

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
ЕРЕВАНСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. К. МАРКСА

СБОРНИК
НАУЧНЫХ ТРУДОВ

№ 11

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Ереван—1955

55:622(062)

Сб. — 23

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

№ 11

ГЕОЛОГИЯ И ГОРНОЕ ДЕЛО

ВЫПУСК 2



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Ереван — 1955



11349
12689

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ ЕрПИ

Председатель

Мелконян П. Г. (директор института)

Зам. председателя

Хачатрян Т. Т., доктор технических наук, профессор

Члены редколлегии:

Алчуджан А. А.—доктор химических наук, профессор

Авакян С. В.—кандидат технических наук, доцент

Касьян М. В.—доктор технических наук, профессор

Мнеян Г. М.—кандидат исторических наук, доцент

Огаңезов Г. Г.—доктор сельскохозяйственных наук, профессор

Овсепян В. М.—кандидат технических наук, доцент

Салонджян О. М.—доктор технических наук, профессор

Ответ. редактор

кандидат геолого-минералогических наук

МАЛХАСЯН Э. Г.

А. Т. Асланян

О происхождении структурной складчатости¹

1. Советская школа геологов подразделяет складчатость осадочной покрывки земной коры на два основных типа: структурный и дислокационный. Первый из них формируется в периоды прогибания земной коры одновременно с осадконакоплением (доинверсионная складчатость), а второй—после окончательного формирования прогибов коры, при их выворачивании (инверсионная складчатость).

2. По своим механическим и геологическим особенностям земная кора подразделяется на слабо деформированные платформенные области, занимающие около 85—90% ее поверхности, и разделяющие эти платформы сильно деформированные извилистые геосинклинальные зоны, занимающие около 10—15% поверхности коры. Геосинклинальные зоны являются зонами концентрации сил, деформирующих земную кору в ее целом. Структурная складчатость отложений развивается одновременно и на платформах и в геосинклиналях в периоды их прогибания. Дислокационная складчатость является уделом одних геосинклинальных зон, следует во времени за структурной складчатостью и накладывается на последнюю, обуславливая сильное смятие отложений.

3. Складчатость—это смятие пластов в плоскости земной коры. С точки зрения механики складчатость представляет собой деформацию сдвига, что предполагает тангенциальный характер сил, вызывающих складчатость отложений и искривления коры. Показателями тангенциального направления сил, действующих в земной коре, являются также землетрясения, очаги которых связаны с деформациями сдвига.

4. Земная кора представляет анизотропную сферическую оболочку средней мощностью около 37 км и покоится на текучих магматических массах, уподобляемых по своим механическим показателям массам типа каучука, насыщенного газами. Равновесие такой оболочки при действии на нее сил во всех горизонтальных направлениях определяется уравнением:

$$p=Q+q,$$

а нагрузка, при которой она теряет устойчивость, образуя крупные прогибы и поднятия (при постоянном объеме планеты), из зависимости

¹ Основные положения доклада, сделанного на научной сессии Ереванского политехнического института 18 января 1954 г.

$$P_{кр} = \frac{1}{R} \sqrt{\frac{EH^3}{3} \left(K + \frac{EH}{R^2} \right)},$$

где Q —вес земной коры, q —противодавление магматического основания, H —мощность коры, R —радиус Земли, E —переменный модуль упругости, K —жесткость магматического основания.

5. Напряжение, при котором начинается необратимая пластическая деформация земной коры, определяется из зависимости

$$\sigma_s = D_k H \frac{12 - 24\nu}{11 - 16\nu},$$

что при удельном весе земной коры $D_k = 2,67$ г/см³, $H = 37$ км и коэффициенте Пуассона $\nu = 0,25$ дает в согласии с экспериментальными данными $\sigma_s = 10.000$ кг/см².

По экспериментальным данным для осадочной покрывки и верхних слоев кристаллического субстрата $\sigma_s = 1000$ кг/см², а модуль упругости $E = 200.000$ кг/см² при модуле упругости коры $E = 700.000$ кг/см².

6. Принимая, что земная кора сжимается под действием тангенциальных сил, и пользуясь законом Гука $\sigma_s = \epsilon_s E$ и приведенными данными о пределе текучести, убеждаемся, что однократной деформации коры в ее целом соответствует тридцатикратная деформация в верхних слоях, т. е. в то время, когда нижние и средние горизонты коры при прогибании деформируются упруго или упруго-пластически, верхние слои деформируются всецело пластически или вязко-пластически. Кроме того, такая деформация предопределяется кривизной коры, которая при прогибании выпрямляется, причем верхние ее слои испытывают сжатие и пластические деформации (смятие со срывами), а нижние слои—растяжение.

7. Согласно сейсмологическим данным, около 90% очагов регистрируемых землетрясений располагается на глубинах до 8—10 км. Эти глубины, по всей видимости, могут считаться той границей, ниже которой вещество коры, находясь под высоким гидростатическим давлением, деформируется при прочих равных условиях упруго, в то время, когда верхние слои деформируются пластически или вязко-пластически.

По А. А. Ильюшину, мощность пластически деформируемой зоны определяется из зависимости,

$$H_{пл} = H \cdot \frac{1 - \sqrt{(1-\lambda)(1+\varphi)}}{\lambda},$$

где $\lambda = 1 - \frac{1}{E} \frac{d\sigma_i}{d\epsilon_i} : (0 \ll \lambda \leq 1)$, φ —безразмерная величина, зависящая от вариации сил и кривизны (в большинстве задач φ принимается практически равной нулю).

8. Верхние слои коры мощностью $H = 8—10$ км и модулем упругости $E = 200.000$ кг/см² в пределах отдельных регионов могут рассматриваться

как плиты на упругом неподатливом основании с коэффициентом жесткости K (для бетона K принимается от 800 кг/см^3 до 1500 кг/см^3). Если силы действуют на плиту тангенциально и плита коробится под воздействием этих сил волнообразно, то на фоне плиты возникнут локальные антиклинальные выпучивания шириною

$$L_1 = \pi \sqrt{\frac{EH^3}{12K}}.$$

При значительной неоднородности слоев деформации должны концентрироваться в наименее прочных участках толщи с образованием на этих участках антиклинальных выпучиваний.

Описываемые в литературе многочисленные примеры современных локальных выпучиваний служат иллюстрацией сказанного.

9. В прогибающихся зонах коры, возникающих под действием тангенциальных сил, пластические деформации, независимо от литологических особенностей пород, концентрируются в верхних слоях коры. Отложения, накапливающиеся в прогнутых зонах, приспосабливаются к форме пластических антиклинальных выпучиваний и по мере роста прогиба образуют брахиантиклинальные поднятия с минимальными мощностями в сводовых частях. Рост антиклинальных выпучиваний может сопровождаться разрывными нарушениями, являющимися показателями пластических деформаций (см. рис. 1).

10. К типу структурной складчатости относится также диапировая складчатость. Жесткая свита осадочных отложений, залегающая на текущем основании из соли, ангидрита или пластичных глин, при прогибании коры испытывает волнообразный изгиб, соль перетекает из-под прогибов под поднятия и, когда напряжение превосходит предел прочности надсольевой покрывки, последняя в прогнутых зонах разрушается (брекчируется) и происходит истечение соли (или других пластичных масс) к поверхности с образованием штоков соли. Свежие осадки, накапливающиеся в подобных соленосных прогибах, приспосабливаются к форме растущих штоков соли. Куполовидность диапировых структур и шахматный порядок их взаимного расположения обусловлена одинаково интенсивным сжатием коры во всех горизонтальных направлениях.

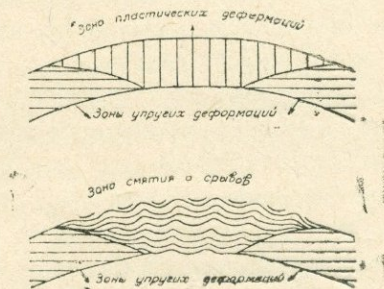


Рис. 1. Схема соотношений зон упругих и пластических деформаций в балке коры к моменту ее прогибания

А. Т. Асланян

О глубине формирования интрузивных комплексов Армении

Вопросы магматической геологии Армении разработаны пока недостаточно.

В предлагаемом обзоре, составленном на основании литературных данных А. И. Адамяна, Ш. А. Азизбекова, Ю. А. Арапова, Г. П. Багдасаряна, В. Г. Грушевого, А. А. Gabrielyan, А. С. Гинзберга, П. Л. Епрмяна, В. Л. Егояна, В. Н. Котляра, И. Г. Магакьяна, Э. Г. Малхасяна, А. Г. Мидяна, С. А. Мовсисяна, С. С. Мкртчяна, К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, А. Н. Соловкина, И. Н. Ситковского, П. С. Саакяна, В. Е. Хаина и личных исследований автора, сделана попытка осветить вопрос о глубине формирования интрузивных комплексов этой области.

Разбираемый вопрос представляет, конечно, не только геологический интерес. Он имеет прямое отношение также к вопросам металлогении, поскольку рудные месторождения (магматические и постмагматические) и интрузивные тела находятся, как и всюду, в тесной пространственной и временной связи.

Правда, возраст интрузий в ряде случаев не поддается определению с нужной точностью, но тем не менее накопленные палеогеологические данные дают возможность определить наиболее вероятные их возрастные границы и тем самым глубину формирования.

Начнем рассмотрение условий формирования интересующих нас интрузивных комплексов в стратиграфической последовательности.

1. Древнепалеозойские интрузии. К древнепалеозойскому возрасту относятся условно интрузии серых гнейсовидных гранитоидов, амфиболитов и серпентинитов, которые приурочены к метаморфической толще кембрия—докембрия Арзаканского ущелья в бассейне р. Раздан.

Петрографически гранитоиды детально изучены В. Н. Котляром и Г. П. Багдасаряном, которые синхронизируют их с аналогичными серыми гнейсовидными гранитоидами, прорывающими Дзирульскую метаморфическую толщу нижнекембрийского возраста, а также с серыми гранитоидами Большого Кавказа, для которых возрастными границами служат кембрий и девон. По литературным данным, интрузии, близкие к вышеуказанным, широко развиты также в Центрально-анатолийском нагорье (между Кониа, Джанкири и Киршехиром), где они перекрываются с

большим угловым несогласием табулятовыми известняками верхнего силура и относятся условно к нижнему силуру (по С. В. Тромпу).

Внедрение всех указанных интрузий связывается с складчатыми движениями, имевшими место на рубеже нижнего и верхнего силура.

Учитывая, что максимальная мощность силура в Малой Азии порядка 1200 м и что рассматриваемая интрузия внедрилась на рубеже нижнего и верхнего силура, можно заключить, что максимальная мощность кровли их при остывании была в грубом приближении не более 1000—1200 м.

2. Средне-верхнепалеозойские интрузии. К интрузиям этого возраста относятся Локский массив розовых микроклиновых гранитов, микроклиновые граниты Агверанского массива в области Памбакского и Мисханского хребтов (выходы микроклиновых и лейкократовых гранитов у сел Каранлух, Чамрлу, Шамушлу, Кабахлу, Мисхана, Мармарик и Гюлаблу) и слабо огнейсованные микроклиновые граниты юго-восточной части Конгур-Алангезского хребта (Мегринский район). Доказательства в пользу палеозойского возраста указанных интрузий приведены в работах В. Н. Котляра для Агверанского массива, А. Т. Асланяна для Локского массива и А. И. Адамяна для Мегринского массива.

Граниты Локского массива прорывают порфиритовую толщу, относимую по аналогии с Мегринским районом к верхнему девону — нижнему карбону, перекрываются резко несогласно отложениями нижнего лейаса (по данным А. И. Джанелидзе), образовавшимися за счет размыва подстилающих микроклиновых слюдистых гранитов. Время внедрения интрузии определяется средним — верхним карбоном.

Имея в виду, что вся мощность вмещающих Локскую интрузию вулканогенной толщи среднего палеозоя составляет порядка 1700 м, она прорвана по всей своей мощности, а также учитывая непрерывность разреза палеозоя в Армении от среднего девона до нижнего карбона, можно заключить, что интрузия пронизала указанную толщу до кровли, т. е. до дневной поверхности средне-верхнекарбонового времени.

Агверанский массив прорывает указанную выше метаморфическую толщу, с подчиненными ей серыми гнейсовидными гранитоидами, и имеет гальку в конгломератах верхнего мела.

Ближайшие с Агверанским массивом выходы микроклиновых и лейкократовых гранитов у сел Каранлух, Чамрлу, Джамушлу, Кабахлу, Гюлаблу, Мисхана прорывают порфиритовую толщу (сильно метаморфизованную вблизи с этими выходами), относимую В. Н. Котляром и нами к палеозою (девон?). Галька этих интрузивных пород встречается часто тоже в базальном конгломерате.

Мегринский массив интродировал в толщу сланцев и рассланцованных порфиритов, относимых к девону и частью к нижнему карбону. Прорывает он низы толщи, общая мощность которой составляет около 5 км.

3. Мезозойские интрузии. К мезозойскому времени относятся кислые интрузии северо-восточных склонов Малого Кавказа, габбро-диоритовые интрузии Приараксинской зоны Армении и ультраосновные и частью ос-

мовные интрузии Севанского и Вединского поясов. К этому же времени относятся альбитофировые интрузии Алавердского и, повидимому, центральной части Кафанского рудных районов.

Относительно крупные из указанных кислых интрузий являются Чочканская, Ахпатская, Цахкашатакая, Кохбская, Брдадзорская интрузии гранодиоритов и Шамшадинская интрузия розовых плагиогранитов.

Первые четыре интрузии пространственно близки и являются, очевидно, выходами одной более крупной интрузии. Брдадзорская интрузия прорывает сеноманские вулканогенные отложения бассейна р. Бануш-чай и прорывается в свою очередь гипабиссальными мелкими интрузиями альбитофиров, галька которых находится в базальных конгломератах среднего эоцена.

Поскольку в верхнемеловое время район этих интрузий являлся геосинклиналью, а в нижнеэоценовое время — сушей, и мощность туронских и сеноманских отложений составляет в сопредельных районах не более 1000 м, приходится полагать, что минимальная глубина формирования этих интрузий была не более 1000 м.

Кохбская интрузия гранодиоритов и кварцевых диоритов прорывает отложения верхнего оксфорда и перекрывается трансгрессивно отложениями сеномана и сантона.

Отложения верхнего оксфорда постепенно переходят здесь в киммериджские отложения и перекрываются трансгрессивно титонскими отложениями. Внедрение интрузии связывается с андийской и австрийской фазами складчатости. Суммарная мощность отложений киммериджа и титона оценивается в 600 м, чем и определяется ориентировочно минимальная глубина формирования интрузии.

Ультраосновные и основные породы Севано-Амасийского офиолитового пояса, согласно данным исследований Т. Ш. Татевосяна и автора настоящих строк, прорывают верхнемеловые вулканогенные отложения, несогласно перекрывающиеся среднеэоценовыми и верхнемиоценовыми отложениями, причем в базальных конгломератах последних встречается галька этих интрузивных пород (данные Т. Ш. Татевосяна, Ш. А. Азизбекова, А. Т. Асланяна). Согласно палеогеографическим данным, отсутствие датских и палеоцен-нижнеэоценовых отложений в этом поясе — явление первичное, а разрез сенона, прорванного ультраосновными породами, достаточно полон. Следовательно, необходимо допустить возможность проникновения этих интрузий до дневной поверхности.

Интрузивные породы достоверного юрского возраста отмечены в Алавердском районе, непосредственно севернее Алавердского месторождения меди, в южной части массива г. Шах-тахт. Представлены они здесь гипабиссальной залежью бурых диоритовых порфиринов, которые прорывают туфогенные отложения среднего лейаса и перекрываются трансгрессивно тоарскими отложениями. Очевидно, и эта интрузия формировалась близ дневной поверхности.

Интрузии Приараксинской зоны Армении в бассейне нижнего течения р. Веди представлены габбро-диоритами, точнее — габбро-порфиритами.

Как показал А. А. Габриелян, они прорывают отложения верхнего сенона и трансгрессивно перекрываются лютетскими отложениями. Поскольку отсутствие палеоцена и нижнего эоцена в этом районе первично, а мощность отложений датского яруса составляет всего 250 м, то необходимо полагать, что минимальная глубина формирования этих интрузий была не более 250 м.

4. Кайнозойские интрузии. Интрузии этого возраста пользуются в Армении наибольшим распространением, причем они выражены как кислыми гранитоидными породами, так и щелочными и основными (габбро-диоритовыми) породами. Наиболее крупной из них является Зангезурский (Конгур-Алангезский) pluton на юге Армении, представленный порфировидными гранитами, граносиенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами и др.¹. Прорывают этот pluton домиоценовые вулканогенно-осадочные отложения (до среднего эоцена включительно) и перекрываются угленосными отложениями, относимыми к верхнему миоцену (верхний сармат-меотис).

Некоторые исследователи считают, что они прорывают также олигоценные отложения. Поскольку в нижне- и среднемиоценовое время область Зангезурского plutона была сушей, постольку приходится полагать, что эти интрузии пронизывали толщу окружающих пород, вплоть до дневной поверхности. Если же считать, что они образовались в предолигоценное время, то, вероятно, величина минимальной глубины формирования интрузии определялась бы цифрой порядка 300—400 м.

Второй крупный интрузивный комплекс, типа Зангезурского, обнажается в центральной части Памбакского хребта (граниты, гранодиориты, порфировидные граниты, щелочные и нефелиновые сиениты и др.). Прорывает он метаморфическую толщу кембрия-докембрия, осадочно-вулканогенную толщу верхнего мела и вулканогенную толщу среднего эоцена. Перекрывающими являются лавы и туфобрекчии андезитового состава, относимые нами к концу миоцена. Ассоциация аксессуарных и некоторых рудных минералов, связанных с этим интрузивным комплексом, встречена в отложениях нижнего и среднего олигоцена Ереванского района. Таким образом, внедрение рассматриваемых интрузий Памбакского хребта имело место на рубеже среднего эоцена и нижнего олигоцена в связи со складчатыми движениями пиринейской фазы.

Поскольку максимальная мощность верхнеэоценовых отложений составляет в смежных районах Армении 500—600 м, постольку приходится полагать, что минимальная глубина формирования интрузии была не более 500—600 м.

Более вероятно, что и в данном случае интрузии проникали почти до дневной поверхности.

¹ По данным автора, монциты и сиенито-диориты, составляющие значительную часть Зангезурского plutона, являются древними образованиями, возможно средне-верхнепалеозойского или предюрского возраста, поскольку валуны и галька их в большом количестве встречаются в основании юрских известняков Кафанского района. Таково же мнение А. Г. Мидяна по возрасту монцитов Памбакского хребта.

Аналогичные данные могут быть приведены также для ряда мелких интрузий в бассейнах рек Дзорагет, Бабаджан, Акстафа, Раздан, Арпа, Воротан и др. Особого внимания из них заслуживают мелкие гранодиоритовые интрузии верховьев р. Воротан, прорывающие, по данным П. Л. Епремяна, планорбелловые отложения олигоцена и перекрывающиеся вулканогенно-обломочной толщей верхнего миоцена. При первичном отсутствии в районе ниже-среднемиоценовых отложений вывод о том, что эти интрузии проникали почти до дневной поверхности, является неизбежным.

Таково же положение с габбро-диоритовыми интрузиями Мурхузского, Ширакского, Базумского, Гюнейского и Шахдагского хребтов, прорывающих отложения вулканогенного среднего эоцена. Районы, занятые ныне этими хребтами, во все послезооценовое время представляли размытую сушу или частично озерные котловины.

Породы, которые могли бы быть квалифицированы как интрузивные, имеются и в плиоцене Армении. Они выражены дайками, экструзивными и небольшими пластовыми телами. К ним относятся экструзивные тела интродацитов вдоль границы Армении и Нахкря, экструзивные тела липаритов в бассейне среднего течения р. Раздан (у сел Озанляр и Гюмуш), прорывающие верхнесарматские отложения, приподнимающие покров долеритовых базальтов верхнеплиоценового возраста, пластовая залежь базальтов в соленосной верхнемиоценовой толще Канакера и жильные породы (дайки), прорезающие угленосную свиту Зангезура. Интрузии плиоценового возраста имеются также на западном продолжении Армении, в бассейне р. Олты, где, по данным В. В. Богачева, пестроцветные отложения с меотической фауной прорваны основными изверженными породами.

Из приведенного краткого обзора явствует, что по крайней мере *третичные интрузии Армении все проникали почти до дневной поверхности*. Ориентировочные глубины в 300—500—1000 м, приведенные для древних интрузий, являются весьма благоприятными для существующей теории о большой глубине формирования этих и аналогичных им интрузий из других геосинклинальных областей. Но эти цифры, небольшие сами по себе, представляются в свете имеющихся палеогеологических данных тоже завышенными. Параллелизуя указанные выше дотретичные интрузии с третичными и учитывая одинаковую степень их кристалличности, можно сделать вывод, что древние интрузии тоже интродировали до самых верхних слоев коры.

Строго говоря, нет никаких оснований отрицать возможность проникновения интрузий до физической поверхности Земли и ограничить их искусственно какими-то стандартными глубинами. Степень кристалличности зависит, как отмечал А. Н. Заварицкий, не только от глубины остывания расплава, но и от содержания летучих компонентов в расплаве.

Изложенный выше материал существенно отношение имеет также к проблеме формирования рудных месторождений, связанных с рассматриваемыми интрузиями. Обе эти группы магматических образований (в

широком смысле) как во времени, так и в пространстве связаны между собой очень тесно и, как полагают С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, И. Г. Магакьян и др., являются производными общего магматического очага.

Глубины формирования, указанные для интрузивных пород, относятся в полной мере и к рудным месторождениям. Очевидно, они образовались на самых различных глубинах, вплоть до земной поверхности, причем колчеданные и полиметаллические месторождения образовались, судя по стратиграфическим и геоморфологическим данным, на глубинах, по видимому, от нескольких десятков метров до 2000 м и более. В частности, те месторождения халькофильных элементов, которые приурочены к эоценовым отложениям, несомненно, должны были образоваться в интервале указанных глубин, поскольку мощность эоценовых отложений в соответствующих районах не превышает 2—2,5 км, а рудопроявления одного и того же типа встречаются почти во всех стратиграфических горизонтах толщи эоцена.

Имеющиеся данные, конечно, недостаточны для точного определения глубины формирования того или иного месторождения, однако можно надеяться, что дальнейшие детальные стратиграфические исследования дадут для этого довольно полный и ценный материал. С точки зрения автора одна из важных и неотложных задач стратиграфических и структурных исследований должна заключаться в палеогеологических реконструкциях тех внешних условий, которые определили дальнейшую судьбу рудоносных флюидов и привели к промышленной концентрации руд.

Э. Г. Малхасян

Основные петрогенетические особенности даралагезских интрузий Арм. ССР¹

Южная часть Армянской ССР является одной из наиболее перспективных в отношении рудоносности областей Закавказья. Поэтому вполне естествен интерес, проявляемый петрографами, к изучению интрузивов этой области.

Даралагез представляет один из районов, входящих в эту территорию. Он расположен в юго-восточной части Армении, в бассейне р. Арпа. С северной стороны Даралагез ограничивается Варденисским (Южно-Севанским) хребтом, с южной стороны Айоц-дзорским хребтом (Даралагезские горы), с востока—Зангезурским хребтом, а с запада—бассейном р. Алаз.

Интрузивные породы Даралагеца очень разнообразны и представлены серией разновидностей от кислых (порфировидные граниты, граносиениты, аплиты, микропегматиты), до основных (габбро с многочисленными вариациями) пород.

Изучением даралагезских интрузивов занимались в 1930 г. В. Н. Котляр [2 и др.] в восточной части и А. В. Кржечковский [4] в западной части Даралагеца. С тех пор, в течение 15—25 лет, новых петрографических исследований не производилось². Хотя работы указанных авторов представляют большую ценность, однако данные в них описания пород не сопровождаются химическими анализами и не удовлетворяют современным требованиям петрографической систематики. Поэтому они требуют ныне существенного пересмотра.

Автор в свете новых данных, полученных в результате проведенных им детальных петрографических исследований, за последнее время дал более подробную характеристику интрузивных массивов Даралагеца [5,6,7 и др.].

Этот фактический материал по даралагезским интрузиям позволяет нам сделать некоторые выводы, касающиеся генезиса интрузивных пород, их пространственного положения, взаимоотношений отдельных интрузивных массивов и явлений ассимиляции, имеющие широкое развитие в изученной нами петрографической провинции.

¹ Краткое изложение доклада, сделанного на научной сессии Ереванского Политехнического института 18 января 1954 г.

² В 1949 г. интрузивами Даралагеца занимался А. И. Адамян, однако результаты его исследований еще не опубликованы.

