных толщах.

Формирование новообразований рутила и анатаза, по всей вероят-

ности, происходило за счет растворения и последующей перекристаллизации ильменита. С. И. Бенеславский [2] указывает, что при разложении ильменита образуются рутил и лейкоксен, причем разложение ильменита идет по схеме:



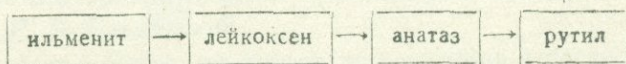
При участии воды образуется гидрат двуокиси титана—лейкоксен, который в дальнейшем, в процессе перекристаллизации и дегидратации, переходит сначала в анатаз и затем в рутил или же непосредственно в рутил.

По мнению А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова [3], из лейкоксена возникают не только анатаз и рутил, но также и брукит.

Превосходная кристаллографическая ограниченность, наличие острых углов и ребер, отсутствие малейших следов их окатывания, которые неизбежно должны были возникнуть при переносе, заставляют признать их минеральными новообразованиями, возникшими в уже сформировавшейся осадочной породе.

В нашем материале, помимо самого факта повышенных, по сравнению с другими частями средне- и верхнепалеозойского разреза, содержаний анатаза и рутила, обращает на себя внимание и то обстоятельство, что если кристаллы анатаза имеют почти, а иногда и бесспорно, идеальную огранку, то этого нельзя сказать относительно рутила. Совершенство кристаллографической огранки, как известно, является важным, хотя и не единственным элементом в доказательстве аутигенной природы минерала. Но когда этот факт сочетается с другим, не менее очевидным фактом резко повышенного содержания этого минерала, то значение данного элемента резко возрастает. Именно так обстоит дело в нашем случае, что заставляет признать аутигенную природу описанных рутилов и анатазов.

Изложенное позволяет обратить внимание и на тот факт, что кристаллографическая огранка анатаза более совершенная, чем у рутила. Возможно, что это является указанием на наличие известной последовательности в преобразованиях первичного ильменита, которую можно представить в виде нижеследующей схемы:



В заключение подчеркнем, что наблюдения в шлифах и иммерсионных препаратах и анализ фактического материала заставляют прийти к выводу, что все эти преобразования совершались без приноса и выноса компонентов: исходный материал был заключен в самой породе и его превращение из одних минералогических форм в другие вызвано процессами эпигенеза и раннего метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабаев А. Г.*, О новообразованиях рутила в меловых отложениях Средней Азии. ДАН СССР, т. 113, № 2, 1957.
2. *Еенеславский С. И.*, Некоторые вопросы минералообразования в бокситах. В кн. „Вопросы минералогии осадочных образований“, кн. 3 и 4. Изд. Львовского гос. университета, Львов, 1956.
3. *Коссовская А. Г. и Шутов В. Д.*, Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. В кн. „Вопросы минералогии осадочных образований“, кн. 3 и 4. Изд. Львовского гос. университета, Львов, 1956.
4. *Преображенский И. А.*, Об автигенных минералах и минералообразовании. Труды Ин-та геолог. наук, Выпуск 40, Петрографическая серия (№ 13), 1941.
5. *Пустовалов Л. В.*, Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Труды Геологического ин-та, выпуск 5, М., 1956.
6. *Ренгартен И. В.*, Минералы титана в угленосных осадочных породах. Труды Геологического ин-та, Изд-во АН СССР, М., 1957.
7. *Сердюченко Д. П.*, О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования, В кн. „Вопросы минералогии осадочных образований“, кн. 3 и 4. Львов. Изд. Львовского гос. университета, Львов, 1956.
8. *Ярош П. Я.*, О выделениях рутила при метаморфических изменениях ильменита. Зап. Минер. об-ва, сер. 2, ч. 84, вып. 4, 433 стр., 1955.
9. *Bronson Stringham*, Fields of Formation of some Common Hydrothermal Alteration mineral. Economic Geology vol 47, № 6, pp. 661—664.