В тектоническом отношении территория Даралагеца располагается в пределах крупного Еревано-Ордубадского (по Л. Н. Леонтьеву) или Южно-Араксинского синклинория (по А. А. Gabrielyan), представлявшего собою в течение верхнего мезозоя-палеогена геосинклинальный прогиб. Она отделяет Мисхано-Зангезурский антиклинорий от Шаруро-Джультинского.

Отдельные интрузивные массивы Даралагеца разбросаны по всей его территории площадью 1200 км². Породы всех этих выходов являются дифференциатами гранитоидной магмы, имеющей на глубине один общий магматический очаг, ныне обнажающиеся на поверхности в виде отдельных интрузивных сателлитов. Площадь отдельных интрузивных массивов измеряется от 0,4 до 35 км², составляя в общей сумме около 100 км².

Внедрение интрузий верхнеэоценового цикла происходило последовательными фазами, отделявшимися периодами относительного покоя. (Под термином «фаза» мы придерживаемся определения, предложенного Г. Д. Афанасьевым [1], что «фазами называются отдельные этапы проникновения закономерно меняющейся по составу магмы, поступающей под влиянием возобновляющихся тектонических импульсов в верхние структурные этажи в течение определенного цикла тектогенеза, т. е. в отдельные этапы возобновления магматической деятельности, отражающие фазы, изменения общего, для комплекса в целом, магматического источника»). Этот интрузивный цикл в Даралагеце был представлен тремя фазами внедрения интрузий, разделенными промежутками времени, когда происходило затвердевание отдельных фаз и формирование соответствующей серии жильных отщеплений и образование новых тектонических нарушений.

В результате трехфазового последовательного внедрения магмы образовались:

в первой—монцитовой фазе—монциты, ортоклазовое, оливин-ортоклазовое габбро, эссекситы.

во второй—диорит-порфировой фазе—диорит-порфиры,

в третьей—граносиенитовой фазе—сиениты, граносиениты, порфировидные граниты.

Внедрение последней фазы интрузивного комплекса также происходило последовательно в три этапа, но с более короткими промежутками, когда предыдущая порция магмы консолидировалась только частично. Такой короткий промежуток времени внедрения магмы В. Н. Котляр для Памбакского комплекса интрузий в северной Армении [3] считает целесообразным назвать субфазой. Состав отдельных субфаз является близким.

Для Даралагезского интрузивного цикла наблюдается довольно ясно выраженная закономерность смены петрохимическим составом пород во времени, выражающаяся в изменении фаз от основных к кислым разновидностям интрузивных пород, что наглядно видно на диаграмме химического состава типичных представителей трех основных фаз интрузии (рис. 1).

Это изменение фаз во времени, от основных к кислым разновидно-

стям, более наглядно выражено на диаграмме поведения химических элементов (рис. 2).

Пересчеты их производились по кислородному методу, предложенному Т. Бартом, т. е. учитывались количества атомов, приходящихся на единицу объема, принимаемую равной 1600.

Результаты пересчета сведены в таблицу 1, а также графически показаны на диаграмме (рис. 2).

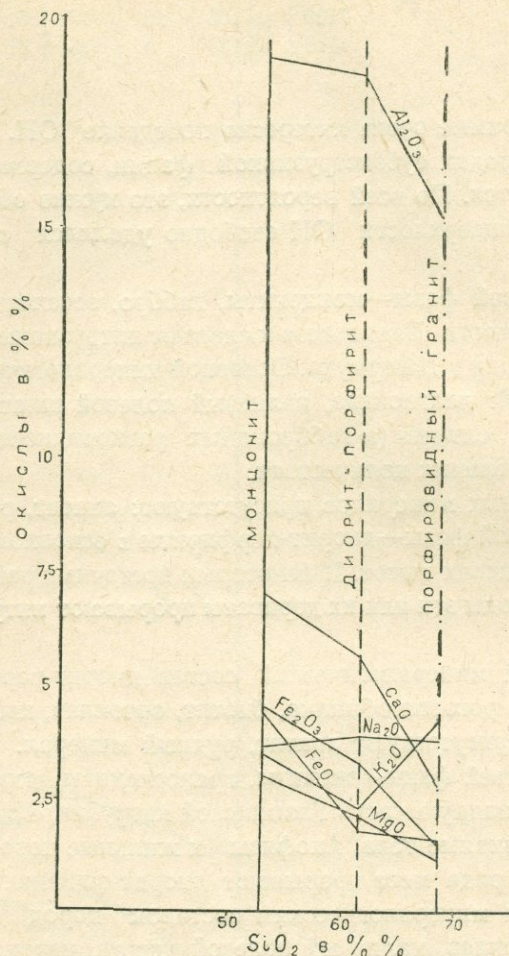


Рис. 1.

Диаграмма химического состава типичных представителей трех отдельных фаз интрузии Даралагеца

По горизонтали на диаграмме (рис. 2) отложены точки, соответствующие образцам, взятым из разных фаз.

По вертикали во всех случаях отложены количества атомов того или иного элемента, приходящиеся на единицу объема. При этом масштаб для Si мы брали в десять раз меньшим, чем для других элементов, так как атомное количество его слишком велико.

Результаты пересчета химических анализов по кислородному методу

Порода	Хим. элементы										
		Si	Ti	Al	Fe ^{III}	Fe ^{II} + Mn	Ca	Mg	K	Na	ОН
Монцонит		1200	11	177	27	42	90	49	11	13	23
Диорит-порфирит (средн. из 2-х обр.)		1220	8	165	20	17	61	34	11	12	8
Порфир. гранит		1446	5	135	9	15	31	14	13	16	12

В этой диаграмме очень интересно поведение ОН. В диорит-порфиритах, т. е. в породах субэкструзивной фации, содержание ОН значительно уменьшается. По всей вероятности, это нужно объяснить тем, что ближе к земной поверхности ОН свободно удалялся из магматических тел.

Породы первой фазы—монцониты, габбро, эссекситы распространены в восточной части Даралагеца и слагают интрузивные тела Гюмушханы, Чайкенда, Куши и Джермука. Основной минералогический состав этих пород следующий: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, авгит, диопсид, роговая обманка, оливин (в габброидных разновидностях), гиперстен и кварц в незначительных количествах.

Из акцессорных минералов присутствуют: апатит, рудный минерал.

Породы второй фазы—диорит-порфиры в основном слагают восточную часть Газминских высот. В некоторых восточных районах (Джермук, Гюмушхана) породы эти или их дериваты прорывают интрузивные породы первой фазы.

Характерный минералогический состав диорит-порфиритов следующий: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, ортоклаз, кварц. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, рудный минерал.

Породы третьей фазы—сиениты, граносиениты, порфировидные граниты слагают западную часть Газминской интрузии, а также Каялинское и Аярское интрузивные тела. Апофизы и жильные породы этой фазы в районе Газмы в ряде мест прорывают диорит-порфиры.

Характерным минералогическим составом пород последней фазы являются: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, авгит, роговая обманка, биотит, турмалин. Из акцессорных минералов присутствуют: сфен, апатит и рудный минерал.

Нужно предполагать, что последняя порция внедрившейся магмы была относительно более богата летучими компонентами, чем предыдущие две фазы внедрения, что подтверждается распространением микропегматитов, флюоритовых жил и широким развитием турмалинизации в пределах газминской и каялинской интрузий.

Для сопоставления пород, описанных трех отдельных фаз даралагезских интрузий, ниже (рис. 3 и таблица 2), приводим количественно-ми-

11349
12689

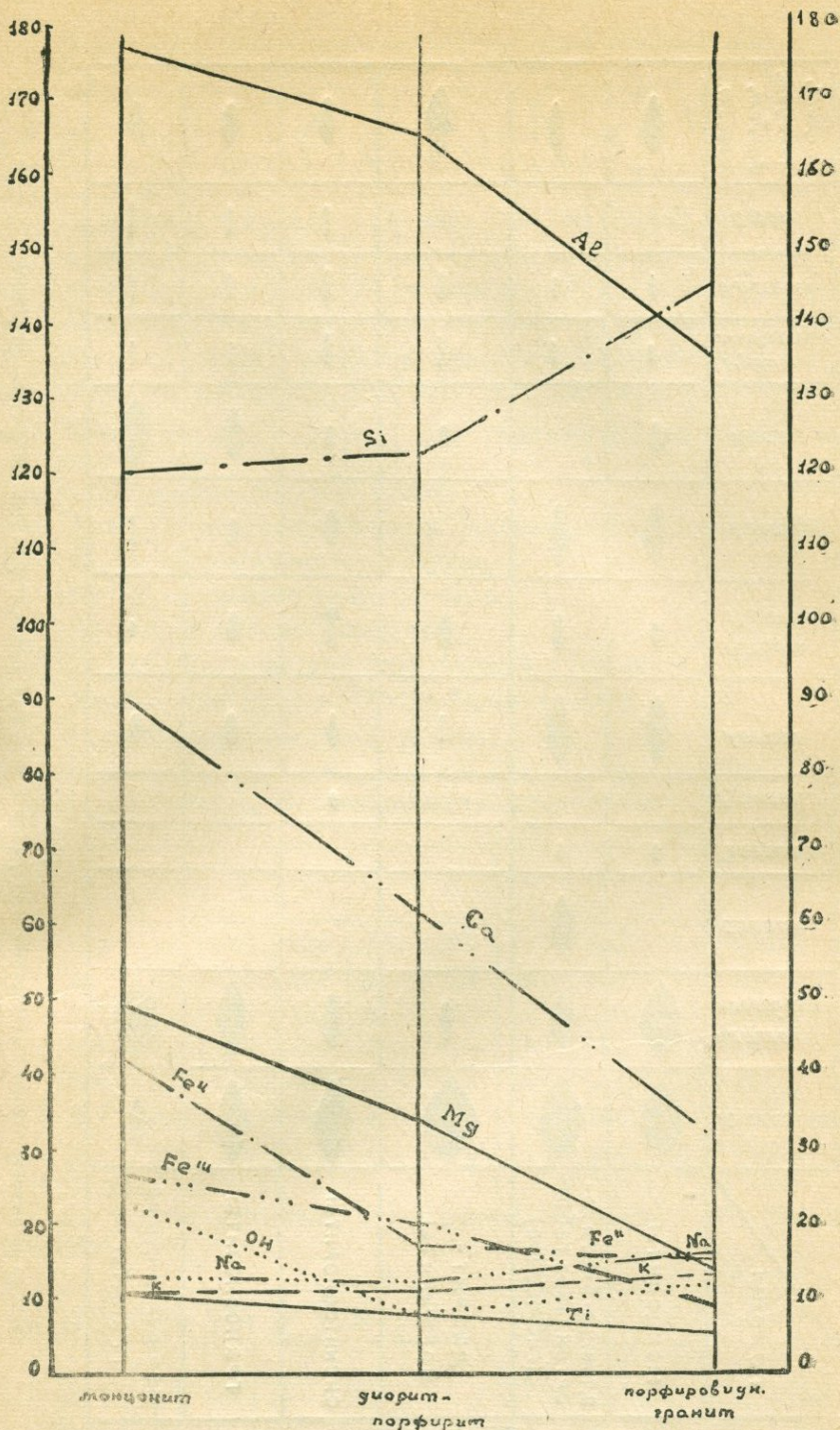


Рис. 2.

Диаграмма поведения химических элементов
трех отдельных фаз интрузии Даралагеца



фации	фазы	Минералы породы	главнейшие								Акцессорные			Вторичные	
			Плагноклаз	Калиевый полевошпат	Оливин	Гиперстен	Турмалин	Авгит	Роговая обманка	Биотит	Кварц	Рудный минерал	Апатит		Сфен
гипабиссальная	1-ая монцонитовая	монцониты				•			•			•	•		
		оливино-биотито- ортоклазов. габбро (гибридное)				•						•	•		
субэкстремальная	2-ая диорит- порфиритовая	диорит- порфириты						•				•	•		
гипабиссальная	3-я граносиенитовая	сиенитодиориты					•					•	•	•	
		граносиениты										•	•	•	
		порфировидные граниты							•	•		•	•	•	

Рис. 3.

Схема количественного содержания минералов в главных типах пород даралагезских интрузий

Таблица 2

Химические составы наиболее типичных пород отдельных фаз
даралагезских интрузий

№№ п/п	№№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Порода
1	93	53.46	0.92	18.28	4.35	4.27	0.26	2.95	7.38	3.57	3.42	монцонит
2	25	59.16	0.77	18.04	4.21	2.38	не опр.	1.30	4.33	4.0	5.1	монцонит
3	237	61.40	0.56	18.44	3.20	2.0	не опр.	2.27	5.60	4.33	2.27	диорит-порфирит
4	254	58.27	0.32	18.21	1.55	3.85	не опр.	3.53	7.85	3.25	2.05	диорит-порфирит
5	378	56.75	1.0	18.13	3.76	2.64	не опр.	3.84	6.37	3.23	4.35	кварц. сиенит
6	265	65.01	0.20	16.65	3.07	1.05	0.11	2.02	3.86	4.27	2.41	граносиенит
7	267 ^a	68.49	0.28	15.65	1.6	1.8	0.12	1.05	2.92	3.62	4.08	порфир. гранит

Анализируемые образцы взяты:

Образец № 93—в центральной части Зивлихского хребта (Гюмушхана).

„ № 25—юго-восточнее с. Куши.

„ № 237—в районе г. Кечал-тапа

„ № 254—в районе Эшагелан

„ № 378—Коярчинский интрузивный участок

„ № 265—севернее крепости Прош (Газма)

„ № 267^a—на горе Прош (Газма)

Числовые характеристики этих представителей, наиболее типичных пород по акад. А. Н. Заварицкому, следующие

Таблица 3

№№ образц.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
93	13.3	6.2	16.2	63.8	49.6	30.7	19.7	61.7	1.2	22.6	4.6
25	16	4.1	9.6	69.7	61	23.4	15	54.6	1.0	38.7	4.0
237	12.8	9.6	6.4	71.4	50.4	40.3	9.3	73.1	0.5	3.0	7.4
254	10.4	7.3	13.9	68.4	37.5	44.4	18.1	71.6	0.4	9.1	8.7
378	13.6	5.5	14.8	66.0	39.4	44.6	15.5	53.0	1.3	22.5	0.2
265	12.9	5.5	7.1	75.1	51.5	48.5	0	72.0	0.2	36.9	18.3
267 ^a	13.9	3.4	4.9	77.8	63.8	34.7	1.4	57.8	0.3	27.8	24.7

Проекционные величины тех же пород по проф. Е. А. Кузнецову следующие

Таблица 4

№№ образц.	A	C	M	Q	κ	n	c	cs'	fo'	fa'
93	19.2	8.6	24.2	47.8	26.5	42.6	30.9	42.7	34.8	22.3
25	24.4	5.9	13.1	55.9	44.2	36.7	19.2	48.4	31.4	19.6
237	18.5	8.6	15.6	57.7	17.7	51.1	31.8	43.2	42.6	13.5
254	15.6	8.3	24.5	51.3	18.1	45.7	36.2	40.9	36.8	20.4
378	19.5	8.0	21.7	50.8	33.3	38.4	28.9	37.	49.3	12.9
265	18.7	7.0	10.8	63.5	21.0	52.5	20	41.0	58.5	3.4
267 ^a	20.3	5.3	8.0	66.5	34.6	45.7	19.7	37.1	34.7	27.8

нералогический и химический составы пород, типичных для каждой интрузии.

Нужно предполагать, что формирование интрузивных массивов происходило не на больших глубинах—в гипабиссальной и субэкструзивной фациях (под фацией магматических пород мы понимаем совокупность пород, образующих геологические тела определенной формы, специфические особенности которых вызваны условиями формирования их в зависимости от пространственного положения по отношению к поверхности земной коры и к контактам с боковыми породами), т. к. некоторые фактические данные говорят в пользу этого мнения.

1. В интрузивах Даралагеца почти всегда присутствуют анортоклаз и частично микропертит. По мнению М. А. Усова [8], их присутствие говорит о гипабиссальности пород, т. е. они являются образованиями непостоянной фазы и полностью отсутствуют в абиссальных породах.

2. Порфировая и порфироподобная структура пород.

3. Зональное строение плагиоклазов.

4. Слабое проявление контактовых явлений.

На основании вышеприведенного фактического материала можно предполагать, что отдельные выходы даралагезских интрузий являются производными гранитоидной магмы. Несмотря на некоторое петрографическое отличие отдельных интрузий (например, Газминский массив представлен более кислыми разновидностями — гранитами, граносиенитами, а интрузии Гюмушханы — щелочными габбро), они генетически едины, т. к. нет резких разрывов в изменении химического состава в отдельных массивах (табл. 5), нет каких-либо особенных специфических черт, отличающих «материнское» сходство указанных пород и не объясняющих действительно наблюдаемые явления ассимиляции. Кроме того, географическая близость интрузивных массивов, нахождение их в одной тектонической зоне, одинаковый возраст, сходство основных специфических химических черт пород позволяют нам говорить в пользу доказательства об общности их магматического очага.

Следует отметить, что химический характер габброидных дифференциатов довольно резко отличается от средних типов обычного габбро с аналогичной кислотностью (что довольно наглядно видно на диаграммах—числовых характеристик по акад. А. Н. Заварицкому и проекционных величин по проф. Е. А. Кузнецову) (рис. 4, 5).

Отсюда следует, что связывать эти породы с габброидной интрузией, происшедшей независимо от гранитоидного цикла, невозможно и что габбро является прямым производным гранитоидов, ассимилировавших достаточное количество СаО из вулканогенных пород.

Графические изображения числовых характеристик и вариационных величин интрузивных и жильных пород Даралагеца даны на диаграммах (рис. 4, 5).

Эти характеристики показывают, что все указанные породы принадлежат к нормальному ряду.

Векторы поля ASB на диаграмме акад. А. Н. Заварицкого, что соот-

диаграмма
 числовых характеристик
 интрузивных и жильных пород
 Даралассеза (Ярм. ССР)
 по акад. Я.Н. Забаричному

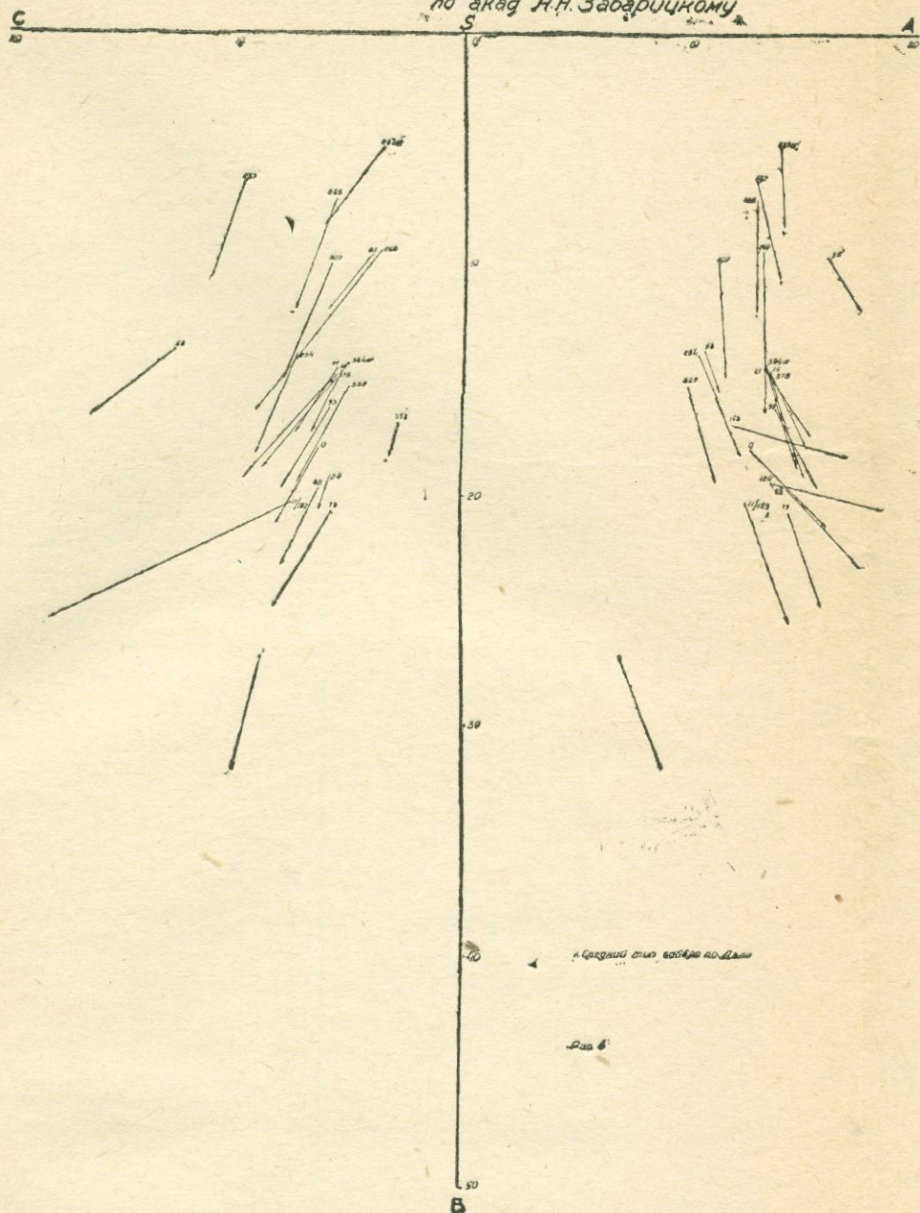


Рис. 4

Диаграмма
проекционных величин
интрузивных и жильных пород
даралажеза (Ярм. ССР)
по проф. Е. А. Кузнецову

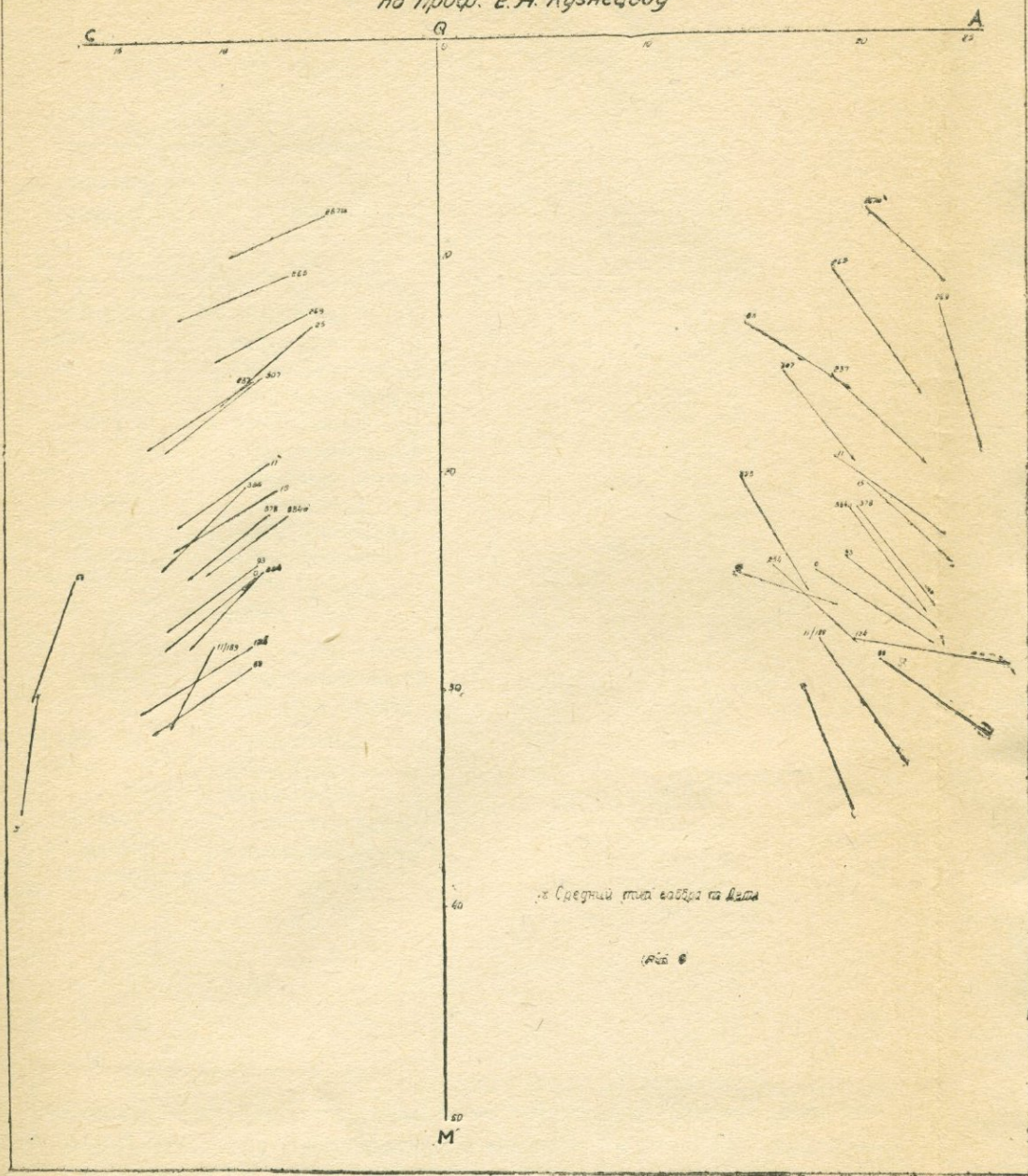


Рис. 5

Таблица 5

Химические анализы интрузивных и жильных пород Даралагеца (Арм. ССР)