И. Х. ПЕТРОСОВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГЛИН ВЕРХНЕТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКТЕМБЕРЯНСКОГО РАЙОНА

Глинистые минералы благодаря своим отличным индикаторным особенностям справедливо рассматриваются в качестве важного показателя среды осадконакопления, что и привлекло к ним в последние годы внимание исследователей.

Этот повышенный интерес исследователей к глинам находит свое практическое выражение в двух формах. Первая из них состоит в стремлении многих исследователей с возможно большей подробностью изучить вещественный состав, структуру, текстуру и физические свойства различных типов глин, а вторая—заключается в попытках разработать новые, более эффективные методы их исследования. В результате работ по первому направлению удалось накопить не только обширный материал по характеристике вещественного состава глинистых пород, но, что особенно важно, было достоверно установлено, что, исходя из этого материала, можно достаточно определенно расчленить толщи глинистых пород на минерало-стратиграфические свиты и не менее определенно решить такой коренной вопрос, как условия их образования.

Искания в области методики изучения глинистых образований также оказались не безуспешными. Среди предложенных новых методов исследований глин наибольшее распространение получил метод их окрашивания органическими красителями, предложенный и разработанный Н. Е. Веденевой.

К сожалению, ни то, ни другое направление в исследовании глинистых пород в Армении до самого последнего времени совершенно не разрабатывались, хотя подобного типа образования в республике распространены достаточно широко.

В результате мы до сих пор почти ничего не знаем о вещественном составе глинистых пород Армении.

С 1957 г. в Институте геологических наук АН Арм. ССР начато систематическое изучение вещественного состава глинистых пород.

Проведенные исследования позволили выявить ряд интересных особенностей строения и состава верхнетретичных отложений отдельных районов Араратской депрессии.

В связи с этим небезынтересно сообщить некоторые результаты исследований. В настоящей заметке будет изложен материал, полученный автором в процессе исследования глинистых пород из разреза Октемберянской опорной скважины.

По данным А. И. Месропяна, разрез этой скважины представлен глинистыми пачками, чередующимися с песчаниками различной зернистости, а также мелкогалечными конгломератами. Последние, однако, имеют явно подчиненное распространение. Глины составляют не менее 50 % общей мощности описываемой толщи; они различны по структуре, неоднородны по своей плотности, карбонатности и цвету. В них часто встречается в той или иной степени углефицированный растительный детрит и чешуя рыб, очень редко в них встречаются фораминиферы, несколько чаще остракоды и менее гастроподы.

Нами было проведено массовое определение вещественного состава этих глин методом окрашивания органическими красителями, с контролем полученных результатов на некоторых образцах — другими методами.

Предварительная подготовка образцов к определению окрашиванием и другие методические указания проводились по схеме, предложенной лабораторией глинистых минералов ИГН АН СССР [1].

Здесь мы только отметим о влиянии различных примесей и естественных окрасок глин на окрашенные суспензии, поскольку, как уже отмечено выше, многие образцы глин Октемберянской скважины в различной степени карбонатны и различно окрашены.

На примере современных донных осадков М. А. Ратеевым установлено, что ни карбонатность, ни железистые соединения, ни органика не обладают теми спектрами абсорбции, которые присущи глинистым минералам.

Эти опыты, но уже на типичных глинах, были повторены в лаборатории осадочной петрографии ИГН АН Арм. ССР. При этом выяснилось, что как до, так и после удаления карбонатов и органики окраска по эталонной шкале совершенно не менялась. В результате этих опытов в обоих случаях был установлен монтмориллонитовый тип двух образцов — № 3710/12 и № 4596.

Термический анализ этих образцов, выполненный в Институте нефти АН СССР, также подтвердил их монтмориллонитовый состав. По-видимому, и на типичных глинах явление абсорбции красителей не обуславливается влиянием этих примесей.