№№ п. п.	№ образ- цов	О к и с л ы													Основные числовые характе- ристики по акад. А. Н Зава- рицкому					Основные проекционные величины по проф. Е. А. Кузнецову				Наименование породы	Место взятия образца	Аналитик	Литературный источник
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма	a	c	b	s	Q	A	C	M	Q				
1	0	50.88	1.34	19.35	4.32	2.60	не опр.	3.46	10.08	3.35	3.72	+1.12	—	100.22	12.7	6.30	18.0	63.5	5.2	18.3	9.1	25.7	46.4	эссекситы и эссеситозое габбро	Гюмушхана около разв. с. Гюмушхана Гюмушхана (западн. часть) 1 км. южн. Чирахлин. м—ния	Гусаковский, Хим. лаб. Лен. горн. и-т Джрбашян Г. М., Геол. и-т. АН Арм. ССР	В. Н. Котляр [2] Э. Г. Малхасян Э. Г. Малхасян
2	88	49.71	1.3	19.32	3.97	2.85	0.18	3.86	9.96	4.25	3.12	0.7	не обн.	99.22	14.3	6.2	19.7	59.8	15.2	20.6	8.9	28.9	41.5				
3	56	48.40	1.0	24.09	10.41	—	0.15	1.26	9.96	2.15	3.25	не обн.	не обн.	100.67	10.6	12.7	13.7	62.8	8.1	14.0	17.2	24.8	44.0				
4	124	54.22	0.44	18.80	5.26	3.00	0.08	1.26	13.03	4.67	2.01	—	—	102.7	13.1	5.8	19.4	60.8	9.5	19.4	8.8	27.9	45.9	Сиенитодиорит Монцонит Монцонит	Джерм. интруз. лев. бер. р. Арпа Гюмушхана, хр. Зивлих Кушинская интрузия	Петросян А. А., Геол. и-т АН Арм. ССР Иванян А. К., Арм. геол. управл.	Э. Г. Малхасян Э. Г. Малхасян Э. Г. Малхасян
5	15	56.45	0.39	17.70	4.35	3.32	0.95	2.7	6.26	3.95	3.26	не опр.	0.72	100.05	13.4	5.3	14.6	66.6	1.2	20.1	7.7	20.7	51.6				
6	93	53.46	0.92	18.28	4.35	4.27	0.26	2.95	7.38	3.57	3.42	—	1.22	100.08	13.3	6.2	16.1	63.8	4.6	19.2	8.6	24.2	47.8				
7	25	59.16	0.77	18.04	4.21	2.38	не опр.	1.30	4.33	4.0	5.1	не опр.	0.71	99.99	16	4.0	9.6	69.7	4.0	24.4	5.9	13.1	55.9	диорит-порфирит диорит-порфирит диорит-порфирит	г. Кечал-тапа район Эшагелана район Джермука	Аревшатян М. и Тагворян А., Муллит. з-д Иванян А. К., Арм. геол. управл.	Э. Г. Малхасян [5] Э. Г. Малхасян [7] Э. Г. Малхасян [7]
8	237	61.40	0.56	18.44	3.20	2.0	не опр.	2.27	5.60	4.33	2.27	—	0.41	100.48	12.8	9.6	6.4	71.4	7.4	18.5	8.6	15.6	57.7				
9	254	58.27	0.32	18.21	1.55	3.85	не опр.	3.53	7.85	3.25	2.05	—	1.21	100.09	10.4	7.3	13.9	68.4	8.7	15.6	8.3	24.5	51.3				
10	11	56.06	0.92	17.27	5.73	2.24	не опр.	2.34	6.66	3.5	3.5	не опр.	1.68	99.00	13.2	5.5	14.5	66.9	1.8	19.5	8.5	19.3	53.0	сиенитодиорит граносиенит	район Газмы район Газмы	Аревшатян М. и Тагворян А., Муллит. з-д Иванян А. К., Арм. геол. управл. Петросян А. А., Геол. и-т АН Арм. ССР	Э. Г. Малхасян [5] Э. Г. Малхасян [7] Э. Г. Малхасян [7]
11	307	62.44	1.02	16.72	3.25	2.05	не опр.	2.86	4.85	3.53	2.28	не опр.	1.05	100.08	11.2	5.8	9.9	73.0	17.9	16.1	8.3	15.5	58.4				
12	265	65.01	0.20	16.65	3.07	1.05	0.11	2.02	3.86	4.27	2.41	0.65	0.45	99.7	12.9	5.5	7.1	75.1	18.3	18.7	7.0	10.8	63.5				
13	384 ^a	57.87	1.04	16.97	3.28	2.87	0.09	3.66	5.64	3.20	4.07	1.18	0.90	99.77	13.2	4.9	14.3	67.5	3.8	19.3	7.1	21.9	53.3	сиенит сиенит сиенит	Каялинский массив Коярчинский массив Аярская интрузия	Егорова Е. Н. Малхасян Э. Г., Геол. ф-т МГУ Иванян А. К. Арм. геол. управл.	В. Н. Котляр [2] Э. Г. Малхасян Э. Г. Малхасян
14	378	56.75	1.0	18.13	3.76	2.64	не опр.	3.84	6.37	3.23	4.35	не опр.	не опр.	99.67	13.5	5.5	14.7	66.0	0.2	19.5	8.0	21.7	50.8				
15	325	60.76	0.74	16.79	4.47	3.20	не опр.	3.83	5.73	2.88	2.1	не опр.	0.45	100.95	9.8	5.0	15.3	69.8	15.1	14.2	9.1	20.5	56.2				
16	267 ^a	68.49	0.28	15.65	1.6	1.8	0.12	1.05	2.92	3.62	4.08	не опр.	0.76	100.37	13.8	3.4	4.8	77.7	24.7	20.3	5.3	8.0	66.5	порф. гранит порф. гранит минетте	район Газмы район Газмы район Газмы	Иванян А. К., Арм. геол. управл. Джрбашян Г. М., Геол. и-т АН Арм. ССР	Э. Г. Малхасян [7] Э. Г. Малхасян [7] А. В. Кржечковский [4,5]
17	269	66.60	0.40	15.69	3.16	—	0.10	4.0	3.16	3.40	4.06	не обн.	0.20	100.76	13.1	3.6	9.4	74.2	18.3	21.6	6.1	12.6	68.5				
18	11/189	45.02	—	19.03	3.81	2.08	не опр.	5.32	8.02	1.59	5.07	S=0.17	3.48	93.59	12.5	7.4	20.3	59.7	12.9	17.7	10.6	27.9	42.1				
19	79	48.72	0.85	18.02	3.93	5.42	не опр.	4.55	6.92	4.57	2.41	—	3.87	99.36	14.4	5.7	20.0	59.8	15.8					авгит. порфирит кварцевый диорит средний тип габбро по	около с. Гндеваз, в ущелье р. Арпа Каялинский массив Дели	— Погосян Р., Хим. и-т АН Арм. ССР Карапетян С., Хим. и-т АН Арм. ССР	— Э. Г. Малхасян Э. Г. Малхасян
20	158	61.20	0.40	13.16	1.55	4.39	0.09	1.37	9.16	4.40	1.76	+2.36	—	99.84	11.9	2.6	16.9	63.8									
21	×	48.24	0.97	17.88	3.16	5.95	0.3	7.51	10.99	2.55	0.89				7.1	8.7	27.0	57.2	8.5	17	21	30	32				

ветствует полю AQM на диаграмме проф. Е. А. Кузнецова, короткие и в большинстве своем круто направленные в соответствии с высоким содержанием железа и магния в породах и малым содержанием кальция. Наиболее богаты СаО точки габброидных дифференциатов (о причине которого было сказано при описании гюмушханской группы интрузий). Все векторы наклонены вправо.

Векторы поля CSB, по акад. А. Н. Заварицкому, или поля CQM, по проф. Е. А. Кузнецову, расположены сравнительно близко к оси SB или QM, чем точки поля ASB (или поля AQM); это указывает на то, что в породах щелочные алюмосиликаты преобладают над кальциевыми. Большая длина векторов этого поля зависит от содержания натра в породах, а их значительный наклон указывает на резкое преобладание натра над калием.

Постепенный подъем точек вдоль линии SB (или QM) указывает на повышение содержания SiO_2 в последних фазах интрузивной деятельности.

Таким образом, числовые характеристики и диаграммы как по акад. А. Н. Заварицкому, так и по проф. Е. А. Кузнецову показывают, что отдельные интрузивные выходы (тела) Даралагеца генетически тесно связаны, так как имеют общие специфические химические черты пород и принадлежат к нормальному ряду — гранитоидам, которые насыщены кремнекислотой, богаты железом, магнием и натрием.

Внедрившаяся гранитоидная магма была, видимо, чрезвычайно богата водой, которая, выделяясь из магмы в процессе породообразования, давала большое количество растворов. Эти растворы обусловили ряд процессов в породах, как кальцитизация, хлоритизация, серицитизация и др., а также интенсивное проявление других постмагматических, гидротермальных процессов.

К числу таких процессов относятся широкое развитие вторичных кварцитов в газминских и особенно в гюмушханских интрузиях, а также развитие алунизации в районе Гюмушханы (г. Амулсар).

Вторичные кварциты, видимо, образовались в результате деятельности постмагматических вод, выделявшихся из самой интрузирующей магмы. Эти воды были активизированы разнообразными соединениями, в том числе, несомненно, и кремнекислотой.

Диалектический материализм учит, что ни одно явление в природе не может быть понято, если взять его в изолированном виде, вне связи с окружающими явлениями.

Один из основных факторов — это региональное сопоставление и развитие области на фоне общего тектонического развития этого региона.

Анализируя литературные данные по интрузивам соседних областей по Конгур-Алагезскому (Ордубадскому) массиву, Сисианскому интрузивному комплексу и небольшим интрузивным выходам в Нах. АССР (на реке Алинджа-чай) и сравнивая их с интрузивными телами изученной нами области — Даралагеца, мы замечаем, что все они географически находятся близко и по геологическому положению и по возрасту, а также

по составу, и по общим специфическим химическим чертам пород они весьма близки между собой. Поэтому, образование их следует относить к одному и тому же магматическому циклу интрузивной деятельности и предполагать наличие единого глубинного магматического очага для всех вышеупомянутых интрузивных комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д.—Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
 2. Котляр В. Н.—Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геологии. Вып. 136, 1930.
 3. Котляр В. Н.—Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., ест. и техн. науки № 8, 1947.
 4. Кржечковский А. В.—Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геологии. Вып. 136, 1930.
 5. Малхасян Э. Г.—О джермукской и кушинской группах интрузий в Армении. Вестн. МГУ № 3, 1952.
 6. Малхасян Э. Г.—Лампрофировые породы Даралагеза. Вест. МГУ № 8, 1953.
 7. Малхасян Э. Г.—Газминский комплекс интрузий в Армении. Труды Ереванск. политехн. и-та № 8, 1954.
 8. Усов М. А.—Фации и фазы интрузивов. „Кубуч“, Томск, 1932.
-

Э. Г. Малхасян

Жильные породы Даралагеца

В верхнеэоценовый период в Даралагезе произошло крупное магматическое внедрение кислой гранитоидной магмы, ныне обнажающейся на поверхности в виде отдельных интрузивных сателлитов.

Интрузивные породы Даралагеца очень разнообразны, они представлены серией разновидностей от кислых (порфировидные граниты, граносиениты) до основных (габбро с многочисленными вариациями) пород.

До настоящего времени сохранили свою свежесть и научную ценность работы А. В. Кржечковского [2] и особенно В. Н. Котляра [1] по геологии и интрузивным массивам Даралагеца. Однако жильная фация интрузивов в указанных работах не получила своего полного петрографического описания.

В последние годы нами более детально были изучены интрузивные массивы Джермука [3], Газмы [4], Гюмүшханы, Каялу, Куши [3] и др., но вследствие ограничения объемов статей для печатания в периодических изданиях вопрос этот не получил должного освещения.

Жильная фация интрузивной деятельности Даралагеца представляет очень интересный петрографический комплекс, многие породы ее до сего времени не были описаны, а некоторые из-за недостаточности детальных петрографических исследований были описаны недостаточно точно. Этой работой мы хотим в некоторой степени восполнить существующий пробел и дать, по возможности, более полное петрографическое описание жильных пород даралагезских интрузий.

Интрузивное внедрение, по нашим данным, произошло тремя последовательными магматическими фазами: первой, более ранней—монцитовой; второй, промежуточной—диорит-порфиритовой и третьей, более поздней—граносиенитовой. Соответственно этапам внедрения интрузивов связана и жильная фация. В результате последнего жильная фация, как и интрузивные тела, представлена разнообразными породами. Закономерное изменение состава жильных пород во времени показывает на направленность магматического процесса.

Авгитовые порфириды

С интрузивной деятельностью первой фазы связаны пироксен-порфириновые и диабазовые дайки.

Пироксен-порфириновые дайки лучше всего наблюдаются в ущелье р. Арпа. Эти же дайки можно наблюдать также в районе Гюмушханы и в ущелье Гядук—в районе Азатекского месторождения. Все эти дайки прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена.

Пироксен-порфириновая дайка мощностью 1,8 метра в 1,5 км к западу от с. Гндеваз, в ущелье р. Арпа, прорывает туффиты и туфобрекчии среднеэоценового возраста (рис. 1). Дайка простирается в направлении СЗ 272° и прослеживается на расстоянии около 1,2 км. Такая же дайка констатируется у родника-памятника героям-коммунарам гражданской войны в 1,5 км к юго-западу от с. Гндеваз.



Рис. 1. Пироксен-порфириновая дайка, прорывающая вулканогенную толщу среднего эоцена. Ущелье р. Арпа, западнее с. Гндеваз

В верховьях бассейна реки Арпа существует еще ряд даек меньшего масштаба. В ущелье Гядук обнажается ряд пироксен-порфириновых даек мощностью от 30 см до 2 метров. Все они простираются по NO-50—60° направлениям и прослеживаются около 100 м. Дайки эти подвергались местной дислокации, в результате чего эти тела сдвинуты или разветвлены на две части (рис. 3).

Макроскопически все указанные пироксен-порфириновые дайки темносерого цвета до серозеленоватого цвета. Породы плотные с порфировым выделением пироксенов.

Под микроскопом имеет порфировую структуру с фельзитовой основной массой (рис. 2).

Минералогический состав авгитовых порфиритов следующий: плагиоклаз (андезин № 38—41), авгит, отдельные зерна кварца, апатит, магнетит. Из вторично-образованных

минералов присутствуют хлорит, кальцит.

Фенокристаллы представлены в основном коротко-призматическими кристаллами моноклинного пироксена—*авгита*. Минерал выражен идиоморфными кристаллами, иногда давая восьмиугольные поперечные сече-

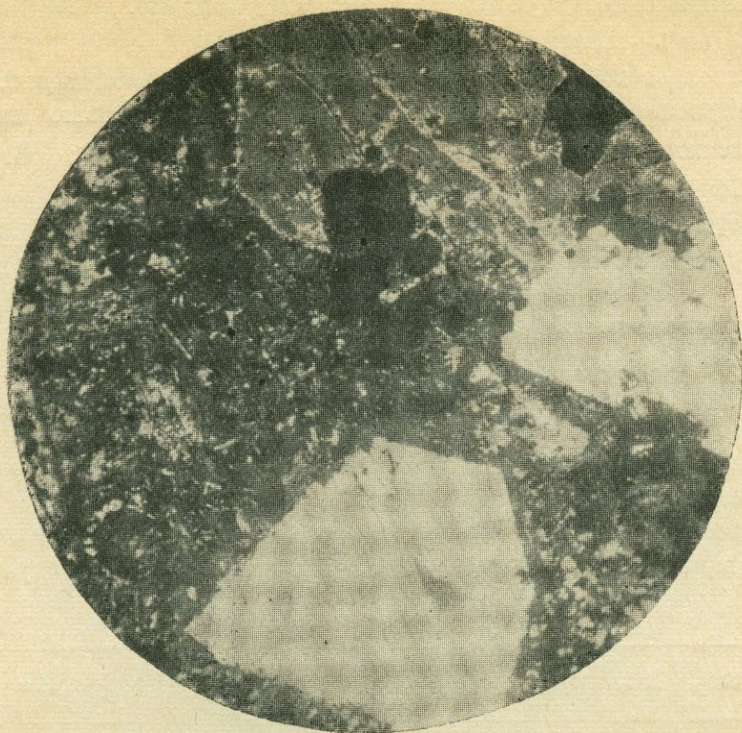


Рис. 2. Пироксен-порфировая дайковая порода. Шл. 78 при скрещ. ник., увел. 80

Результат местной дислокации



- а. Дайка подвергшаяся сдвигу.
б. Дайка подвергшаяся разветвлению.]

Рис. 3.

ния со спайностью в двух направлениях под углом 87° . $cNg=43^{\circ}$,
 $Ng-Np=0,025-0,026$.

Плагноклаз представлен андезином (№ 38—41), иногда дает порфировые выделения. Крупные кристаллы андезина дают хорошо выраженные полисинтетические двойники. $Ng-Np=0,006$, $B \parallel D$; $BNg=67^{\circ}$, $BNm=52^{\circ}$, $BNp=47^{\circ}$, $+2v=82^{\circ}$.

Присутствие *кварца* констатировано только в отдельных шлифах, где он представлен маленькими зернами, составляя небольшое количество.

Апатит встречается в виде идиоморфных мелких призмочек, с высоким рельефом и низким двупреломлением.

Из рудных минералов присутствует *магнетит*. Минерал беспорядочно рассеян в породе в виде небольших зерен.

В результате разложения пироксенов и плагноклазов в породе развиты процессы хлоритизации, кальцитизации, серицитизации.

Химический состав авгитовых порфиров у родника-памятника геороям-коммунарам гражданской войны (около с. Гндеваз) следующий:

Таблица 1

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
79	48,72	0,85	18,02	3,93	5,42	4,55	6,92	4,57	2,41	3,87	99,36

Анализ произведен в лаборатории Химического института АН Арм. ССР. Аналитик — Р. Погосян.

Числовые характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 2

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
14,4	5,7	20,07	59,85	44,56	41,0	14,48	74,74	1,34	17,76	15,81

Диорит-порфиры

Восточнее курорта Джермук породы первой—монцитовой фазы интрузивного внедрения прорываются мощной дайкой диорит-порфировых пород. Внедрившееся тело имеет 500 м мощности, породы последнего характеризуются серым цветом и порфировой структурой (рис. 4).

Под микроскопом порода характеризуется порфировой полнокристаллической структурой с микролитовой основной массой (рис. 5).

Минералогический состав породы следующий: плагноклаз (андезин), авгит, биотит, апатит, магнетит. Из вторично-образованных минералов присутствуют: хлорит, соссурит, кальцит.

Плагноклаз составляет основную массу породы и принадлежит к

андезину (40%—An). Он представлен в двух генерациях. Основная масса породы состоит также из микролитов плагиоклаза.

Авгит в свежем состоянии очень мало сохранился и под действием постмагматических вод, богатых CO_2 , почти всюду преобразован в каль-

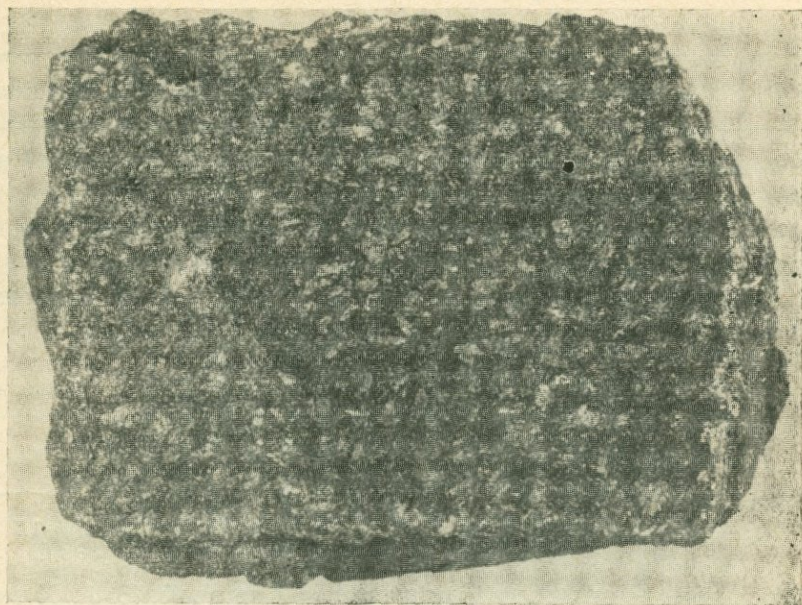


Рис. 4. Обр. 7. Диорит-порфирит. Нат. вел. Район Джермука

цит. Сохранившиеся кристаллы авгита светлосизеного цвета, очень слабо плеохроичные,
 $\text{Ng}-\text{Nr}=0,025$;
 $\text{cNg}=49^\circ$, $2v=55^\circ$.

Биотит почти не сохранился и преобразован в хлорит.

Апатит выступает мелкими удлиненными зернами, с высоким рельефом, $\text{Ng}-\text{Nr}=0,005$.

Магнетит представлен кристаллами неправильной формы.

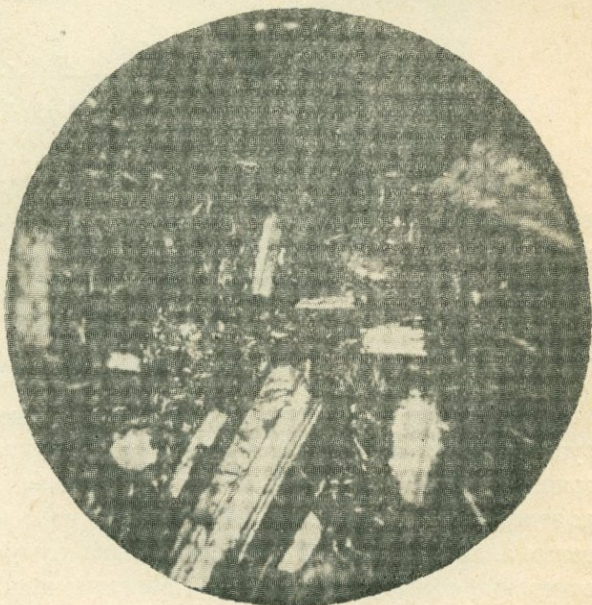


Рис. 5. Диорит-порфирит. Шл. II, при скрещ. ник., увел. 64

Хлорит и соссиорит являются результатом разложения биотита и плагиоклаза.

Химический анализ образца этой диорит-порфировой породы (образец № II, взят на вершине г. 2349.5, против курорта Джермук) дал следующий результат:

Таблица 3

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
56,06	0,92	17,27	5,73	2,24	2,34	6,66	3,5	3,5	1,63	99,90

Анализ произведен в лаборатории муллитового завода Арм. ССР. Аналитики М. Аревщатян и А. Тагворян.

Условные характеристики этой породы по акад. А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 4

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	φ	Q
13,2	5,45	14,51	66,9	50,49	28,43	21,07	60,26	1,1	35,29	1,7

Проекционные величины этой же породы по проф. Е. А. Кузнецову следующие:

Таблица 5

A	C	M	Q	к	п	с	cs'	fo'	fa'
19,53	8,53	19,39	53,04	23,24	42,74	29,77	53,28	38,15	8,11

Минералогический состав описанной диорит-порфировой породы и результаты ее химического анализа указывают, что породы эти вполне тождественны с диорит-порфировыми породами восточной части Газминского интрузивного комплекса [4].

Аплиты, микропегматиты

Аплитовые и микропегматитовые жильные породы третьей фазы интрузивной деятельности представлены продуктами кристаллизации остаточной магмы в пределах самих интрузивных тел. Такое представление подтверждается тем обстоятельством, что залегающие в интрузивных телах аплиты и микропегматиты сравнительно с интрузивными породами отчетливо обогащены калиевым полевым шпатом и кварцем. Они почти лишены цветных минералов.

А п л и т ы

Аплитовые жилы довольно широко развиты в Коярчин-Каялинском и Газминском интрузивных массивах, т. е. там, где они тесно связаны с породами кислого состава.

Жилы обычно характеризуются малой мощностью (2—4 см), достигая в отдельных случаях до 10 см (Каялу). Они весьма бедны в минералогическом отношении. Макроскопически порода мелкозернистая, редко плотная, светлорозоватого и розоватого цвета.

Под микроскопом структура породы аплитовая (рис. 6).

Аплиты Газминского интрузивного комплекса представлены силикатными минералами: *кварцем* и *ортоклазом*. В породе присутствуют отдельные микрокристаллики *биотита*, который имеет подчиненное значение. Магнетит в породе также занимает подчиненное место, составляя 0,5%.

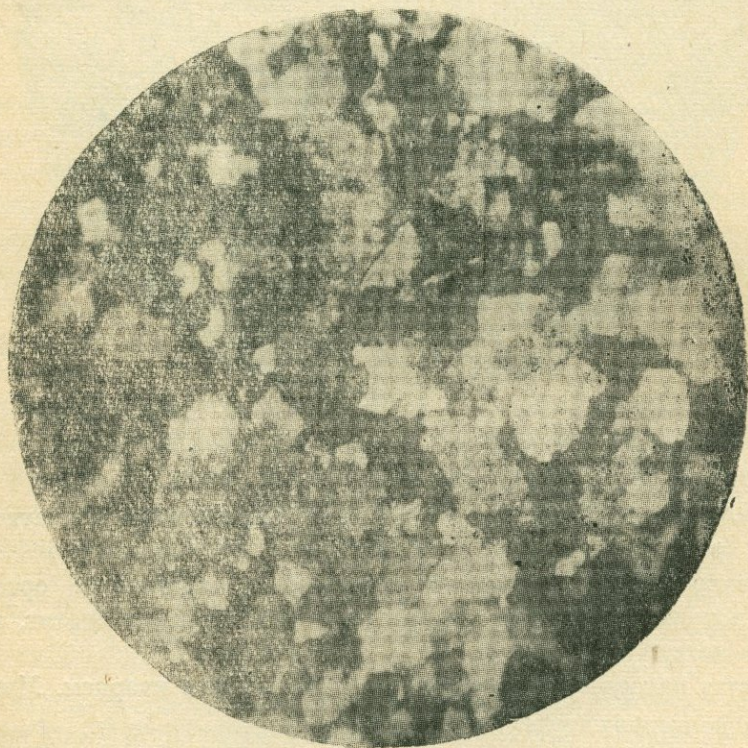


Рис. 6. Аплит (Каялу). Шлиф 263. Увел. 50, $\times$ ник.

Аплиты Коярчин-Каялинского массива, помимо вышеуказанных минералов, содержат отдельные кристаллы плагиоклаза.

Микропегматиты

Сравнительно с аплитами микропегматитовые жилы не имеют такого широкого распространения (мы называем их микропегматитовыми, потому что макроскопически пегматитовая структура их не распознается).

Место развития указанных жил—Газминский и Коярчин-Каялинский массивы. Породы жил макроскопически мелкозернистые, светлорозового цвета. Мощность жил достигает до 8 см.

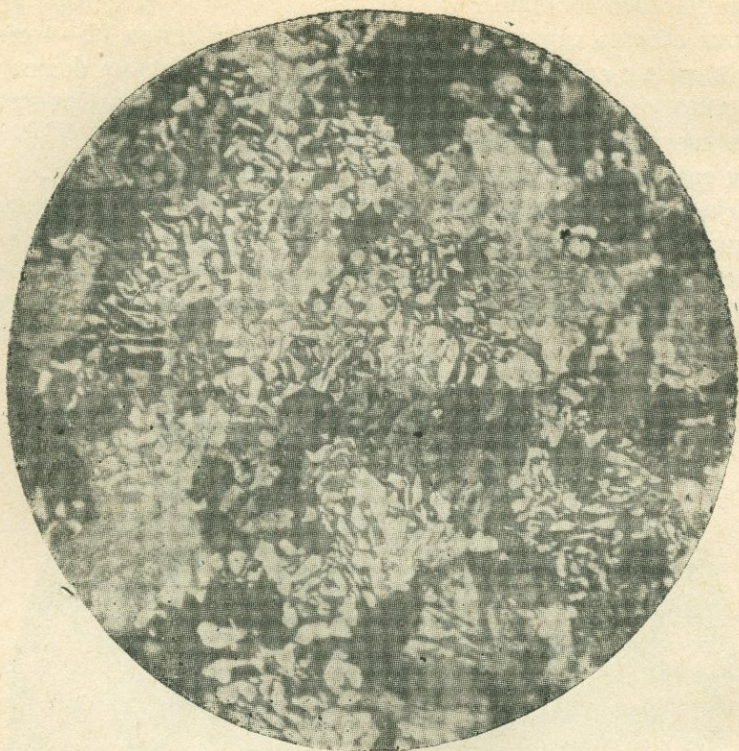


Рис. 7. Микропегматит (Газма). Шлиф 295. Увел. 50, $\times$ ник.

Под микроскопом порода имеет хорошо выраженную пегматитовую структуру (рис. 7).

Минералогический состав микропегматитов следующий: ортоклаз, кварц. В породе единичными кристаллами присутствуют: биотит, авгит, апатит, магнетит.

Ортоклаз находится в пегматитовом сростании с кварцем. Минерал имеет хорошо выраженную спайность по (001), $Ng-Np=0,006$, $-2v=67^\circ$.

Кварц по количеству почти не уступает ортоклазу, составляя 40—45% породы. Биотит и авгит в породе встречаются редко.

Порфировидные гранодиориты

Порфировидные гранодиориты слагают так называемую «центральную дайку» в Газме. Она имеет 6—7 м мощности и прослеживается примерно на 400 м, делая полукруг в районе месторождения. Падение дайки ЮВ— 130° , угол падения— $68-70^\circ$.

Макроскопически падение дайки имеет серорозоватый оттенок и порфировую структуру крупными выделениями анортоклаза.

Под микроскопом порода имеет гипидиоморфозернистую структуру.

Минералогический состав породы следующий: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, роговая обманка, авгит, биотит, апатит, рудный минерал. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, уралитом, серицитом, каолином.

Калиевый полевой шпат представлен крупными, до 2 см величиною, кристаллами; $-2v=53^\circ$, что соответствует анортоклазу. $Ng-Np=0,006$. Дает хорошо выраженные трещины спайности по третьему пинакловду. Местами анортоклаз в результате разрушения превращен в каолин.

Плагиоклаз принадлежит олигоклаз-андезину (28—33% Ап). Выступает идиоморфными кристаллами по отношению к калиевому полевому шпату и в ряде мест образует пойкилитовые вроски в анортоклазе. Плагиоклаз местами серицитизирован.

Кварц представлен крупными до 1—1,5 мм величиною, неправильными, округленными зернами, заполняющими промежутки всех остальных минералов.

Биотит выступает крупными чешуйками величиною до 2—2,5 мм. Во многих местах биотит превращен в хлорит.

Роговая обманка в шлифах зеленого цвета, плеохроичный, иногда дает двойники по (100), угол трещин спайности составляет 124° .

Авгит встречается в подчиненном количестве. В основном превращен в эпидот, хлорит и уралит.

Акцессорные минералы представлены апатитом и рудным минералом.

Нужно предполагать, что формирование жильных пород третьей фазы происходило в течение значительного времени. Об этом свидетельствует наличие в Газминском интрузивном комплексе нескольких пересекающихся жильных порфировидных гранодиоритов с более молодыми лампрофировыми жильными породами.

Минетты

В районе расположения газминских интрузий отмечено около двух десятков выходов жильных лампрофировых пород. Породы этих даек в основном выступают в районе Газминского месторождения, где они обнажаются главным образом в ущельях. Отдельные жилы этого состава встречаются также на дороге Газма—коч. Соух-булаг.

Лампрофировые жилы прорывают субэкструзивные—интрузивные породы состава диорит-порфиринов, роговообманковых диорит-порфиринов, а также туффиты. Простираение даек разнообразное, в большинстве случаев они имеют северо-восточное направление и иногда прослеживаются в длину до 600 м (восточная часть месторождения Газмы). Мощность даек—от 1,5—2 м до 6 м.

При тщательном изучении шлифов этих лампрофировых жильных пород и данных анализов их химического состава, заимствованных у А. В. Кржечковского [2] и пересчитанных нами [5] по методам А. Н. Заварицкого и Е. А. Кузнецова, нами установлено, что они принадлежат минеттам, а не шонкинитам [5].

Микроскопически минетты серого цвета и имеют сложение от тонкозернистого до плотного.

Под микроскопом порода обнаруживает полнокристаллическую порфировую (рис. 8), в редких случаях гипидиоморфозернистую структуру.

Минералогический состав минетты следующий: биотит, ортоклаз, плагиоклаз, авгит, оливин (несколько зерен), апатит, магнетит. Из вторично-образованных минералов присутствуют: серпентин, хлорит, кальцит, эпидот (в отдельных шлифах по несколько зерен).

Биотит представлен многочисленными, хорошо выраженными кристаллами с сильным плеохроизмом. Плеохроизм по Ng—золотисто-коричневатый, Np—бесцветный.

Пироксен представлен короткопризматическим авгитом в виде неправильных кристаллов слабозеленоватого оттенка до бесцветного. Двуосный, положительный, $cNg=48^\circ$, $Ng-Np=0,015-0,018$.

Ортоклаз представлен в общей массе мало, в виде примеси к цветным минералам.

Плагиоклаз в шлифах представлен несколькими кристаллами и принадлежит андезину (№ 32).



Рис. 8. Минетте. Шл. 211, Увел. 50, $\times$ ник.

Оливин почти не сохранился и превращен в серпентин. Лишь в отдельных шлифах можно наблюдать реликты оливина.

Серпентин образован за счет оливина. Образует бесформенные зерна

и листоватые или листовато-волокнистые агрегаты. В шлифах бесцветный, $Ng-Np=0,009$, двуосный, отрицательный, удлинение положительное. На основании оптических данных минерал относится к антигориту.

Хлорит образован по биотиту, имеет радиально-лучистую структуру и зеленоватый оттенок (светлосалатный цвет), двупреломление слабое— $Ng-Np=0,007$, двуосный, отрицательный.

Кальцит в шлифах в основном постмагматического происхождения, но иногда образуется также за счет изменения пироксенов.

Эпидот присутствует в отдельных шлифах и представлен несколькими мелкими кристаллами зеленоватого оттенка. Минерал образован по пироксену. В шлифах он имеет зеленоватый цвет, высокий рельеф и высокое двупреломление: $Ng-Np=0,035$.

Химический состав [2] минетты Газмы следующий:

Таблица 6

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	S	п. п. п.
45,02	1	18,03	3,81	2,03	8,02	5,32	5,07	1,59	0,17	3,48

Числовые характеристики минетты по акад А. Н. Заварицкому следующие:

Таблица 7

a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	Q
12,52	7,43	20,26	59,73	29,72	50,96	19,3	32,5	1,7	14,45

Кварц-флюорито-турмалиновые и гранато-кварцевые жилы

Во время внедрения Газминского гранитоидного интрузивного комплекса многие минерализаторы устремились по трещинам вверх и в виде прожилков остывали, давая кварц-флюорито-турмалиновые и гранато-кварцевые жилы небольшой мощности. Наличие таких жил указывает, насколько богата была внедрившаяся магма летучими компонентами.

В 1,5 км северо-восточнее коч. Гладзор, на западных склонах г. Теке-Долдуран, туффиты района прорываются 20 см жилой черного цвета кварц-флюорито-турмалинового состава (рис. 9). В породе турмалин составляет радиально-лучистые черные агрегаты.

Вышеуказанные минералы имеют следующую характеристику:

Турмалин представлен вертикально-удлиненными и большей частью радиально-лучистыми кристаллами. $Ng-Np=0,022-0,024$. Одноосный отрицательный, цвет минерала от светлозеленого до зеленосиневатого. Плеохроизм с максимальной абсорбцией, перпендикулярно удлинению. Абсорбция по N_e —желтого, а по N_0 —темнозеленого цвета.

Флюорит представлен бесцветными кристаллами с резким отрица-

тельным рельефом. Обычно выступает округленными кристаллами, но встречаются также ромбические додекаэдры.

Кварц представлен зернами с высоким рельефом по отношению к флюориту. Кристаллы кварца имеют неправильную округленную форму.

В 200—300 м западнее от коч. Гладзор туффитовые породы прорываются гранато-кварцевыми прожилками (рис. 10) чернозеленого цвета. Мощность жил до 5—7 см. Прожилки, состоящие в основном из граната и кварца, характеризуются следующими признаками:

Гранат представлен железной разновидностью—андрадитом. Андрадит в шлифе без спайности и обладает очень высоким рельефом $n=1,8-1,9$, изотропен и при скрещенных николях обнаруживает аномальное двупреломление. Последнее обстоятельство служит диагностическим признаком относить его к разновидностям железных гранатов, богатым кальцием. В шлифах он светлозеленоватого цвета, с шагреновой поверхностью. Гранат частично изменен и превращен в эпидот и в редких случаях—в полевой шпат (ортоклаз) и лимонит.

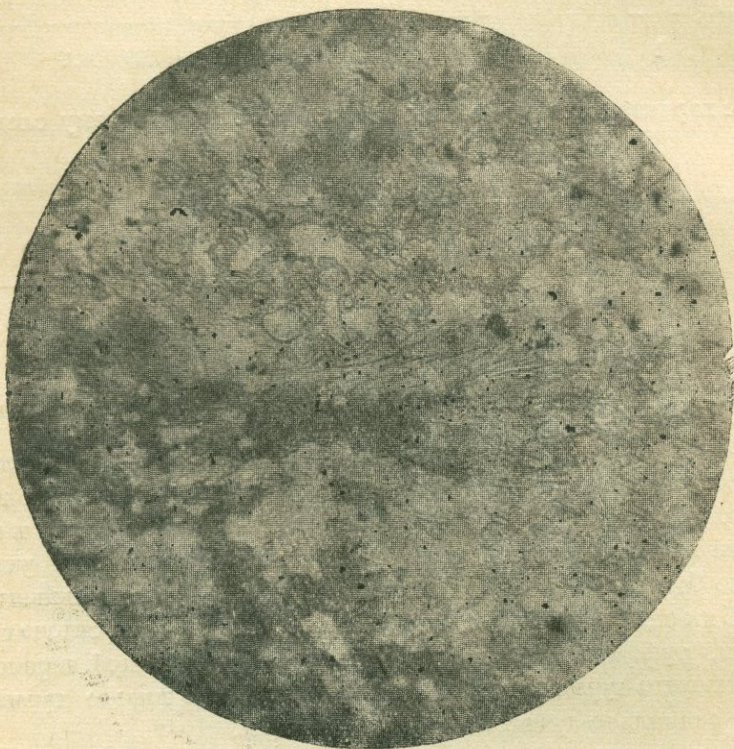


Рис. 9. Кварц-флюорит-турмалиновая жила (Газма).
Шл. 272. Увел. 50, || ник.

Кроме кристаллов граната присутствует *кварц*, который имеет неправильную аллотриоморфную форму и заполняет пустоты между зернами гранатов.

Апатит встречен в виде 3—4 маленьких зерен.

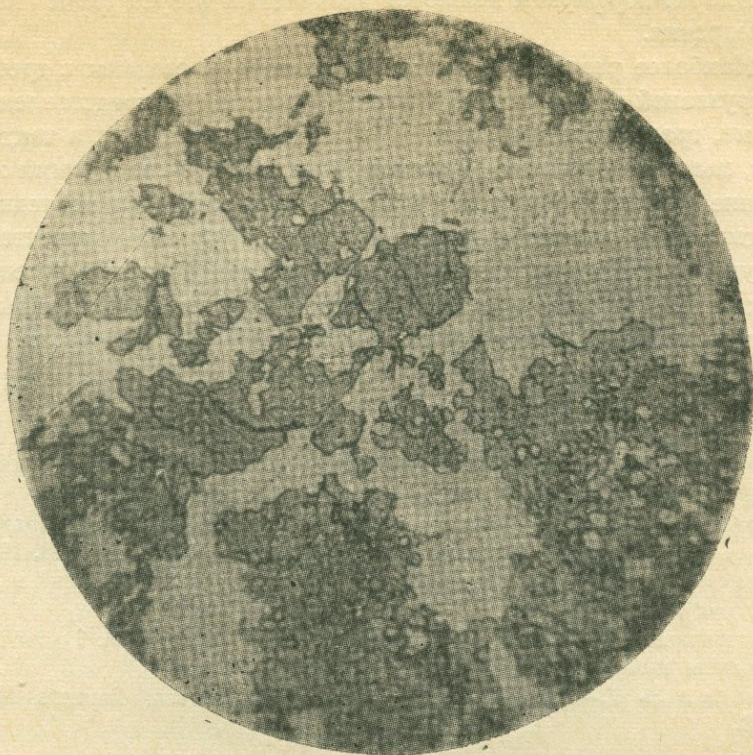


Рис. 10. Гранат-кварцевая жила (Газма). Шл. 264, увел. 50, || ник.

Кварцевые жилы

Кварцевые жилы распространены в Коярчин-Каялинском и Газминском интрузивных массивах.

Распространение кварцевых жил на указанных территориях небольшое. Мощность этих жил доходит до 15 см.

В кварцевых жилах Коярчин-Каялинского массива присутствует ряд рудных минералов. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать кварцевые жилы как объект для поисков полезных ископаемых.

Кроме отмеченных выше жильных пород, в рассматриваемой области широкое распространение имеют карбонатные (кальцитовые) жилы и очень ограниченное—сульфатные прожилки.

Большинство карбонатных жил и сульфатные жилы имеют экзогенное происхождение. При уточнении минералогического состава карбонатных жил Аярского района выяснилось, что они принадлежат не к арагонитовым, как это было определено А. В. Кржечковским [2], а к кальцитовым жилам.

На основании вышеприведенных данных можно говорить о следующих возрастных взаимоотношениях (от более ранних к более поздним) пород жильного комплекса Даралагеца:

1. С интрузивной деятельностью первой фазы связаны авгито-порфировые и диабазовые дайки.

2. Диорит-порфириды являются дериватами второй фазы интрузивного внедрения.

3. Наиболее разнообразные жильные породы связаны с третьей фазой интрузивной деятельности. Жильная фация здесь представлена лампрофирами, гранодиоритами, аплитами, микропегматитами, а также кварцевыми, кварц-флюорито-турмалиновыми и гранато-кварцевыми жилами. Последние разновидности указывают, что внедрившаяся последняя порция магмы была относительно более богата летучими компонентами, чем предыдущие две фазы внедрения. Такое общее закономерное изменение состава жильных пород во времени (от основных к кислым) показывает на направленность магматического процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котляр В. Н.—Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. Матер. по общ. и прикл. геологии. Вып. 136, 1930.
 2. Кржечковский А. В.—Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Матер. по общ. и прикл. геологии. Вып. 136, 1930.
 3. Малхасян Э. Г.—О джермукской и кушинской группах интрузий в Армении, Вестник МГУ № 3, 1952.
 4. Малхасян Э. Г.—Газминский комплекс интрузий в Армении. Труды Ереванск. политехн. и-та, № 8, 1954.
 5. Малхасян Э. Г.—Лампрофировые породы Даралагеза. Вестник МГУ № 8, 1953.
-

Б. С. Вартапетян

О возрасте известняков района с. Фиолетово в Армянской ССР

Самыми древними породами района с. Фиолетово являются тонко-слоистые, местами рассланцованные, кремнистые, с кальцитовыми прожилками серые известняки, слагающие ядро Агстевской антиклинальной складки. В общей толще известняков иногда выделяются отдельные пачки их сильно окремненных разностей с проявлением вторичного кварца.

Наиболее мощные отложения известняков обнажаются в «Фроловой балке» и к востоку от селения Фиолетово по бассейну реки Агстев.

Небольшие выходы отмеченных известняков установлены на правом берегу реки Агстев, напротив селения Фиолетово, где они слагают ряд холмиков, вытянутых вдоль реки.

Вход известняков также имеется непосредственно к западу от селения Фиолетово на левом берегу реки Агстев.

Известняки всюду имеют облик сильно дислоцированных пород, сбранных в небольшие местные складки и разбитых многочисленными тектоническими трещинами. Особенно сильно дислоцированы известняки в «Фроловой балке», где наряду с пологопадающими пластами выделяются отдельные пачки известняков, поставленные на голову, перевернутые и разбитые трещинами.

Видимая мощность известняков (подошва известняков в пределах исследуемого района нигде не обнажается), доходит до 350 метров. Полная мощность их, по данным соседних районов, доходит до 700 м.

К востоку от селения Фиолетово, недалеко от шоссеной дороги, по левому берегу р. Агстев, в толще известняков отмечены две небольшие дайки сильно выветренных порфиров (или диабазовых порфиритов?) мощностью 0,7—0,8 м, залегающие совершенно согласно с известняками и имеющие характер межпластовых тел.

Известняки представляют плотные с угловатым, плохо выраженным раковистым изломом, серого, светлосерого, желтовато-серого и кремового цветов породы. Они, как правило, рассечены то редкой, то более или менее густой сетью тонких прожилков кальцита, толщина которых от долей миллиметра максимум доходит до нескольких миллиметров.

Известняки в штуде вообще имеют сплошную массивную структуру, но местами, под влиянием тектонических напряжений, они расслоены на

тончайшие, не превышающие несколько миллиметров, неровные, изогнутые, незакономерно расширяющиеся и суживающиеся пластинки. Вдоль плоскостей расщепления известняков местами отмечаются мелкие, неправильной формы кальцитовые натеки. Большинство волосяных кальцитовых прожилков секут известняки поперек их сланцеватости.

Под микроскопом известняк состоит из тончайших зерен кальцита и карбонатно-глинистого агрегатного полуаморфного вещества с одиночными зернами кварца.

Среди основной массы породы видны многочисленные нацело перекристаллизованные органические остатки (фораминиферы). Порода расчленена волосяными кальцитовыми прожилками.

Количество карбонатно-глинистого агрегатного полуаморфного вещества в породе, а также зерен кварца, определяет степень мергелистости и окремненности известняка.

Под микроскопом изучены также чистые разности перекристаллизованных известняков, нацело сложенных из зерен кальцита с отдельными неправильными контурами перекристаллизованных органических остатков и волосяными кальцитовыми прожилками.

Химический состав рассматриваемых известняков характеризуется следующим средним содержанием главных для них окислов:

SiO_2 —9,81 %, CaO —45,57 % и CO_2 —35,80 % (анализы произведены в аналитической лаборатории Арм. ГУ химиком А. К. Иваняном).

По вопросу о возрасте рассматриваемых известняков существуют различные мнения.

В. Н. Котляр в своей работе (1934 г.) относит эти известняки к среднему эоцену на основании найденного им лишь одного «отпечатка плохо сохранившегося нуммулита» и неопределимых фораминифер. В следующей основной работе упомянутый автор пишет, что «обнаружен разрез, напоминающий нуммулит».

Следует отметить, что В. Н. Котляр одновременно подчеркивает, что литологически данные известняка почти ничем не отличаются от сенонских известняков.

П. Л. Епремян относит известняки у селения Фиолетово частично к среднему эоцену и частично к сенону (правый берег р. Агстев). Эоценовый возраст известняков П. Л. Епремян обосновывает, ссылаясь на предположительные данные В. Н. Котляра и найденную якобы в известняках Е. Н. Дьяконовой-Савельевой фауну нуммулитов и орбитоидов.

Однако необходимо иметь в виду, что сборы упомянутой фауны В. Н. Дьяконова-Савельева произвела не в фиолетовских известняках, а значительно восточнее селения Фиолетово в перекрывающих известняки туфогенных породах. Отнесение же части фиолетовских известняков к сенону (обнажения по правому берегу р. Агстев) П. Л. Епремяном сделано по литологическому сходству их с сенонскими известняками соседних районов. Детальные исследования показали, что нет оснований для каких бы то ни было литологических разграничений между известняками правого и левого берега Агстев у селения Фиолетово. Здесь мы имеем обна-

жения одних и тех же известняков, слагающих ядро антиклинальной складки и представленных по степени перекристаллизации, цвету и частоте целым рядом разностей, как в правобережных, так и левобережных обнажениях.

Фиолетовские известняки, безусловно, являются одним осадочным комплексом и, безусловно, должны иметь один и тот же возраст.