Основным реактивом, применявшимся для определения минералогического состава глин Октемберянской скважины, был метиленовый голубой — МГ и МГ + КСl. Помимо этого, были использованы вы-

сушеные суспензии—как стандартно окрашенного ($M\Gamma_{st}$), так и интенсивно окрашенного метиленового голубого ($M\Gamma_1$), которые дают два лишних критерия при интерпретации полученных результатов. Параллельно с этим, там, где распознавание глин при помощи $M\Gamma$ и $M\Gamma + KCl$, а также высушенных суспензий было затруднено, применялись хризоидин и бензидин.

Результаты окрашивания показали, что основная часть глин Октемберянской толщи имеет каолинитовый и гидрослюдистый состав.

Распределение каолинитовых и гидрослюдистых глин в разрезе таково, что позволяет разбить всю пройденную толщу на 6 минералогостратиграфических зон:

I. Каолинит-гидрослюдистая (220—1285 м).

II. Гидрослюдисто-каолинитовая (1285—1484 м).

III. Каолинитовая (1484—1672 м).

IV. Бейделлит-гидрослюдистая (1672—1777 м).

V. Каолинитовая (1777—2067 м).

VI. Каолинит-гидрослюдистая (2067—2560 м).

Выявляется явное господство каолинит-гидрослюдистого комплекса. На фоне такого устойчивого по всему разрезу каолинит-гидрослюдистого состава в интервале 1672—1777 м наблюдается горизонт, несколько обогащенный бейделлитом. Типичные бейделлитовые реакции с $M\Gamma$ и характерные для бейделлита веерообразные формы агрегатов в ориентированных препаратах позволяют выделить его в самостоятельную бейделлит-гидрослюдистую зону. Как видно из диаграммы, эта зона располагается между двумя каолинистыми, что свидетельствует об изменении длительно устойчивого кислого режима, господствовавшего во время формирования каолинистых зон, на некоторый промежуток времени щелочно-основном, в условиях которого и происходило накопление глин бейделлитового состава.

Наличие в Октемберянской толще большого количества гидрослюдов, для которых характерен широкий диапазон значений pH среды, и отсутствие на кривых $M\Gamma$ и $M\Gamma + KCl$ резких пик свидетельствуют о том, что условия осадконакопления в целом носили стабильный характер: привнос терригенного материала происходил в условиях длительной устойчивости накопления, на фоне почти непрерывного опускания в условиях кислой среды.

Широкое распространение каолинита и гидрослюды по всему разрезу Октемберянской толщи объясняется, по-видимому, наличием единой области питания и одинаковых условий переноса и захоронения исходного материала.

Результаты, полученные при визуальном определении минералов глин Октемберянской скважины, вместе с кривыми $M\Gamma$ и $M\Gamma + KCl$, нанесены на диаграмму.

В заключение отметим, что одно только окрашивание, без фото-

№№ образца	Глубина в м	КРИВЫЕ ОКРАШИВАНИЯ М2 И М2 + КС2											ОПРЕДЕЛЕНИЕ	МИНЕРАЛЬНЫЕ ЗОНЫ
		Ф	ФС	С	СГ	Г	ГЗ	З	ТР-З	ТР	ЖЗ			
4701	220												Каол с гидросл	Каолинит- каолинит-гидро- сланюистая
4833	340												Каолинитовая	
5058	749												Каолинитовая	
3860	950												Каолинитовая	
5556	1104												Каол с гидросл	
5563	1236												Каол с гидросл	
5669	1285												Каол с гидросл	
5644	1335												Гидрослюда	Гидрослюдисто- гидрослюдисто каолинитовая
5631	1377												Гидрослюда	
5659	1484												Гидросл с каоп	
5672	1571												Каолинит	Каолинитовая
5871	1641												Каолинит	
5678	1672												каолинит	
5890	1777												Бейделлит с гидросл	Бейделлит-гидрослюдистая
5914	1828												Каолинит	Каолинитовая
5933	1895												каолинит	
6295	2007												каолинит	
6526	2152												Каол с гидросл	Каолинит-гидрослюдистая
6541	2227	Каол с гидросл												
6554	2295	Каол с гидросл												
6595	2369	Каол с гидросл												
6599	2467	Каол с гидросл												
6693	2507	Каол с гидросл												
6696	2560	Каол с гидросл												