По Г. Т. Тер-Месропяну, рассматриваемые известняки, на основе литологических сопоставлений, относятся к сенону. Упомянутым автором известняки селения Фиолетово парализируются с фаунистически датированной свитой мергелистых известняков верхнего турона-сенона юго-западной части хребта Далидаг (в 15 км к северо-востоку от селения Фиолетово). Он отмечает, что известняки селения Фиолетово, залегая в ядре антиклинали, погружаясь к юго-востоку, вновь обнажаются на Семеновском перевале, образуя ядро антиклинальной складки, приуроченной к долине речки Балык-чай. Возраст известняков долины р. Балык-чай, по данным К. Н. Паффенгольца, относится к сенону.

Собранные нами факты подтверждают мнение о сенонском возрасте фиолетовских известняков.

Впервые нами фаунистически для фиолетовских известняков доказывался верхнемеловой возраст, что исключает всякие сомнения и неправильные толкования по рассматриваемому вопросу.

В результате микроскопического изучения фиолетовских известняков, в некоторых шлифах была обнаружена довольно обильная микрофауна фораминифер, которая для определения была передана в лабораторию микрофауны Института геологических наук АН Арм. ССР.

Исследования микрофауны, выполненные научным сотрудником Института геологических наук Ю. А. Мартиросян, установили в шлифах микрофауну следующего состава.

Шлиф № 2—*Nodosaria*, *Gümbelina*, *Globotruncana*.

Шлиф № 7—*Gümbelina*, *Globigerina*, *Globigerinella*, *Globotruncana*.

Шлиф № 12—*Globigerina*, *Globigerinella*, *Globotruncana*.

Шлиф № 791—*Nodosaria*, *Gümbelina*, *Globigerina*, *Globigerinella*, *Globotruncana*.

Шлиф № 269—*Globigerina*, *Gümbelina*, *Radiolarta*.

Шлиф № 278—*Fextularia* и неясные срезы.

Шлиф № 289—*Gümbelina*, *Globigerina*, *Globigerinella*.

По заключению лаборатории микрофауны Института геологических наук среди исследованных родов микрофауны в шлифах №№ 2, 7, 12 и 791 установлены разрезы *Globotruncana*, которые являются характерными для верхнемеловых отложений.

О более древнем, чем средний эоцен, возрасте известняков у селения Фиолетово свидетельствуют также следующие два косвенных факта:

1. Существующее угловое несогласие между толщей известняка и вулканогенной толщей эоцена и вообще более интенсивная дислоцированность известняков, чем вулканогенных пород.

2. Наличие в контакте между известняками и порфиритами эоцена полуметрового пласта глин (континентальных) говорит о существовавшем перерыве между этими породами, а следовательно о разных их возрастах.

На толще сенонских известняков без видимого несогласия лежит весьма мощная вулканогенная толща (мощность свыше 1,500 метров) с чрезвычайно пёстрым составом пород и сложными фациальными переходами.

Контакты между известняками мела и вулканогенными породами эоцена, обнаженные по берегам р. Агстев у селения Фиолетово, показывают на их согласное залегание. Однако это согласие только видимое, а в действительности породы эоцена налегают на меловые известняки с определенным угловым несогласием.

Все обнажения контактов эоцена с мелом, наблюдаемые у селения Фиолетово, приурочены к сводовой части антиклинальной складки, ядро которой сложено меловыми известняками. При этом известняки на рассматриваемом участке слабо размыты и обнажаются небольшими узкими полосами из-под вулканогенных пород эоцена.

Изучением в поле установлено, что известняки дислоцированы более интенсивно, чем вулканогенные породы эоцена и, как правило, обладают более крутыми углами падения, чем последние.

В общем плане дислокации они слагают антиклинальную складку с угловым несогласием, которое ярко выражено в боках складки (крыльях) и сглаживается на участке антиклинального перегиба (в куполе складки), где породы выполаживаются, иногда доходя до горизонтального положения.

У селения Фиолетово рекой Агстев размыта именно купольная часть складки и на глубину, видимо, до кровли известняков, поэтому мы здесь в общем плане дислокации наблюдаем пологие падения известняков мела и вулканогенных пород эоцена и видимое их угловое согласие. В действительности же между отложениями мела и эоцена рассматриваемого района существует угловое несогласие, обусловленное различной степенью дислокации пород мела и эоцена.

В исследованном районе нигде не установлены обнажения пород подстилающих известняки верхнего мела. Однако по геологическому разрезу К. Н. Паффенгольца, в разрезе горы Дали-даг, находящейся в 15 км к юго-востоку от селения Фиолетово, под верхнемеловыми известняками залегают породы верхней юры, имеющие тенденцию к выклиниванию в сторону села Фиолетово в юго-западном направлении. Под отложениями верхней юры отмеченного разреза залегает мощная вулканогенная толща средней юры, которая, видимо, и подстилает верхнемеловые известняки у селения Фиолетово.

А. А. Адамян, Н. А. Саакян

К вопросу происхождения четвертичных туфов приереванского района¹

В 1948 г. в музей имени О. Т. Карапетяна при Институте геологических наук АН Армянской ССР были доставлены отдельные неопределимые фрагменты костей млекопитающих животных, найденные при разработке карьера Аванского месторождения туфов.

Не касаясь палеонтологического значения этих находок, разберем некоторые моменты, проливающие свет на образование четвертичных туфов ереванского типа.

В основании туфового карьера (рис. 1), где были найдены кости, залегают мощные аллювиальные отложения, представленные галечниками, валунами, песками и глинами.

Над валуно-галечными отложениями залегают вулканические образования, представленные в нижней части слоистыми вулканическими песками, в верхней — туфами мощностью до 6—7 м. Между вулканическими песками и перекрывающими их туфами залегает прослой тонкозернистой пемзы желторозового цвета.

Нижняя часть (0,5—0,6 м) туфового слоя характеризуется рыхлым отложением, постепенно уплотняющимся кверху, цвет его бурый. Бурым цветом обладает также туф более плотного сложения, связанный постепенным переходом с нижним бурым рыхлым туфом.

На высоте 3—4 м туф приобретает буровато-коричневую окраску, отличаясь от нижних слоев более плотной текстурой, выше делается более рыхлым и приобретает кирпично-красную окраску.

Туфовый слой в целом характеризуется включениями обломков черного стекла, размерами от 0,2 до 0,5 см, мелкими угловатыми обломками лав без следов оплавления.

Микроскопически туфы сложены кластическим, вулканическим пепловым материалом весьма различных форм, расположенных хаотично, без следов оплавления. Цвет обломков стекла варьирует от желтого до янтарно-желтого, чем и обусловлена желто-оранжевая окраска основной

¹ Авторы в настоящей статье, исходя из приводимого факта, допускают происхождение туфов приереванского района путем осаждения остывшего пеплового материала, но не ставят себе целью распространить эту точку зрения вообще на происхождение туфов.

массы туфа. Часто в основной массе попадаются угловатые обломки стекла кофейно-коричневого цвета (макроскопически соответствуют обломкам стекла черного цвета) по размерам больше обломков стекла основной массы.



Рис. 1. Карьер аванского месторождения туфов.

1. Вулканические пески
2. Тонкозернистая пемза
3. Туф ереванского типа
- о. Место нахождения костей млекопитающих.

Из минеральных выделений встречаются обломки кристаллов андезина, авгита, гиперстена и мелкие точечные включения магнетита.

Кости млекопитающих найдены в рыхлой бурой части туфа на высоте 60 см (рис. 1) от основания туфового слоя.

Найдены два куска¹: один размером 20—23 см в длину (рис. 2), раздробленный на куски, размером 2 — 3 см, другой—длиною 5 см и 1—1,5 см толщиной, плотно сидящий в туфе (рис. 3).

Тщательными исследованиями установлено, что кости не обожжены, в них сохранилась первичная структура.

При сопоставлении структуры современной бараньей кости (рис. 4), со структурой ископаемой кости (рис. 5) наблюдается лишь слабое побурение второй, что, вероятно, объясняется древностью.

¹ Раздробленность костей не дала возможности точного толкования фрагмента и рода животного.

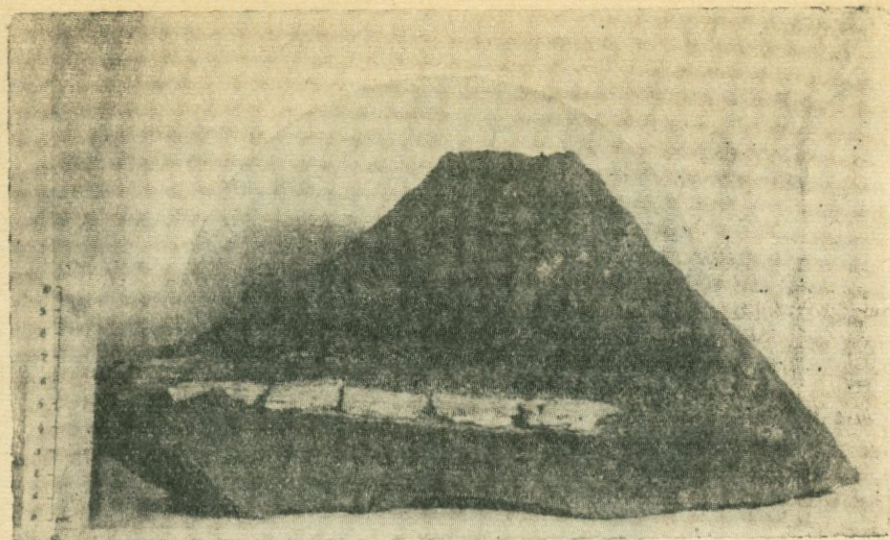


Рис. 2. Ископаемая кость в туфе.

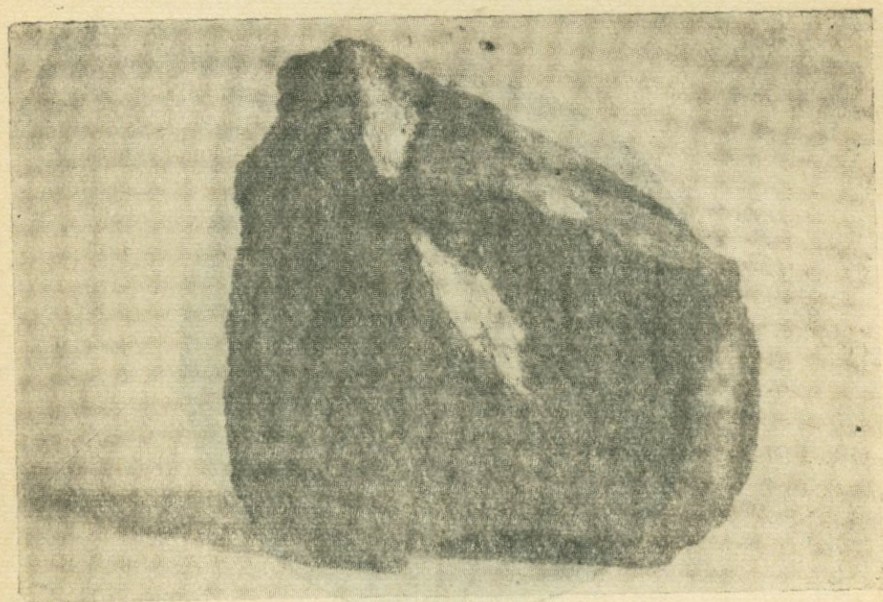


Рис. 3. Ископаемая кость в туфе.

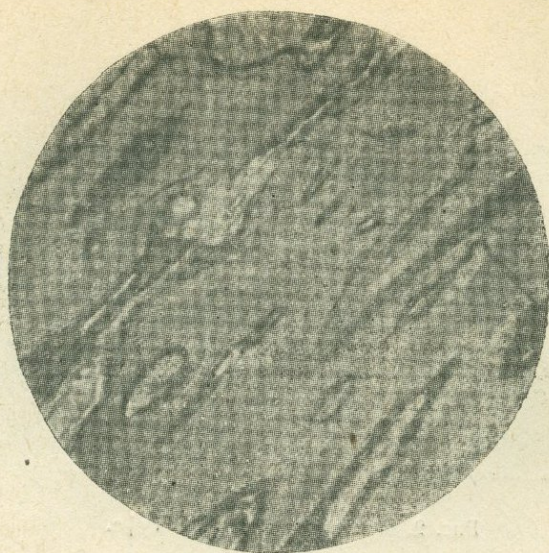


Рис. 4. Микроструктура современной бараньей кости.

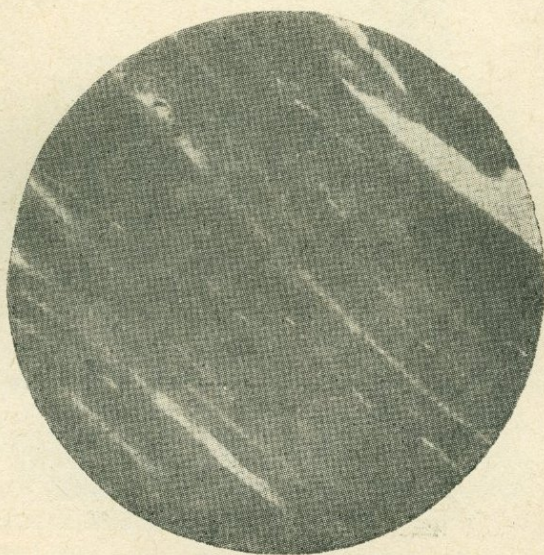


Рис. 5. Микроструктура ископаемой кости.

Изложенный материал в статье дает основание авторам полагать, что туфы ереванского типа, образованные в четвертичный период, обязаны своим происхождением извержению типа Вулкано. Накопившиеся газы и пары в вулкане центрального типа произвели взрыв с обильными выделениями пеплового материала в воздух, который, вследствие своей мелкораздробленности, быстро терял часть тепла, почему и при соприкосновении с земной поверхностью не дал явлений обжига и оплавления. Надо полагать, что кости, обнаруженные в туфах аванского карьера, захвачены именно подобным пирокластическими материалами.

О сравнительно низкой температуре пеплового материала могут свидетельствовать также присутствующие в туфах чуждые обломки лав, лишенные следов оплавленности, а также отсутствие раскристаллизации основной массы.

Э. Г. Малхасян

О кристаллических новообразованиях в вулканическом туфовом стекле

Поведение кристаллизации вулканического стекла в породах до сих пор изучалось мало, однако его значение достаточно велико в вопросах технической петрографии, науки, основы которой заложены акад. Д. С. Белянкиным.

Здесь мы имеем дело непосредственно не с природными породами, а с их изменениями, вследствие различных воздействий (термальными, химическими, атмосферными и т. д.). Так как такие изменения, даже самые незначительные, в структуре и минералогическом составе могут иметь большое практическое значение, то в породе они должны быть тщательно изучены. Это поможет избежать в дальнейшем весьма нежелательные явления.

Настоящая заметка¹ описывает интересный случай явления кристаллизации в вулканическом стекле во время технической обработки армянского туфа из месторождения Ариндж, расположенного в 15 км. северо-восточнее г. Еревана.

Как известно, туф помимо кристаллической фазы, которая в породе составляет примерно 30—50% и представлена обломками вулканических продуктов, полевыми шпатами (в основном плагиоклазами), амфиболами и пироксенами, а также небольшим количеством рудных и аксессуарных минералов, сложен также из вулканического стекла, занимающего 50—70% породы.

В связи с получением из туфа кислотоупорных и огнеупорных материалов были проведены опыты. Интервал температур, при которых проводились опыты, лежал в пределах 1100—1200°C. (До 1100°C в породе никаких следов кристаллических новообразований не замечено). При исследованиях в качестве газовой среды были применены водород и кислород. Кроме того, опыты по кристаллизации туфового стекла в атмосфере водорода и кислорода велись также, по сравнению с тем же процессом, протекающим в воздухе.

Петрографическое исследование показало, что образование кристаллов состоит из 2-х процессов: вначале происходит появление зародышей

¹ Шлифы технически обработанного туфа для петрографического их изучения, послужившие затем материалом для данной заметки, были представлены М. Г. Манвеляном.

кристаллов (центров кристаллизации), а затем идет рост этих зародышей и формирование кристаллов.

Число кристаллических зародышей, их размеры и кристаллизация, т. е. рост кристаллов в основном зависит от двух факторов, связанных между собой: 1) от характера среды и 2) от температуры.

Петрографическое изучение показало, что повышенная температура массы, в которой идет кристаллизация, увеличивает скорость роста кристаллов новообразованного минерала. При 1100°C с выдержкой 2 часа вулканическое стекло становится пузырчатым. По краям некоторых пузырьков образуются мутновато-грязноватые участки (рис. 1). При 4-часовой выдержке мутновато-грязноватые участки образуют сравнительно большие скопления (рис. 2). Здесь отмечается субмикрокристаллизация мутновато-грязноватой массы.

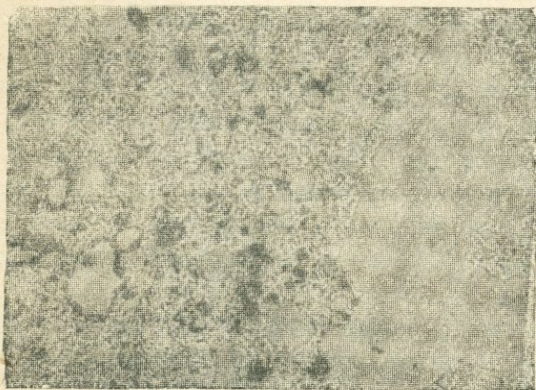


Рис. 1. Шл. 170
Восстановительная среда (H_2) при 1100°C
(продолжительн. опыта 2 ч.) при одном
ник., увел. 64

в окислительной (воздух). Такое явление было отмечено Ф. А. Курлякиным и М. А. Безбородовым¹ при изучении кристаллизации стекол. Они это явление объясняют тем, что под влиянием восстановительной среды образуются центры кристаллизации или участки жидкой фазы с пониженной вязкостью, облегчающие процесс кристаллизации.

Заметное улучшение кристаллизации начинается с 1150°C (рис. 3) и при температуре 1200°C кристаллы легко вырастают до наибольших размеров (рис. 4).

Решающее влияние на форму и размеры новообразованных кристаллов оказывает газовая среда. Установлено, что кристаллизация при восстановительной или нейтральной среде (CO_2, H_2) происходит быстрее, чем

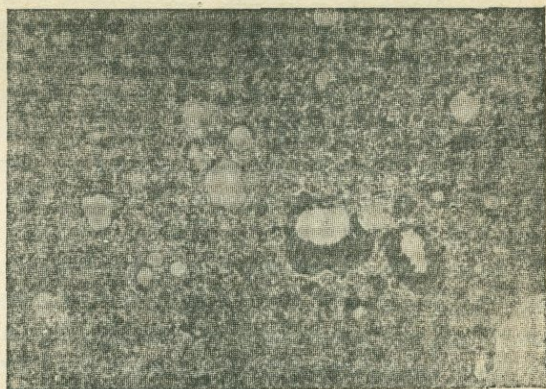


Рис. 2. Шл. 172
То же с продолжительн. времени опыта 4 ч.
при одном ник., увел. 64

¹ Безбородов М. А., Камни и свили в стекле, Промстройиздат, 1953.

Рост кристаллов в значительной степени, естественно, зависит также от продолжительности времени опыта (продолжительность времени опытов—2 ч., 4 ч. и 8 ч.).

Новообразованный минерал, достигший наибольших размеров, представляет собой очень мелкие кристаллики, развитые в виде тончайших игл, вид таких кристаллов под микроскопом очень напоминает иглы хвои. (рис. 4). Длина кристаллов—от 0,02 до 0,1 мм.

Вновь образованный минерал характеризуется углом погасаний— $cNg=45-50^\circ$, $Ng-Np=0,019$. Он двуосен, но оптический характер его из-за небольшой величины кристаллов трудно определить. Показатель преломления минерала— $n=1,56-1,58$. Минерал или бесцветен или светложелтовато-зеленоватого цвета. Явления плеохроизма заметны очень слабо. Ng —слабозеленоватого оттенка, Np —почти бесцветный.



Рис. 3. Шл. 174

То же при $1150^\circ C$ (2 ч.). При одном ник., увел. 64



Рис. 4. Шл. 180

То же при $1200^\circ C$ (2 ч.). При одном ник., увел. 64

А. Н. Бабаджян

О находке гранато-волластонитового скарна в газминском интрузивном комплексе

В геологическом строении Газминского горного массива (в Азизбековском районе Арм. ССР) участвует довольно сильно дислоцированная туфогенная мощная толща среднеэоценового возраста, представленная серией туффитов и аггломератовых туфов, преимущественно, андезитового состава.

Указанная толща прорвана телами гранодиоритовой интрузии гипабиссального типа.

Среди контакто-измененных туффитов интрузией автором среди керн, добытых из скважины на интервале 11,00—20,40 м, обнаружен гранато-волластонитовый скарн. Макроскопически он имеет мелко- и тонкозернистую структуру, полосчатую текстуру, обусловленную чередованием тонких (до 2—3 мм) полосок бурого граната с более широкими полосками белого волластонита.

Распределение гранатовых полосок в породе неравномерное, наблюдаются участки, более обогащенные гранатом. Наряду с хорошо выдержанными полосками, гранат образует прерывистые цепочки зерен или отдельные линзовидные скопления. При этом в обр. 61 особенно хорошо заметны тонкополосчатые текстуры, как сохранившиеся реликты первичной слоистости замещенной породы (рис. 1).

Такие текстуры возникали в результате избирательного замещения в процессе избирательной миграции растворов в скарнирующих участках до сульфидной фазы. В обстановке широко прогретых пород, специфические, физические и структурные свойства последних могут создавать широкие возможности для такой избирательной циркуляции.

Изучение структур позволяет разобраться в возрастных соотношениях минералов, поскольку в результате его можно установить природу процесса, наметить отдельные стадии его, часто улавливать деформации и время их возникновения.

Под микроскопом подтверждается полосчатая текстура, тонкозернистая структура и преимущественно гранато-волластонитовый состав. В шлифе обнаруживается, что гранат образует в основном зерна, имеющие неправильную форму. Реже зерна его обладают идиоморфными очертаниями. Цвет граната зеленовато-желтый. В скрещенных николях изотропен.



Рис. 1. Полосчатая текстура. Темный гранат, светлый волластонит

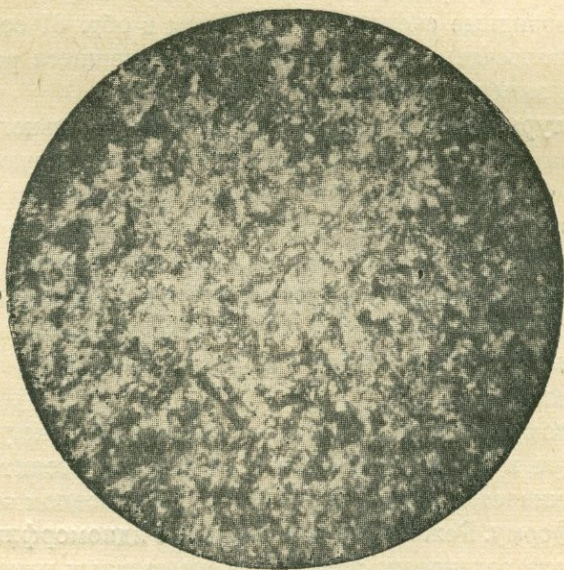


Рис. 2. Тонкозернистая структура. Белый волластонит, серый гранат (шл. 61). Увелич. 120

Волластонит образует кристаллы неправильной формы, чаще несколько вытянутые в одном направлении. Оптические константы волластонита следующие: $N_g=1,632$, $N_m=1,624$ и $N_p=1,619$, имеет низкое двупреломление— $N_g-N_p=0,013$,— $2v$ около 39° . Возрастные взаимоотношения граната и волластонита определенно не устанавливаются. В некоторых случаях наблюдаются признаки, которые можно принимать за доказательство более позднего возраста граната по сравнению со временем образования волластонита. Так, можно видеть в шлифе 61 как бы разъедание гранатом волластонита (рис. 2). Однако подобные взаимоотношения могут появиться и в результате обрастания волластонитом граната. В одном месте шлифа наблюдается среди гранатового агрегата линзочка из лучистого волластонита. Кристаллы волластонита ориентированы в основном перпендикулярно к контурам линзочки. Такие образования, вероятно, могли появиться лишь в случае более позднего отложения волластонита, когда последний кристаллизовался в пустотах среди гранатового агрегата, и зерна его ориентировались перпендикулярно к стенкам пустот.

Скарнирующий процесс протекал в контактах туффитов и интрузий в условиях высокой температуры, и гранато-волластонитовый скарн образовался послойно путем замещения эманациями известковистых прослойков в вулканогенно-осадочной толще.

Это видно по реликтам слоистости, идущим вдоль скарновых полосок (рис. 1). При этом скарны возникли в результате диффузионного и инфильтрационного метасоматических процессов в зоне контакта интрузии и пород кровли.

Указанные скарны, как метасоматические образования, устанавливаются с несомненностью. Во всех случаях скарнообразования имеем возможность говорить о одновременном возникновении скарновых минералов и установить порядок их образования, совершающийся в обстановке падающих температур. Повидимому, процесс скарнирования развивается на значительном отрезке понижающихся температур, и, можно думать, силикаты будут возникать до тех пор, пока обстановка будет позволять кремнезему входить в сложные соединения. При некоторых низких температурах мы вправе ожидать замены процесса скарнообразования развитием зон окремнения. Поэтому значительный интерес имеет находка гранато-волластонитового скарна в среднетемпературных условиях.

В заключение можно отметить, что:

1. Гранато-волластонитовые скарны с тонкополосчатой текстурой являются одним из более ранних продуктов метасоматоза по сравнению с сульфидами. Причем вероятны более поздние отложения волластонита в пустотах среди гранатового агрегата.

2. Существуют постепенные переходы от незатронутых метасоматозом ороговиковых пород к гранато-волластонитовым и позже сульфидным фазам, в процессе которого развиваются те же минеральные комплексы, которые характерны для изменений боковых пород, вмещающих жильные и частично метасоматические образования.

А. Т. Асланян

Горообразование—закономерный процесс изменения лика Земли¹

В знаменитой «Диалектике природы» Энгельс писал, что небесные тела, в том числе и наша планета, представляют собой отдельные крупные сгустки космического вещества, которые со временем непрерывно меняются, причем изменения эти совершаются путем взаимодействия центростремительной силы тяжести, стремящейся уменьшить объем тела, и центробежной отталкивающей силы, стремящейся увеличить объем тела. Под последней подразумевается действие внутренней тепловой энергии, которая препятствует уменьшению объема тела.

По данным современной науки, наша планета представляет собой шарообразное тело радиусом 6371 км и средней плотностью 5,52 и имеет концентрически-слоистое строение, наподобие яйца. В центральной ядерной части планеты, радиусом около 3470 км, залегает очень плотное (в пределах от 9,69 до 12,17) железистое вещество; выше залегает оболочка Земли, сложенная в основном железо-магнезиальными силикатами и имеющая толщину около 2850 км при плотности от 3,32 до 5,68 и температуре более 1400°; еще выше располагается тонкая каменная оболочка Земли, состоящая, главным образом, из алюмосиликатов (кристаллические сланцы, граниты, базальты, песчаники и др.) и имеющая среднюю толщину около 37 км при плотности от 2,67 до 2,75. Твердая каменная оболочка, называемая земной корой, имеет изменчивую толщину; она больше в горных областях, где подошва ее опускается местами на глубину 120 км, и меньше в равнинных областях и под океанами. Эта особенность строения коры была предсказана гениальным М. В. Ломоносовым.

Вещество под земной корой находится в текучем состоянии и по своим механическим показателям может быть сравнено с массами типа каучука, насыщенного газами. Если бы удалось увеличить объем Земли до такого состояния, чтобы твердая кора расчленилась на отдельные крупные блоки, то эти блоки плавали бы в текучих подкоровых массах, как айсберги (ледяные горы) в море.

¹ От редакции. Публикуемая статья имеет научно-популярный характер, однако, учитывая оригинальность ряда положений излагаемой автором геотектонической концепции и цельность ее, редакция сочла необходимым поместить статью в данном сборнике.

Главными чертами рельефа земной коры являются обширные равнины на суше и под океанами и горные цепи, опоясывающие в ряде мест весь земной шар; формами, подчиненными им, являются предгорные и межгорные котловины, глубоководные окраинные впадины типа Филиппинского и Индонезийского прогибов, внутриматериковые провалы типа провалов оз. Байкал и восточноафриканских озер, Красного моря и др.

Геологическая наука доказала, что эти черты рельефа земной коры не являются первозданными, а образовались в силу определенных закономерностей, в результате длительного процесса развития. В частности, твердо установлено, что существующие на земной поверхности огромные горные цепи являются разновозрастными образованиями и что в настоящее время имеется ряд прогибов коры, на месте которых в геологическом будущем должны возникать горные цепи типа, например, Кавказского хребта; установлено также, что на месте большинства внутриматериковых равнин типа Русской равнины в геологическом прошлом существовали горные сооружения, которые были разрушены и смыты в последующие эпохи.

Так, например, доказано, что горные сооружения возникали на месте Русской равнины и смежных областей Финляндии и Скандинавии примерно 500 млн. лет тому назад; Саянские горы в Сибири и Каледонские горы в Норвегии образовались позднее, около 350 млн. лет тому назад, а Уральский, Тяньшанский и Аппалачский хребты—около 200 млн. лет тому назад; горные цепи Восточной Сибири (Верхоянский хр. и др.) и Забайкалья значительно моложе и возникли примерно 50—60 млн. лет тому назад, а Кавказ, Карпаты, Альпы, Копет-даг, Гималаи, Анды—совсем молодые образования—им всего 15—20 млн. лет; поднятие ряда горных сооружений продолжается и в настоящее время и сопровождается разрушительными землетрясениями.

Изучение климатов и органического мира геологического прошлого показало, что со временем менялось также положение земной коры в пространстве. Например, полоса, включающая Подмосковный бассейн, Челябинскую область, провинцию Шаньдун в Китае, штаты Кентукки и Огайо в Северной Америке, Британские острова, Германию, находилась около 250 млн. лет тому назад в тропической экваториальной зоне, в то время как северо-западная Австралия, Индия, Южная и Центральная Африка, Бразилия тяготели к южной приполярной области и покрывались на значительных пространствах мощным (до 2—3 км) панцирем льда. Об этом же говорят замечательные находки каменного угля у южного полюса (в 21—22 км от него) и в северных приполярных областях (Шпицберген), где условия распределения света по временам года и вегетационные особенности развития высших растений, за счет которых возникли угли, исключают возможность углеобразования, если принимать неподвижность земной коры и неизменность климатических условий. Эти факты предполагают скольжение—смещение всей коры в отношении подстилающей оболочки, состоящей из текущих масс, насыщенных газами.

. Проблема горообразования является одной из труднейших, не решенных до конца, проблем естествознания. Имеется более 20 различных гипотез, трактующих эту проблему, и более 2000 научных сочинений, затрагивающих проблему в целом или отдельные ее стороны.

Классики отечественной геологии академики Карпинский, Павлов, Мушкетов, Обручев, Губкин, Шатский исходили в своих исследованиях этой проблемы из того положения, что лик Земли меняется вследствие общего уменьшения ее объема. Правильность этой концепции в философско-познавательном аспекте обосновал впервые Ф. Энгельс в «Диалектике природы».

Согласно этой концепции, объем внутренних масс Земли (ядра и оболочки) последовательно уменьшается, вследствие чего твердая кора — оболочка стремится осесть под действием собственной тяжести и коробится (искривляется), образуя пологие прогибы-котловины и щитовидные поднятия. В эти котловины, если они возникают в пределах материков, вторгаются океанические воды, образующие так называемые наземные моря. Последние по мере прогибания коры заполняются различными осадками, поступающими в значительной мере из разрушающихся смежных возвышенных областей суши.

При дальнейшем нарастании горизонтальных сил внутри этих крупных прогибов коры, имеющих ширину около 1500 км, возникают мелкие желобовидные прогибы и поднятия; поднятия обычно подвергаются разрушениям и размыву, а прогибы заполняются осадками. В ряде прогибов подобного типа мощность осадков достигала до 15—20 км. Эти прогибы шириною около 200 км, в процессе заполнения их осадками, расчленяются на более мелкие прогибы и поднятия шириною около 100 км и далее 50—60 км. При короблении коры имеет место перетекание вязких подкоровых масс из-под прогибающихся зон под зоны поднятий, что увеличивает силу тяжести в последних за счет уменьшения ее в первых. Избыточные массы под зонами поднятий имеют постоянную тенденцию возвращаться под зоны погружений и приподнимать их, если эти участки теряют прочность.

Искривление коры сопровождается образованием трещин, через которые происходят сильные разряды напряжений в виде землетрясений. По трещинам же вырываются наружу подкоровые, насыщенные газами расплавленные силикатные массы, использующие на подъем избыточное вертикальное давление коры и собственную тепловую энергию. Более вязкие и бедные газами подкоровые массы до дневной поверхности не доходят и затвердевают в самих трещинах. К этому типу относятся богатые магнием и железом породы, размещенные в осевых зонах прогибов и включающие месторождения хрома, платины и др.

Возможность волнообразного коробления коры ограничена ее прочностью, и когда давление превосходит предел прочности, она разрушается. Поскольку прогнутые зоны погрузились в нагретые подкоровые массы и вследствие этого лишились в определенной мере своей прочности, разрушение наступает именно в прогнутых зонах, причем принимается,

что разрушение происходит нередко вследствие переплавления нижних частей коры.

При разрушении зоны поднятий оседают и выпрямляются, а заключенные между ними зоны прогибов, наоборот, поднимаются и выжимаются вверх, с попутным смятием в складки слоев, заполнявших эти прогибы.

Для наглядности изогнутую кору на расплавленном основании можно представить в виде прогнутой плиты, залегающей на большом количестве прикрепленных к ней пружин, которые в прогнутой зоне находятся в сжатом состоянии, а в приподнятых зонах—в растянутом. При разрушении прогнутой зоны, находящиеся под ней «сжатые пружины», растягиваясь, выдавливают и выворачивают эту зону, а «растянутые пружины» приподнятых зон сжимаются и вместе с вышележащими частями плиты оседают.

Таким образом, на месте глубокого прогиба, заполненного морскими отложениями большой мощности, выдвигается горное сооружение, состоящее из смятых в складки и нарушенных разрывами пластов морских отложений, прорванных гранитными массами. С последними связано большинство месторождений цветных, благородных и редких металлов.

Важно отметить, что ширина горных сооружений, имеющих один и тот же возраст, составляет обычно около 200 км (Большой Кавказ, Малый Кавказ, Триалетский хребет, Урал, Карпаты, Верхоянский хребет, Эльбурс, Анды, Береговой хребет, Аппалачи, Альпы, островные дуги и др.). Это подтверждает вывод, что они действительно образовались на месте прогибов с шириною того же порядка, путем выворачивания последних.

По законам механики земная кора имеет наименьшую устойчивость в областях резкого изменения толщины, т. е. в зонах переходов от океанических областей к материкам, а также в предгорных и межгорных районах. Вследствие этого при уменьшении объема Земли силы, вызывающие коробление коры, сосредоточиваются в малоустойчивых областях, а более устойчивые области как при короблении, так и при горообразовании скользят в направлении менее устойчивых областей. Этим объясняется приуроченность очагов землетрясений и молодых волнообразных прогибов и поднятий коры к окраинам материков и предгорным районам.

В сравнительно недавнем геологическом прошлом, в третичное время, эти силы сосредоточивались в узком альпийско-кавказско-гималайском поясе и в узком кольце, окаймляющем Тихий океан. На месте сложной системы прогибов, расположенных внутри этих поясов, возникли путем их поднятия крупнейшие горные сооружения мира—Гималаи, Кавказ, Карпаты, Альпы, Анды, Береговой хребет, островные горные цепи на востоке и юго-востоке Азии и др. Эти сооружения в настоящее время продолжают медленно вздыматься и попутно разрушаются и смываются. Наступит время, когда они превратятся в низкогорные цепи типа Урала и далее в слабо расчлененные равнины типа Скандинавских стран. Но уже сейчас, до

наступления этой стадии разрушения, недалеко от названных сооружений, после повторного упрочнения коры и восстановления ее сплошности, формируются новые глубокие прогибы шириною около 100—200 км, на месте которых через миллионы лет должны возникнуть горные цепи. Это Алеутский прогиб, прогиб Минданао, Малайский, Филиппинский и Марианский прогибы, Индо-Гангская депрессия, Ферганская котловина, Куриско-Каспийская депрессия, Араратская котловина, Паннонская депрессия, прогиб Карайбской петли и многие другие.

Процесс коробления коры и формирования прогибов является процессом эволюционным, подготовительным и длится десятки миллионов лет. Процесс же выворачивания этих прогибов, когда на их месте образуются горные цепи, является по сравнению с первым процессом революционным и длится несколько миллионов лет.

А. Н. Бахчисарайцев

О влиянии величины проходки за рейс на производительность бурового станка

Сменные нормы выработки на колонковое бурение скважин устанавливаются в зависимости от категории крепости буримых пород, глубины скважины и типа бурового оборудования. Единые нормы выработки (ЕНВ) [1] рассчитаны, исходя из определенных величин проходки на рейс и применительно к наиболее распространенным техническим условиям работ.

В настоящее время в ЕНВ приняты следующие величины проходки на рейс:

Категория пород	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Проходка на рейс, м	3,5	2,7	2,2	2,0	1,9	1,7	1,4	1,15	0,85	0,65	0,5	0,21

Эти величины принято называть нормализованными. Однако нередко бурение скважин производится и с другими проходками на рейс. Бурение с меньшей проходкой на рейс ведется в ряде случаев [2,3,4] в целях повышения процента выхода керна. Большая проходка на рейс достигается обычно при бескерновом бурении [1], при проходке плотных пород, дающих высокий процент выхода керна, и в породах, не вызывающих саморасклинку керна в процессе углубки.

В случаях, когда геолого-технические условия определяют целесообразность бурения с отклонением от нормализованных проходок, нормы выработки, приведенные в таблицах ЕНВ, корректируются так наз. поправочными коэффициентами. Значения этих коэффициентов приводятся в таблице 1.

Опыт применения поправочных коэффициентов при проектировании (в том числе курсовом и дипломном), а также при анализе технико-экономических показателей буровых работ, говорит о необходимости существенной корректировки цифр таблицы 1.

Для выявления характера и степени корректировки следует обратиться к основной формуле, по которой определяется величина нормы выработки на колонковом бурении. Эта формула имеет вид [1]:

$$N = \frac{T}{t_0 + p(t_1 H + t_2) + t_3} \quad (1)$$

Таблица 1

№№ п. п.	При проходке на 1 рейс, м.	Категория породы				
		I—II	III—IV	V	VI—VII	VIII—IX—X
1	2	3	4	5	6	7
1	от 0,00 до 0,30		0,35	0,50	0,50	0,80
2	" 0,31 " 0,50	0,35	0,50	0,70	0,70	0,90
3	" 0,51 " 1,00	0,55	0,75	0,90	0,90	1,10
4	" 1,01 " 1,50	0,70	0,95	1,05	1,10	1,20
5	" 1,51 " 2,00	0,85	0,95	1,05	1,25	1,20
6	" 2,01 " 2,50	0,95	1,10	1,10	1,25	1,20
7	" 2,51 " 3,00	1,00	1,10	1,35	1,25	—
8	" 3,01 " 3,50	1,00	1,10	1,35	1,25	
9	" 3,51 " 4,00	1,30	1,95	1,35	1,25	
10	" 4,01 " 5,00	1,30	1,95	1,35	1,25	
11	" 5,01 " 6,00	1,60	1,95	1,35	1,25	
12	" 6,01 " 7,00	1,60	1,95	1,35	1,25	
13	" 7,01 " 10,00	1,60	1,95	1,35		
14	" 10,01 " 15,00	1,60	1,95			
15	свыше 15,00	1,95	1,95			

где N —норма выработки на смену на заданном интервале глубины по породам определенной категории крепости, м;

T — время основной и вспомогательной работы за восьмичасовую смену, мин.; для станков типов КА—2М—300 и КАМ—500, $T=450$.

t_0 — норма времени основной работы (чистого бурения) при бурении пород данной категории, мин./м;

p —число рейсов на 1 пог. м бурения тех же пород, $P = \frac{1}{r}$, где

r —проходка на рейс, м;

t_1 — норма времени на спуск и подъем свечей, мин./м;

H — средняя глубина заданного интервала бурения, м;

t_2 — норма времени на операции, кратные одному рейсу, кроме спуска и подъема свечей, мин.;

t_3 — норма времени на вспомогательные операции, кратные пог. м проходки: перекрепление зажимного патрона, наращивание штанг, засыпка дроби и т. д., мин./м.

Из формулы (1) видно, что при прочих равных условиях изменение проходки на рейс сказывается наиболее резко при бурении глубоких скважин. Влияние проходки за рейс на норму выработки при бурении скважин станками типа КАМ—500 по породам III категории характеризуется кривыми, приведенными на рис. 1.

Если обозначить через N_0 норму выработки, отвечающую нормализованной проходке на рейс r_0 , а через N —норму выработки, соответствующую, при тех же прочих условиях, некоторой другой проходке на рейс— r , то, пользуясь формулой (1), можно написать следующее отношение:

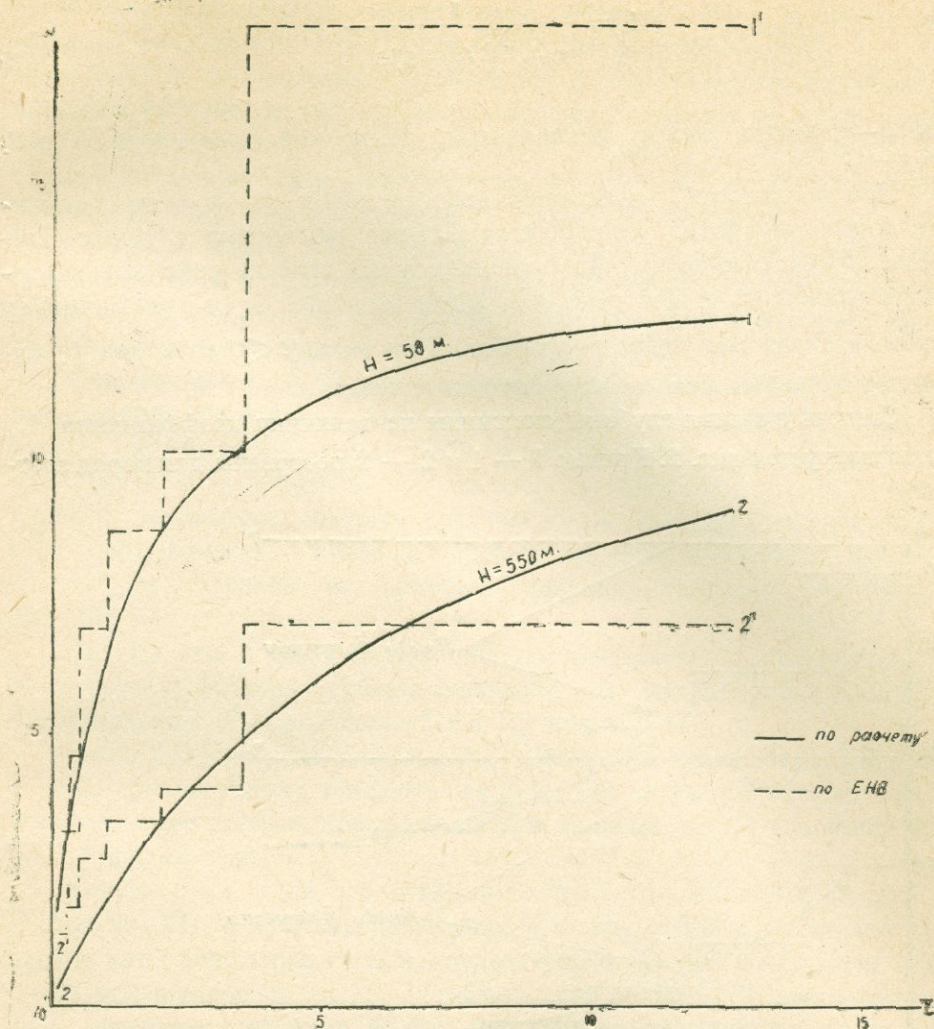


Рис. 1

$$\frac{N}{N_0} = \frac{t_0 + t_3 + \frac{1}{r_0} (t_1 H + t_2)}{t_0 + t_3 + \frac{1}{r} (t_1 H + t_2)}. \quad (2)$$

Отношение $\frac{N}{N_0}$ представляет собой поправочный коэффициент к нормам ЕНВ при отклонении проектируемой или фактической проходки на рейс от нормализованной.

В связи с тем, что значения N_0 приводятся в таблицах ЕНВ, расчет коэффициентов $K_p = \frac{N}{N_0}$ удобнее производить, пользуясь выражением:

$$K_p = \frac{r}{r_0 + \frac{N_0}{T}(t_0 + t_3)\Delta} \quad (3)$$

где Δ — разность между фактической проходкой и нормализованной, $\Delta = r - r_0$.

При неизменной категории крепости пород ($t_0 + t_3 = \text{const}$) сменная норма выработки уменьшается по мере увеличения глубины скважины. Вследствие этого при бурении с проходкой на рейс выше нормализованной (т. е. при $r > r_0$ или $\Delta > 0$) значение K_p с увеличением глубины скважины будет возрастать. При $r < r_0$ ($\Delta < 0$) значение K_p будет тем меньше, чем больше глубина скважины.

Степень влияния глубины скважины на величину коэффициента K_p иллюстрируется рис. 2. Кривые 1 — 1' и 2 — 2' построены для пород соот-

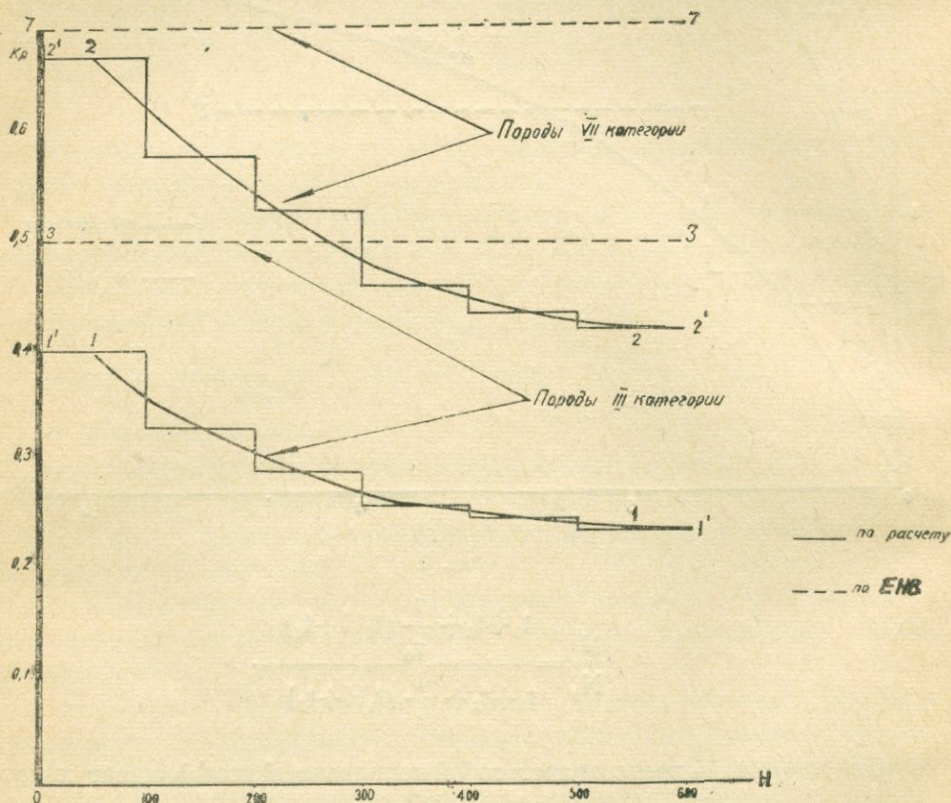


Рис. 2

ветственно III и VII категорий при $r = 0,4$. При построении кривых значения N_0 условно относились к средней арифметической глубине каждого интервала глубины. Если же значения N_0 , в порядке усреднения цифр, отнести ко всему интервалу глубины (0—100 м, 100—200 м и т. д.),

то зависимость выразится ступенчатыми линиями 1^1-1^1 и 2^1-2^1 . Для сопоставления на рис. 2 показаны также значения K_p по ЕНВ.

По ЕНВ коэффициенты K_p являются функцией крепости породы и проходки на рейс, но не зависят от глубины скважины. В связи с этим на рис. 2, построенном при неизменной величине g , значения K_p для каждой категории пород располагаются на прямых, параллельных оси абсцисс (3—3 для III категории и 7—7 для VII категории).

Из рис. 2 видно, что принятые в ЕНВ значения K_p для данных конкретных условий в 1,05—2,2 раза выше расчетных. Отсюда вытекают соответствующие ошибки при определении сменной нормы выработки и производительности бурового станка.