Ф - Фиолетовый
 ФС - фиолетово-синий
 С - Синий
 СГ - Сине-голубой
 Г - Голубой
 ГЗ - Голубо-зеленый
 З - Зеленый
 ТР-З - Травяно-зеленый
 ЖЗ - Желто-зеленый
 — Кривая М2
 - - - - - Кривая М2 + КС2

метрирования и контроля другими методами, не в состоянии обеспечить исчерпывающего исследования глин. Однако оно имеет то преимущество (особенно применительно к изучению разрезов скважин), что позволяет быстро вести диагностику типичных глин и дает представление об общем характере вещественного состава глинистых толщ и о геохимических условиях осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веденева Н. Е. и Викулова М. Ф., Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии, Госгеолыздат, 1952.
2. Гинзбург И. И. и Рукавишников И. А., Минералы древней коры выветривания Урала, Изд. АН СССР, 1951.
3. Ратеев М. А., Опыт диагностики коллоидно-дисперсных минералов по спектрам абсорбции красителей на примере современных осадков. Кора выветривания, вып. 1, Изд. АН СССР, 1952.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
1. <i>Магакьян И. Г. и Мкртчян С. С.</i> , Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа)	7
2. <i>Аракелян Р. А.</i> , История нижнепалеозойского магматизма Армении	21
3. <i>Ширинян К. Г.</i> , Некоторые закономерности четвертичного вулканизма Армении	29
4. <i>Казарян Г. А. и Малхасян Э. Г.</i> , Извержение породы горы Лальвар	37
5. <i>Аревшатян Т. А.</i> , Явления дифференциации в некоторых дайках гранитоидов	53
6. <i>Казарян Г. А.</i> , О полосчатом строении диабаз-порфиритовых даек Алавердского района	61
7. <i>Казарян А. Г.</i> , Гидротермальные изменения вмещающих пород Джиндаринского медно-молибденового месторождения	69
8. <i>Карамян К. А.</i> , Некоторые особенности развития тектоники и минерализации Личской группы месторождений	79
9. <i>Пиджян Г. О.</i> , Некоторые геохимические особенности пород Дастакертского медно-молибденового месторождения	93
10. <i>Карамян К. А.</i> , Германиит и рениерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения	101
11. <i>Абовян С. Б.</i> , О явлениях метаморфизма в хромшпиннелидах Армении	109
12. <i>Мкртчян С. С.</i> , Калерское месторождение молибденита	117
13. <i>Чибухчян З. О.</i> , Об изомикроклине из пород древнего метаморфического комплекса Армянской ССР	119
14. <i>Малхасян Э. Г.</i> , Низкотемпературный дипирамидальный кварц из бараба-тумской серии порфириров Кафанского района	127
15. <i>Бабаян А. Г.</i> , К познанию гипергенеза осадочных пород	131
16. <i>Сатиан М. А.</i> , Некоторые особенности вещественного состава карбонатной толщи верхнего сенона Иджеванского и Ноемберянского районов	143
17. <i>Нисанян Г. Б.</i> , О новообразованиях рутила и анатаза в верхнедевонских отложениях бассейна р. Аргичи	153
18. <i>Петросов И. Х.</i> , Некоторые результаты изучения вещественного состава глин верхнетретичных отложений Октемберянского района	159

БФ 02059

Заказ 11

Тираж 300

Сдано в набор 8/1-1959 г. Подписано к печати 2/III-1959 г. Бумага 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 10,25.

Типография Издательства Ереванского государственного университета, Ереван,
ул. Кирова, 12.