В целом прямые 3—3 и 7—7 сдвинуты вверх против средних расчетных величин примерно на 0,15—0,20. Та же неточность хорошо видна на рис. 1, где при $g=0,4$ данные ЕНВ значительно выше расчетных.

Однако, если допустить, что значения K_p для условий рис. 2 будут снижены до средних расчетных величин, то и в этом случае ошибка определения K_p , близкая к нулю для средних интервалов глубины, составит 25—30% при бурении на крайних грациях глубины (0—100 м и 500—600 м).

Данные рис. 2 показывают ошибку определения K_p , возникающую из-за неучета фактора глубины скважины при одном произвольно взятом значении g (0,4) для пород III и VII категорий.

На рис. 3 показаны значения K_p для тех же пород (III и VII категорий) при различных проходках на рейс. Для каждой категории пород построены две кривые, при глубине 50 м (кривые 3 и 7) и при глубине 550 м (кривые 3^1 и 7^1).

Кривые 3— 3^1 (для пород III категории), так же как и кривые 7 и 7^1 (породы VII категории), пересекаются между собой в точках, где для данной категории пород $g=g_0$ и, следовательно, $K=1,0$. В условиях, принятых при построении рис. 3, коэффициенты K_p по ЕНВ, соответствующие значениям g от нуля до 2,5—3,5, превышают данные расчета для обоих интервалов глубины. Вследствие этого, при указанных значениях g получаются однозначные ошибки определения норм выработки и производительности бурового станка. При больших значениях g ошибки имеют разные знаки, однако и здесь усреднение K_p для всех интервалов глубины (0—600 м) приводит к ошибкам в 25% и более.

Таковы результаты сопоставления данных ЕНВ с данными расчета по формуле (3).

Если на основе той же формулы рассчитать значения K_p для I—X категорий пород при глубине скважины 50 и 550 м для минимальных и максимальных значений g , принятых в ЕНВ, то результаты такого расчета могут быть сведены в следующую таблицу (см. таблицу 2 на стр. 7).

Данные таблицы показывают, что при малой длине рейса ошибки определения K_p однозначны и имеют наибольшую величину при глубоких скважинах. При больших проходках на рейс ошибки имеют разные знаки

и относительная величина их меньше, чем при малых рейсах. Из таблицы видно также, что если принятые величины K_p при малых рейсах целесообразно несколько снизить, то при большой проходке на рейс эти коэффициенты могут быть значительно повышены, особенно для глубоких интервалов бурения.

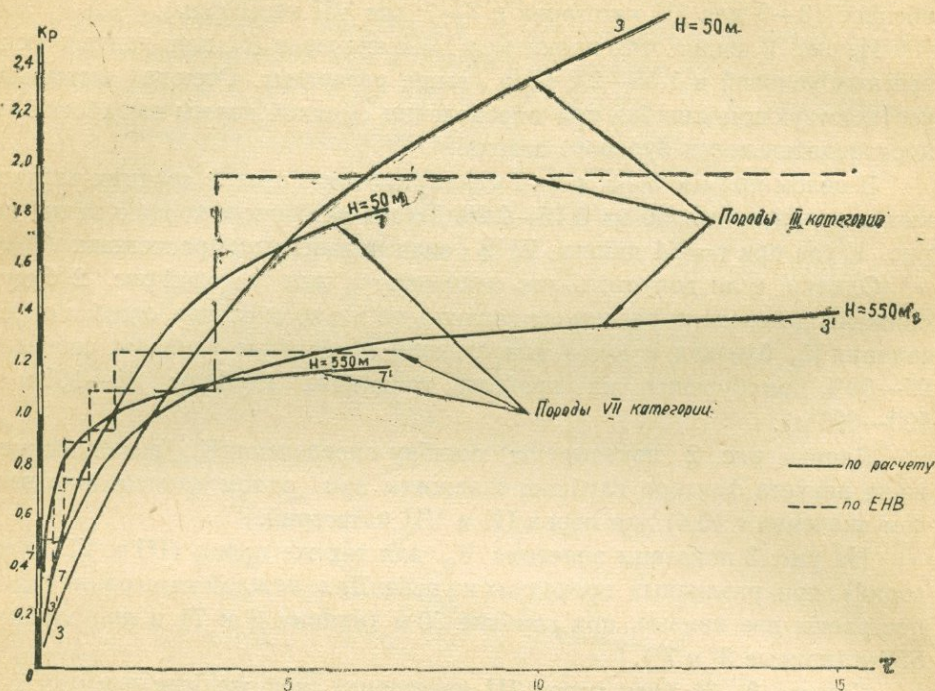


Рис. 3

Таблица 2

Кате- гория пород	Значение K_p при проходке на рейс							
	минимальной				максимальной			
	r (м)	K_p			r (м)	K_p		
		по ЕНВ	по расчету при глубине, м			по ЕНВ	по расчету при глубине, м	
			50	550			50	550
I	0,3—0,5	0,35	0,23	0,14	10—15	1,6	1,4	2,4
II	0,3—0,5	0,35	0,32	0,18	10—15	1,6	1,4	2,6
III	0,0—0,3	0,35	0,18	0,09	10—15	1,95	1,37	2,57
IV	0,0—0,3	0,35	0,22	0,10	10—15	1,95	1,33	2,42
V	0,0—0,3	0,50	0,26	0,12	7—10	1,35	1,22	1,99
VI	0,0—0,3	0,50	0,31	0,14	6—7	1,25	1,19	1,71
VII	0,0—0,3	0,50	0,38	0,18	6—7	1,25	1,18	1,80
VIII	0,0—0,3	0,80	0,46	0,23	2—2,5	1,2	1,09	1,34
IX	0,0—0,3	0,80	0,58	0,31	2—2,5	1,2	1,11	1,43
X	0,0—0,3	0,80	0,69	0,40	2—2,5	1,2	1,11	1,47

Все изложенное приводит к заключению о необходимости переработки существующей системы коэффициентов K_p путем дифференциации их значений, хотя бы для двух интервалов глубины (0—300 м и 300—600 м).

Параллельно с увеличением числа коэффициентов в связи с дифференциацией по двум интервалам глубины можно сократить таблицу 1 за счет объединения одинаковых строк, например, 7 и 8, 9 и 10, 11 и 12, 13 и 14.

В конечном итоге общее число коэффициентов существенно не изменится, тогда как точность расчета норм выработки и производительности станка будет намного выше. Этому будет способствовать также исправление отдельных неточностей, имеющихся в таблице коэффициентов.

В настоящее время, в ожидании корректировки и издания новой таблицы коэффициентов K_p , расчет производительности при составлении проектов параллельно можно вести по формуле (3). Значения входящих в формулу величин могут быть приняты по техническим условиям и параметрам, заложенным в основу норм на разведочное бурение издания 1953 года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Единые нормы выработки на геологоразведочные работы. ЕНВ. Разведочное бурение, Госгеолиздат, 1953 г.
 2. Куличихин Н. И., Воздвиженский Б. И.—Разведочное бурение. Госгеолиздат, 1949 г.
 3. Володченко Г. К.—Колонковое разведочное бурение. Госгеолиздат, 1953 г.
 4. Временная инструкция по колонковому бурению. Госгеолиздат, 1951 г.
-

М. Г. Геокчакян

Методика определения эффективности разрушения горных пород взрывом

На горнодобывающих предприятиях разрушение горных пород взрывом обычно характеризуется процентом выхода негабаритных кусков или процентом выхода мелочи, в зависимости от требований потребителя продукции.

Однако судить о величине разрушения всего взорванного массива процентом выхода негабарита или мелочи весьма затруднительно, а чаще всего совершенно невозможно. В то время как во многих условиях производства, а также при исследовательских работах, возникает необходимость установления общей величины разрушения взорванного массива. Например, такая необходимость возникает при определении разрушающей способности зарядов взрывчатых веществ, при проектировании и производстве технологических процессов дальнейшей обработки полезных ископаемых (угля, руд, строительных материалов и т. д.). Поэтому вопрос достаточно точного определения величины разрушения взорванного массива является весьма важным и актуальным.

Процесс разрушения хрупкого тела наиболее детально изучен в области дробления горных пород при обогащении полезных ископаемых. Воспользуемся существующим опытом обогатителей в вопросах теории и практики дробления горных пород.

Относительно взаимосвязи между дроблением горных пород и соответствующим расходом энергии существуют следующие две теории [1, 2].

По Риттингеру (1867 г.), израсходованное количество энергии при дроблении, пропорционально вновь образованной поверхности разрушенного материала.

По Кирпичеву (1874 г.), энергия, необходимая для одинакового изменения формы геометрически подобных и однородных тел, изменяется пропорционально объемам или весам этих тел¹.

Рассмотрим возможность применения вышеуказанных теорий дробления при взрывном разрушении горных пород.

Теория Кирпичева предусматривает дробление отдельных кусков при одинаковых изменениях их формы. Очевидно, что указанные усло-

¹ Теория В. Л. Кирпичева, изложенная в 1874 г., ошибочно считалась „законом Жика“, несмотря на то, что последний был опубликован в 1885 г.

вия, положенные как основание теории Кирпичева, исключают возможность ее применения для взрывного дробления горных пород в производственных условиях.

Что же касается теории Риттингера, то она не ставит каких-либо дополнительных условий, которые ограничили бы её применение при разрушении хрупких горных пород. Поэтому применение теории Риттингера для решения задач при взрывном дроблении горных пород вполне возможно [3]. Исходя из этого, в дальнейших суждениях мы будем пользоваться теорией дробления Риттингера, хотя обе теории дробления по сущности аналогичны [2].

Рассмотрим существующие понятия степени дробления.

В практике обогащения полезных ископаемых степень дробления характеризуется как:

- 1) отношение наибольших линейных размеров исходных и полученных частиц;
- 2) отношение средних линейных размеров наибольших частиц, исходных и полученных материалов;
- 3) отношение наименьших линейных размеров исходных и полученных частиц;
- 4) отношение средних размеров всех частиц исходных и полученных материалов.

Имеется также понятие процента сокращения, т. е. уменьшение максимальных размеров наибольших кусков в исходном и дробленном продуктах (в процентах).

Однако, если при дроблении в дробилках или при тонком измельчении в мельницах горные породы представлены отдельными кусками, которые подвергаются приблизительно пропорциональным изменениям размеров трех измерений, то при взрывном дроблении горных пород такая пропорциональность размеров начальной формы взрываемого массива и полученных кусков после взрыва может быть как исключение. Поэтому указанные выше способы определения степени дробления не могут характеризовать сущность степени дробления при взрывном разрушении массива.

Для производства взрывных работ предлагается следующая формулировка степени дробления.

Степенью дробления называется отношение начального объема разрушаемого массива до взрыва к объёму средневзвешенного куска того же массива после взрыва.

Приведенную формулировку степени дробления буквенными обозначениями можно записать следующим образом:

$$K = \frac{V_n}{V_{cp}}, \quad (1)$$

где K — степень дробления взорванного массива;

V_n — начальный объем разрушаемого массива до взрыва;

$V_{\text{ср}}$ — объём средневзвешенного куска того же массива после взрыва.

Физическую сущность формулы (1) нетрудно представить. Степень дробления, по данной формулировке, показывает: во сколько раз объём средневзвешенного куска разрушенного массива меньше начального, целого объема. Иначе говоря, степень дробления есть число кусков взорванного массива, предполагая, что каждый кусок имеет объём средневзвешенного куска.

Остановимся на вопросах практического определения начального объёма (V_n) и объёма средневзвешенного куска ($V_{\text{ср}}$) взорванного массива.

Определение величины V_n не представляет затруднений, ибо начальный объём легко определить путем замеров и простых вычислений.

Для определения объёма средневзвешенного куска ($V_{\text{ср}}$) необходимо определить гранулометрический состав взорванного массива.

Существуют следующие три способа определения гранулометрического состава взорванных горных пород:

- 1) обмер отдельных кусков,
- 2) анализ при помощи сит и весов и
- 3) планиметрический способ.

Указанные способы определения гранулометрического состава взорванных горных пород могут быть применены как самостоятельно, так и совместно. Однако при самостоятельном способе определения гранулометрического состава следует отдать предпочтение первому способу, если куски сравнительно больших размеров, а при наличии большого количества мелких фракций — целесообразным способом является второй способ. Что же касается последнего (планиметрического) способа, то он, по нашему мнению, внушает гораздо меньше доверия, в смысле точности результатов, чем первые два способа.

Вышеуказанными способами полученные результаты о гранулометрическом составе взорванных горных пород подвергаются обработке по следующей последовательности.

1. Принимая куски в форме куба, т. е. между шаром и призмой, определяются среднеарифметические значения ребер этих кусков по каждой фракции: $d_1; d_2; \dots d_n$.

2. Зная объёмы или веса каждой фракции: $q_1; q_2; \dots q_n$, определяется величина ребра средневзвешенного куска:

$$d_{\text{ср.}} = \frac{Q}{\sum \frac{q}{d}}, \quad (2)$$

где Q — начальный объём или вес взорванного массива;

$\sum \frac{q}{d}$ — сумма отношений объёмов или весов отдельных фракций

к соответствующим среднеарифметическим значениям ребер кусков в данной фракции.

3. Определяется объем средневзвешенного куска всего взорванного массива:

$$V_{\text{ср}} = d_{\text{ср}}^3 \quad (3)$$

Таким образом, зная $V_{\text{н}}$ и $V_{\text{ср}}$, определяется степень дробления взорванных горных пород, отражая ее действительную сущность.

Однако степень дробления (K) можно характеризовать количеством затраченной энергии в том случае, когда сопоставимые разрушенные массивы имеют равные объемы средневзвешенных кусков ($V_{\text{ср}}$). В противном случае, степень дробления невозможно характеризовать количеством затраченной энергии при разрушении массива. Поэтому израсходованное количество энергии при разрушении массива следует характеризовать величиной вновь образованной поверхности.

В обычных производственных условиях начальная обнаженная поверхность массива до взрыва почти равна той поверхности, которая образуется на массиве после взрыва. Причем эта поверхность обычно ничтожно мала по сравнению с общей вновь образованной поверхностью. Поэтому без ощутимой погрешности вновь образованную поверхность можно определить, как сумму поверхностей всех кусков взорванного массива.

Как отмечалось выше, средневзвешенное число кусков взорванного массива представляет собой степень дробления, которая определяется по формуле (1). А поверхность средневзвешенного куска можно определить, исходя из формулы (2), как: $6 \cdot d_{\text{ср}}^2$. Следовательно вновь образованную поверхность взорванного массива можно определить по следующей формуле:

$$S_{\text{в}} = K 6 d_{\text{ср}}^2, \quad (4)$$

где K — степень дробления;

$6 d_{\text{ср}}^2$ — поверхность средневзвешенного куска.

Необходимо отметить, что для более точного расчета, а также в случае, когда начальная обнаженная поверхность взорванного массива по сравнению с вновь образованной поверхностью значительная, соответствующую поправку легко ввести, применяя следующую формулу:

$$S_{\text{в}} = K 6 d_{\text{ср}}^2 - S_{\text{д}} + S_{\text{н}}, \quad (5)$$

где $S_{\text{д}}$ —обнаженная поверхность взорванного массива до взрыва, которая входит в сумму поверхностей всех кусков, т. е. в $K 6 d_{\text{ср}}^2$;

$S_{\text{н}}$ —оставшаяся на взорванном массиве поверхность отрыва после взрывания;

$S_{\text{в}}$ —вновь образованная поверхность взорванного массива.

Таким образом, при прочих постоянных условиях взрывания вновь образованная поверхность, определенная по формуле (5), будет пропор-

циональной затраченному количеству энергии при разрушении массива.

Как показали многочисленные лабораторные и производственные исследования, формула (5) действительно определяет разрушающую способность зарядов взрывчатых веществ [4].

Для иллюстрации практического применения вышеизложенной методики расчета величины разрушения среды взрывом приведем пример из наших исследований, проведенных в лаборатории буровзрывных работ Ленинградского горного института.

В специальной взрывной камере взрывались блоки из затвердевшего раствора цемента с песком, кубической формы. Блоки имели вес около 50 кг, при их удельном весе $2,2 \text{ г/см}^3$. Временное сопротивление затвердевшего раствора на сжатие было 170 кг/см^2 (т. е. коэффициент крепости по шкале проф. Протодяконова был 1,7).

В качестве взрывчатых веществ применялись: черный порох, аммиачная селитра, аммонит № 8 и тротил. Вес каждого заряда был 50 г (из расчета 1 г взрывчатого вещества на 1 кг взрываемого блока). Взрывание производилось огневым способом при помощи азидо-тетриловых капсулей-детонаторов, отобранных из одной партии.

После взрывания каждого блока полученный измельченный материал подвергался ситовому анализу, число фракций которого доходило до 9.

Взрывание каждым сортом взрывчатого вещества повторялось по 4—5 раз, причем максимальное расхождение результатов ситового анализа по фракциям не превышало 5—7%.

В качестве примера ниже приводится расчет величины вновь образованной поверхности взорванного порохов блока.

1. По данным ситового анализа, среднеарифметические значения ребер кусков взорванного блока, по девяти фракциям, составляло:

$$d_1=125 \text{ мм}; d_2=87,5 \text{ мм}; d_3=62,5 \text{ мм}; d_4=37,5 \text{ мм}; d_5=19,0 \text{ мм}; \\ d_6=9,5 \text{ мм}; d_7=4,5 \text{ мм}; d_8=2,25 \text{ мм и } d_9=0,75 \text{ мм}.$$

2. Определяем величину ребра средневзвешенного куска по формуле (2):

$$d_{\text{ср.}} = \frac{Q}{\sum \frac{q}{d}} = \frac{50600}{\frac{19800}{125} + \frac{8900}{87,5} + \frac{8300}{62,5} + \frac{5600}{37,5} + \frac{5100}{19} + \frac{1220}{9,5} + \frac{860}{4,5} + \\ + \frac{450}{2,25} + \frac{370}{0,75}} = 27,3 \text{ мм или } d_{\text{ср.}} = 2,73 \text{ см}$$

где $Q=50600 \text{ г}$ — начальный вес блока;

$\sum \frac{q}{d}$ — сумма отношений весов (в граммах) отдельных фракций взорванного блока к соответствующим значениям ребер кусков (из предыдущего пункта).

3. Определяем объём средневзвешенного куска взорванного блока по формуле (3):

$$V_{\text{ср.}} = d_{\text{ср.}}^3 = 2,73^3 = 20,5 \text{ см}^3.$$

4. Начальный объём взорванного блока:

$$V_{\text{н}} = \frac{Q}{\gamma} = \frac{50600}{2,2} = 2300 \text{ см}^3,$$

где Q — начальный вес блока;
 γ — его удельный вес.

5. Определяем степень дробления по формуле (1):

$$K = \frac{V_{\text{н}}}{V_{\text{ср.}}} = \frac{2300}{20,5} = 1121 \text{ кусок.}$$

6. Наконец, определяем величину вновь образованной поверхности взорванного блока по формуле (5):

$$S_{\text{в}} = K6 d_{\text{ср.}}^2 - S_{\partial} + S_{\text{п}} \cong 1121 \cdot 6,7,5 - 5400 = 45045 \text{ см}^2,$$

где $S_{\partial} = 5400 \text{ см}^2$ — обнаженная поверхность взорванного блока до взрыва;

$S_{\text{п}} = 0$ — оставшаяся на взорванном массиве поверхность отрыва после взрывания;

остальные обозначения были даны выше.

Аналогичным способом были определены вновь образованные поверхности взорванных блоков для остальных взрывчатых веществ. В частности, были получены следующие величины вновь образованных поверхностей при взрывании: аммиачной селитрой — 145800 см²; аммонитом № 8 — 319187 см² и тротилом — 458785 см².

Учитывая, что вновь образованная поверхность взорванных блоков характеризует энергию взрыва, т. е. разрушающую способность данного заряда [4], нетрудно установить относительную разрушающую способность зарядов взрывчатых веществ.

В частности, если принимать вновь образованную поверхность взорванного блока зарядом пороха (45045 см²) за единицу, то оказывается, что разрушающая способность других взрывчатых веществ будет: аммиачной селитры — 3,1; аммонита № 8 — 7,1; тротила — 10,2 и т. д.

Разумеется, что установление относительной разрушающей способности зарядов взрывчатых веществ имеет большое теоретическое и практическое значение.

В заключение необходимо отметить, что определение величины разрушения взорванных горных пород по вышеизложенной методике даёт возможность установить экономически целесообразную степень разрушения горных пород взрывом с учетом погрузочных работ и дальнейшей обработки полезного ископаемого (например, дробления и тонкого измельчения на обогатительных фабриках, плавки руды в металлургических печах, кусковатости строительных материалов и т. д.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Егоров Г. Г.—Теория дробления и тонкого измельчения. Л.-М., 1938.
 2. Андреев С. Е.—Законы дробления. Горный журнал, № 7, 1952.
 3. Михайлов А. Г.—Крупность кусков породы в зависимости от дробления при взрыве и влияние её на погрузочные работы. Журнал Золотая Промышленность, № 12, 1938.
 4. Геокчакян М. Г.—Исследование разрушающей способности взрывчатых веществ. Диссертация, 1953.
-

А. Н. Бахчисарайцев

К вопросу об осевом давлении при бурении шпуров пневматическими перфораторами

1. Осевое давление и классификация горных пород

Одним из показателей, принимаемых в основу при классификации горных пород по их крепости, является буримость, характеризующаяся временем «чистого» бурения одного погонного метра шпура или скоростью бурения шпуров.

Показатели буримости при неизменных физико-механических свойствах горных пород колеблются в широких пределах в зависимости от ряда технических факторов. В связи с этим показатели буримости, приводимые в классификациях, принято относить к определенным, конкретно указываемым («нормализованным», «стандартным») техническим условиям работ.

В качестве примеров приводим перечни технических условий и значение факторов, принятых для пневматического перфораторного бурения шпуров:

а) в проекте «Единой классификации пород по буримости», разработанном комиссией по буровзрывному делу при Институте горного дела АН СССР [1];

б) в классификации горных пород, составленной Гиредметом [2];

в) в классификации горных пород по разрыхляемости и буримости, разработанной Министерством геологии в 1948 г. [3].

Таблица 1

Технические условия	Значение факторов в классификации ¹		
	«Единой»	Гиредмета	Министерства геологии
1. Тип перфоратора	НР-2, ПБ, Р-2	ПМ-507	РП-17
2. Производство бурения	С автоматич. подачи или с руки	С коложки	Не указано
3. Диаметр головки бура, мм	42	42	40
4. Давление сжатого воздуха, атм.	4,5	5	5
5. Угол наклона шпуров	Не указан	Не оговаривается	Горизонтальные шпуры
6. Предельная глубина шпуров, м	1,0	Не оговаривается	Средняя глубина 1,5
7. Наличие промывки	Без промывки	Не указано	Без промывки

¹ Данные приводятся по книге В. К. Бучнева [4].

Во всех трех классификациях показатели буримости даются для буров, армированных победитом и для стальных буров. В классификации Министерства геологии разработаны также показатели буримости при одноручном и двуручном бурении шпуров диаметром 35 мм стальными бурами.

Аналогичные, примерно, перечни технических условий приводятся и в других классификациях.

Ни в приведенных примерах, ни в других известных нам классификациях в число технических факторов, характеризующих стандартные условия, не входят показатели осевого давления на перфоратор. Имеющегося в «Единой» классификации указания на бурение с автоподатчика в этом отношении недостаточно, т. к. осевые усилия, развиваемые различными автоподатчиками, не одинаковы, уже не говоря о том, что один и тот же автоподатчик может развивать различные усилия. Еще менее определено указание [2] на бурение с колонки.

Между тем влияние осевого давления совершенно бесспорно. При недостаточной величине его перфоратор работает с неполной нагрузкой, что снижает скорость бурения по сравнению с оптимальной для данных условий. При чрезмерно большом осевом давлении производительность перфоратора также снижается, как полагают [4], [5], вследствие непроизводительной затраты работы на преодоление возникающей при этом значительной силы трения.

Указанные положения хорошо известны, и если тем не менее фактор «осевое давление» не включен в перечень стандартных технических условий, то это объясняется, возможно, недостаточной изученностью характера и степени влияния осевого давления на скорость бурения шпуров. Кроме того, до настоящего времени не выпускаются автоподатчики или другие приспособления, с помощью которых можно было бы измерять величину осевого давления в производственных условиях.

Отсутствие указаний на определенную величину осевого давления, принятую при разработке показателей буримости, не может не приводить к ошибкам при установлении категории крепости пород.

Подобные ошибки как в сторону завышения, так и в сторону занижения категорий пород неизбежны в тех случаях, когда фактическая величина осевого давления при так называемом «опробовании» буримости пород отличается от осевого давления, существовавшего при разработке классификации. Наиболее значительные ошибки получаются при широко практикуемом определении категории крепости пород по показателям бурения шпуров с руки бурильными молотками весом 17—28 кг. При таком «опробовании» пород существенные расхождения в показателях буримости возникают прежде всего из-за различия самих исполнителей, даже если они подбираются из числа рабочих, освоивших технику. Наблюдения показывают, что только за счет выбора рабочего для опробования буримости пород, время, затрачиваемое на бурение 1 пог. м шпура, может колебаться в пределах до 20—25%.

Значительное влияние могут оказать знакомство рабочего с условия-

ми работы в данном забое, состояние в наблюдаемую смену рабочего места, перфоратора и самого рабочего.

Однако даже при одном и том же рабочем и прочих равных условиях показатели буримости при бурении с руки или с простейшей подпорки могут колебаться в довольно широких пределах. Они зависят от высоты точки заложения шпура, от угла наклона шпура (в пределах $\pm 35^\circ$, при которых шпуры условно считаются горизонтальными), от степени утомленности рабочего в разные часы и других факторов. Наблюдения, проведенные на двух медно-молибденовых месторождениях, показали, что при бурении по сиенито-гранитам и гранодиоритам бурильным молотком среднего веса время на бурение верхних шпуров, заданных в 1,6—1,8 м от подошвы с подъемом в $20\text{--}30^\circ$ на 11—23% выше, чем при бурении горизонтальных (точнее от 0 до 10°) шпуров на высоте 1—1,2 м от подошвы. При бурении тяжелыми молотками эта разница, надо полагать, еще больше. На тех же месторождениях скорость бурения одинаковых шпуров в первой четверти смены была на 12—25% выше, чем в конце смены. Вполне очевидно, что относительно меньшая скорость бурения верхних шпуров, а также шпуров, пробуренных в конце смены, обусловлена уменьшением осевого давления; в первом случае сказывается влияние силы тяжести и неудобство работы, во втором — утомленность рабочего.

Таким образом, даже при соблюдении стандартных (нормализованных) технических условий и при работе одного и того же исполнителя показатели буримости при бурении с руки могут колебаться в пределах, достаточно широких для получения ошибки определения категории пород на одну, а иногда и две категории. Наибольшая ошибка может быть допущена при определении категории крепости пород по результатам бурения одним бурильщиком 2—3 шпуров. Сравнительно меньшая ошибка получается при проведении наблюдений за 2—3 бурильщиками в течение нескольких смен; недостатками такого определения буримости являются большая трудоемкость и высокая стоимость.

Изложенные положения приводят к следующим основным выводам:

1. В состав технических факторов, которые характеризуют стандартные (нормализованные) условия, положенные в основу классификации горных пород, следует ввести фактор «осевое давление на перфоратор».
2. Конкретное значение стандартного (нормализованного) осевого давления целесообразно принять на уровне оптимального.

3. Опробование буримости пород при бурении с применением поршневых податчиков желательно производить при нормализованной величине осевого давления, определяемого измерительной аппаратурой.

Если фактическое осевое давление при опробовании буримости отличается от нормализованного, то полученные показатели буримости должны корректироваться поправочными коэффициентами, как это делается при отклонении других технических факторов (марки перфораторов, давления сжатого воздуха и т. д.) от их нормализованных значений.

4. Определение показателей буримости без учета и измерения осевого давления в дальнейшем не должно практиковаться.

Реализация указанных мероприятий позволит вполне объективно определять показатели буримости горных пород, что, в свою очередь, создаст базу для серьезного улучшения постановки технического нормирования и проектирования горнопроходческих работ.

Параллельно с этим может быть достигнуто значительное ускорение и удешевление работ по определению категории горных пород.

2. Осевое давление и производительность бурильного молотка

Правильный выбор и измерение осевого давления необходимы не только для объективного отнесения пород к той или иной категории. Определение оптимальной величины осевого давления имеет не меньшее значение для выбора рациональной технологии бурения при различных геологотехнических условиях.

Для определения оптимальной силы осевого давления А. К. Сидоренко [6], была предложена формула:

$$C = \frac{P_1 + P_2}{4} \pm G \sin \alpha,$$

где P_1 —сила, движущая поршень при рабочем ходе, кг;

P_2 —то же при холостом ходе;

G —вес корпуса перфоратора, кг;

α —угол наклона шпура.

Величину осевого давления, рассчитанную по этой формуле, автор рекомендует проверять по временному сопротивлению породы на скалывание и по потерям на трение.

Статья А. К. Сидоренко издана еще в апреле 1941 года. В последующие годы вопрос выбора оптимального осевого давления не получил, повидимому, дальнейшего развития. К такому заключению можно прийти хотя бы потому, что в большинстве изданных в последние годы учебных пособий, в частности В. К. Бучнева [4], Г. В. Тотрова [7], в Справочнике по горнорудному делу [8] по этому вопросу никаких новых данных не приводится. В перечисленных работах дается лишь формула А. К. Сидоренко и почти дословно повторяются его выкладки относительно проверки рассчитанной величины осевого давления по временному сопротивлению породы на скалывание и по потерям на трение.

Ни результатов практической проверки положений, выдвинутых А. К. Сидоренко, ни конкретных рекомендаций по вопросу о величине осевого давления для различных условий эти авторы не приводят¹.

Ссылка на опытные данные имеется лишь в работе И. Р. Ворошилова [9]. Он считает установленным опытным путем, что величина проти-

¹ После сдачи в печать настоящей статьи в Горном Журнале № 11 за 1954 год была опубликована новая статья А. К. Сидоренко, которая не содержит, однако, принципиально новых положений по затронутым нами вопросам.

водавления должна быть равна: при бурении шпуров, направленных вертикально вниз,—приблизительно двойному весу перфоратора, при горизонтальных шпурах — не менее тройного веса, и при вертикальных вверх—четыrehкратному весу перфоратора. Таким образом, рекомендации И. Р. Ворошилина совершенно не учитывают свойства горных пород, по которым производится бурение. Известно, однако, что пневматические бурильные машины имеют постоянный крутящий момент, вследствие чего оптимальное осевое давление вряд ли может быть одинаковым в породах различной крепости.

На практике величина осевого давления определяется конструкцией автоподатчика или устанавливается бурильщиком по личному опыту. В обоих случаях осевое давление может не соответствовать конкретным геолого-техническим условиям.

Из приведенного краткого обзора следует, что методика выбора оптимального осевого давления при бурении пневматическими перфораторами еще достаточно не разработана.

В результате этого и возникают отмеченные выше недостатки: неправильное определение категорий пород и малопродуктивная работа перфоратора.

Для устранения указанных недостатков представляется своевременным изучение всего комплекса вопросов, связанных с выбором осевого давления при перфораторном бурении шпуров.

На геологоразведочных работах¹ выбор осевого давления при пневматическом бурении затрудняется прежде всего отсутствием малогабаритных, небольшого веса автоподатчиков для бурения шпуров в горизонтальных выработках небольшого сечения. До настоящего времени перфораторное бурение на горноразведочных работах ведется обычно с руки или при помощи простейших колонок-поддержек, что снижает производительность бурильщика и затрудняет внедрение мокрого бурения в выработках малого сечения.

Для повышения производительности пневматических перфораторов за счет бурения с автоподачей при оптимальном технологическом режиме возникла необходимость в разработке конструкции автоподатчика с измеряемым и регулируемым осевым давлением.

Такой автоподатчик для наиболее распространенных на геологоразведочных работах марок бурильных молотков был сконструирован автором совместно с инженером Т. А. Сейлановым.

Автоподатчик—пневматический поршневой, с подвижным поршнем, укреплен на винтовой колонке. Цилиндр автоподатчика имеет длину 450 мм. Ход подачи благодаря телескопическому устройству штока поршня — 800 мм, т. е. примерно в 2 раза больше, чем длина цилиндра податчика. В том конце цилиндра автоподатчика, который обращен к бурильщику, имеется клапан, служащий для регулирования и измерения осево-

¹ Описанные ниже экспериментальные работы проводились в организациях геологической службы.

го давления. Требуемое давление воздуха в цилиндре автоподатчика устанавливается надлежащим сжатием пружины клапана при помощи нажимного винта.

Величину давления показывает стрелка, укрепленная к головке нажимного винта.

Вес колонки с автоподатчиком — 23,8 кг.

Впоследствии были сконструированы еще два автоподатчика с регулируемым и измеряемым осевым давлением:

1. Грузовой автоподатчик, в котором осевое давление создается подвешиванием груза; автоподатчик отличается повышенной точностью регулирования осевого давления (до 1—1,5 кг), предназначен для «опробования» буримости пород и для стендовых испытаний.

2. Поршневой автоподатчик с подвижным цилиндром, характеризующийся более быстрой установкой направляющих при меньшем весе и меньших габаритах, по сравнению с автоподатчиком с подвижным поршнем.

Отличительной особенностью всех этих автоподатчиков является не только их легкость, малые габариты и некоторые конструктивные отличия¹ от существующих автоподатчиков того же типа. Главная особенность автоподатчиков нашей конструкции заключается в том, что при помощи их для любых условий работ может устанавливаться оптимальное осевое давление на перфоратор. Для этого необходимо лишь определить время, потребное на чистое бурение 1 пог. м шпуров t_6 при различных величинах осевого давления и затем вести бурение при том давлении, которое обеспечивает наибольшую скорость бурения при данных условиях работ.

Продолжительность одного определения не превышает обычно часа, а связанные с ним потери времени составляют не более 10—15 минут, т. к. пробуриваемые при определении t_6 шпуры используются для производственных целей. Установленная величина осевого давления сохраняется постоянной до изменения геолого-технических факторов.

Автоподатчики были испытаны в производственных условиях в двух геологоразведочных партиях. Испытания показали хорошие эксплуатационные качества пневматических автоподатчиков обеих конструкций. Применение их в породах VIII—X категорий обеспечивало рост производительности бурильщика в пределах 25—38%. Испытания грузового автоподатчика установили целесообразность его применения при проведении различных стендовых исследований по вопросам буримости. После конструктивной доработки грузовой податчик может быть применен и для производственных нужд.

Исследования, проведенные при помощи автоподатчиков с регулируемым и измеряемым осевым давлением, показали, что оптимальная величина последнего при бурении в крепких породах значительно выше того нажатия на перфоратор, которое создается бурильщиком при бурении шпуров с поддержки и тем более при бурении с руки.

¹ Отличия заключаются: в устройстве штока поршня, в конструкции поворотного устройства, конструкции направляющих и салазок, способе укрепления перфоратора на салазках и др.

Это положение подтверждается результатами 17 комплексов испытаний, проведенных на стенде и непосредственно в штольнях. Испытания проводились при бурении шпуров в породах VIII—X категорий (=11÷18) при определенных значениях технических факторов.

Каждый комплекс испытаний состоял из бурения 7—8 шпуров по одной и той же породе при неизменном значении всех технических факторов, кроме осевого давления. Величина осевого давления, постоянная при бурении каждого отдельного шпура, изменялась с переходом от одного шпура к другому. Одновременно с этим фиксировалось время чистого бурения каждого шпура; та величина осевого давления, которой соответствовало минимальное время чистого бурения 1 пог. м шпура, условно принималась в качестве оптимальной.

Изменение t_6 при переходе от бурения с поддержки или с руки к бурению с автоподачей при оптимальном осевом давлении можно иллюстрировать показателями первых пяти комплексов испытаний. Испытания проводились при следующих условиях:

Породы—граниты IX категории.

Марка перфоратора—ОМ—506.

Давление сжатого воздуха у перфоратора—5 атм.

Буры—армированные пластинками ДБ—7 победита ВК—15.

Угол приострения буров—110°.

Направление шпуров—горизонтальное, от 0° до $\pm 5^\circ$.

Результаты испытаний характеризуются следующими цифрами:

осевое давление, кг 18—24—30—36—42—48—54,

время чистого бурения мин/м 30 21,3 17,1 14,9 14,2 12, 2 15, 5.

Согласно таблице IV ЕНВ чистое время на бурение 1 пог. метра шпура в породах IX категории при стандартных технических условиях составляет—20,4 мин. Вводя поправочные коэффициенты: на марку перфоратора—0,65 и на диаметр шпуров—1,33, получим для данных условий:

$$t_6 = 20,4 \cdot 0,65 \cdot 1,33 = 17,6 \text{ мин/м.}$$

Фактически при бурении без автоподачи с раздвижной поддержки затрачивалось от 15,4—18,8 мин., в среднем примерно 17 мин., что очень близко к расчетной величине. Сила ручного нажатия на перфоратор по приближенной оценке колебалась в пределах 24—32 кг. Эти цифры косвенно были подтверждены при бурении с автоподатчиком; как видно из приведенных выше цифр, затраты времени. $t_6 = 17,1$ мин/м были зафиксированы при осевом давлении в 30 кг.

При увеличении осевого давления до 45—50 кг время бурения 1 пог. м шпура снижается до 12,2 мин. или на 29%¹. Иными словами, скорость бурения при оптимальном осевом давлении увеличивается на 40% по сравнению со скоростью бурения с поддержки.

¹ Попутно следует отметить, что первые испытания не подтверждают пока рекомендаций И. Р. Ворошила в отношении оптимальной величины осевого давления на перфоратор.

Такое же примерно увеличение скорости бурения получено при проведении других комплексов испытаний, в частности, при бурении шпуров в тех же гранитах бурами, армированными пластинками ДБ—4, ДБ—5 и ДБ—1.

При бурении шпуров в порфиритах и гранодиоритах увеличение скорости бурения составило 29—40 %.

В приведенных примерах скорость бурения с автоподачей при оптимальном осевом давлении сравнивается со скоростью бурения горизонтальных шпуров с раздвижной поддержки или с руки при высоте точки заложения шпуров в пределах 1,0—1,4 м от подошвы выработки. При бурении шпуров на большей высоте от подошвы или с подъемом больше 15—20° скорость бурения с руки заметно снижается, тогда как при бурении с автоподачей она может сохраняться неизменной, на уровне оптимального своего значения. Для этого при бурении восстающих шпуров давление сжатого воздуха в цилиндре податчика увеличивается поворотом нажимного винта регулятора.

Из всего сказанного следует, что при бурении по крепким породам бурильным молотком марки ОМ—506 применение режимов с оптимальным осевым давлением обеспечивает весьма значительное увеличение скорости бурения. Для этого, однако, потребуется перейти к бурению с автоподачей, т. к. оптимальное давление намного превышает среднюю силу нажатия на перфоратор при бурении с руки или с поддержки.

Как показали наблюдения, увеличение времени на вспомогательные операции при бурении с автоподатчиком составляет всего 0,9—1,7 мин. на 1 пог. м шпура, тогда как чистое время бурения в крепких породах сокращается на 4—9,5 мин/м. Отсюда вытекает увеличение сменной производительности бурильщика на 25—38 %. Следует также отметить, что внедрение автоподатчиков на геологоразведочных работах наряду с облегчением труда рабочего и повышением его производительности создает благоприятные условия для мокрого бурения, затруднительного при бурении с руки.

Автоподатчики с регулируемым и измеряемым осевым давлением помогут не только в вопросах выбора и поддержания оптимального давления на перфоратор. Применение таких автоподатчиков позволит установить оптимальные значения и всех остальных технических факторов, влияющих на производительность бурильного молотка при различных условиях работ.

Теоретическая изученность степени влияния технических факторов (диаметр, форма, материал головки бура, давление сжатого воздуха и пр.) на скорость пневматического перфораторного бурения шпуров еще совершенно недостаточна.

В опубликованных теоретических и экспериментальных исследованиях по этим вопросам встречается немало противоречий.

Не исключается, что причина подобных противоречий кроется в различии осевых давлений, применявшихся при проведении экспериментальных работ. Применение автоподатчиков с измеряемым осевым

давлением дает возможность проводить исследования при совершенно идентичных условиях. Поэтому наряду с дальнейшими углубленными теоретическими исследованиями представляется своевременным проведение экспериментальных работ в целях установления всех параметров оптимальных технологических режимов бурения при различных условиях работ. Внедрение таких режимов обеспечит дальнейший рост производительности пневматического бурения шпуров.

В процессе проведения экспериментальных работ будет уточнено влияние отдельных технических факторов на скорость бурения шпуров. На этой основе могут быть проверены и скорректированы поправочные коэффициенты, применяемые при проектировании и в техническом нормировании в тех случаях, когда проектируемые или фактические условия работ отличаются от стандартных (нормализованных).

Рассмотренные выше мероприятия сводятся к:

а) уточнению перечня технических факторов, положенных в основу классификации горных пород по их буримости;

б) определению объективных и сравнимых с нормализованными показателей буримости горных пород;

в) разработке и внедрению оптимальных режимов пневматического перфораторного бурения шпуров;

г) улучшению проектирования и технического нормирования горно-разведочных работ.

Все эти мероприятия могут быть проведены в жизнь лишь при применении автоподатчиков с регулируемым и измеряемым осевым давлением. В связи с этим в настоящее время разрабатываются рабочие чертежи и техническая документация (техусловия и инструкция по эксплуатации) устройства для регулирования осевого давления для автоподатчиков к перфораторам, применяющимся при бурении шпуров в горизонтальных горноразведочных выработках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Суханов А. Ф.—Единая классификация горных пород. Геология и горное дело. Сборник научных трудов № 13, Металлургиздат. 1947.
 2. Павлов К. В.—Горные работы. Металлургиздат. 1952.
 3. Единые нормы выработки на геологоразведочные работы. Госгеолиздат, 1953.
 4. Бучнев В. К.—Буровзрывные работы. Углетехиздат, 1950.
 5. Бенуни А. Х.—Методы новаторов проходчиков Урала. Металлургиздат, 1951.
 6. Сидоренко А. К.—Автоматизация перфораторного бурения. Горный журнал, № 4, 1941.
 7. Тотров Г. В.—Горные машины, Металлургиздат. 1952.
 8. Справочник по горнорудному делу. Часть 1, раздел X. Л. Я. Тарасов—Бурение. Металлургиздат, 1952.
 9. Ворошилин И. Р.—Механизация горных работ. Металлургиздат, 1952.
-

М. С. Юзбашев

Высота этажа шахтного поля в свете аналитических решений

(Методическая работа)

Для преподавательского персонала горного факультета Ереванского политехнического института, давшего первый выпуск горных инженеров, текущий год оказался весьма поучительным.

Студенчество наше за истекшие пять лет значительно выросло. При решении принципиальных вопросов горной науки оно уже не удовлетворяется только «практическими данными», представляющими, в некоторых случаях, просто выход из «затруднительного» положения.

Студенчество ищет аналитического решения вопросов с применением точных наук и когда такое решение дает результаты, близко подходящие к данным многолетней практики, то ясно видна удовлетворенность их.

Аналитические методы расчета, пустившие глубокие корни в горную науку, требуют еще многих уточнений различных математических изложений и трактовок.

Особенно тяжелым бывает положение, когда студент по какому-либо вопросу имеет несколько аналитических решений. и тогда большим затруднением для него является дача предпочтения.

С этой точки зрения наиболее насыщенным математическим толкованием является раздел «вскрытие месторождений», т. е. задачи определения высоты этажа, места заложения основной вскрывающей выработки и т. д.

Общеизвестно, что правильное решение вопроса вскрытия месторождения является предпосылкой нормальной работы предприятия и что на выбор способа вскрытия влияет целый ряд факторов, как-то: топографический, геологический и гидрогеологический, горнотехнический, производительность шахты, высота этажа и др. Влияние этих факторов при различных условиях различно.

Нами поставлена задача осветить все вопросы, связанные со вскрытием, и начать это с определения высоты этажа.

* * *

Аналитическое решение вопроса определения высоты этажа представлено трудами многих советских ученых. Однако первым, системати-

чески изложившим аналитической курс горного искусства был проф. Б. И. Бокий, который второй раздел своего труда¹ посвятил делению шахтного поля на этажи, выемочные поля и выемочные участки.

Обозначив

через T —годовую производительность рудника в т,

P —производительность пласта в т на 1 кв. м,

L —величину годового подвигания забоев в м,

V —наклонную высоту этажа в м,

находится, что $T=L \cdot V \cdot p$ при однокрылой работе, а при двухкрылой $T=2L \cdot V \cdot p$, откуда

$$V = \frac{T}{L \cdot p} \quad \text{или} \quad (1)$$

$$V = \frac{T}{2L \cdot p} \quad (2)$$

Это простое изложение академик Л. Д. Шевяков в дальнейшем представил следующим равенством $2h \cdot L \cdot p \cdot c = A$ (при добыче с двух крыльев и одного этажа)

$$\text{или } h = \frac{A}{2L \cdot p \cdot c}, \quad \text{где} \quad (3)$$

L —среднее ежегодное подвигание по простираанию работ по добыче полезного ископаемого в пределах одного этажа в год (м);

p —производительность одного кв. м пласта (т);

c —коэффициент извлечения;

h —наклонная высота этажа (м);

A —ежегодная производительность шахты (т).

Затем, уточняя приведенное выше уравнение, Л. Д. Шевяков пополняет его и высоту этажа выражает уже следующей формулой

$$A = n_k \cdot n_{\text{э}} \cdot n_0 \cdot \Sigma p \cdot c \cdot L \cdot h$$

$$\text{или} \quad h = \frac{A}{n_k \cdot n_{\text{э}} \cdot n_0 \cdot \Sigma p \cdot c \cdot L}, \quad (4)$$

где n_k —число одновременно разрабатываемых крыльев шахтного поля;

$n_{\text{э}}$ —число одновременно разрабатываемых этажей;

n_0 —коэффициент одновременности разработки пластов;

Σp —суммарная производительность одного кв. м разрабатываемых пластов в свите.

Приведенные значения пояснений не требуют, за исключением коэффициента одновременности, установление которого является сложным.

Величина n_0 находится в прямой зависимости от длины крыльев шахтного поля и в обратной зависимости от количества пластов в свите и мощности их.

¹ Проф. Б. И. Бокий—Аналитический курс горного искусства, 1929.

Известно, что при разработке свиты пластов очистные работы ведутся с некоторым опережением между забоями верхнего и нижнего пластов (с целью избежать подработки вышележащего пласта). Если значение этого опережения l незначительно в сравнении с длиной крыла (L — расстояние от вскрывающей выработки до границы шахтного поля), то тогда значение n_0 практически равно единице, т. е. в одновременной разработке будут находиться почти все пласты. В противном случае значение коэффициента будет снижаться тем больше, чем больше отношение $\frac{l}{L}$, так как количество одновременно работающих пластов будет уменьшаться.

Численное значение n_0 можно определить, зная величины l , L и скорость ежегодного подвигания.

Кроме изложенных выше четырех формул, определяющих высоту этажа, имеются и другие, однако нет необходимости приводить их, так как они сходны с уже рассмотренными.

Последняя формула (4) академика Л. Д. Шевякова получила широкое признание в угольной промышленности, несмотря на то, что в ней не отражены некоторые факторы, влияющие на высоту этажа. Необходимо признать, что то математическое решение задачи горного искусства будет считаться наиболее точным и практически применимым, которое возможно полнее охватит факторы, влияющие на изучаемый предмет. Факторы эти нами не излагаются, так как их можно найти в любом руководстве по горному делу.

Имеющиеся противоречия (получение признания, несмотря на отсутствие некоторых факторов), повидимому, объясняется тем, что геометрическое, если можно так выразиться, решение, данное формулой (4), вполне соответствует характеру и структуре правильных пластовых месторождений, имеющих форму почти правильного геометрического тела.

Поэтому рекомендуется формулу академика Л. Д. Шевякова для определения высоты этажа применять исключительно к правильным пластовым месторождениям, в частности, к угольным. Сюда же надо отнести и формулы проф. Б. И. Бокия, Г. И. Гойхмана и др.

Значительно сложным является вопрос определения высоты этажа для рудных месторождений. Здесь велики численность и значение факторов, влияющих на высоту этажа, и отражение их в одной формуле на современном этапе развития горной науки представляется чрезвычайно затруднительным.

Поэтому проф. доктор Р. П. Каплунов [5] изложил решение этой задачи тремя способами:

- 1) по производительности шахты и продвижению очистных работ по простиранию;
- 2) по времени вскрытия и подготовки этажа;
- 3) по минимуму затрат на одну т. добычи.

Решая первым способом — по производительности шахты и продви-

жению очистных работ по простиранию, автор приходит к следующей формуле, применяемой в условиях пластовых месторождений

$$H_3 = \frac{p \cdot \sin \alpha \cdot (1 - \rho)}{n \cdot L \cdot m \cdot \gamma \cdot \eta} \text{ м}, \quad (5)$$

где p —годовая производительность шахты, т;

L —годовое продвижение очистных работ по простиранию в одном крыле, м;

n —число крыльев одного вырабатываемого этажа;

m —истинная мощность рудного тела;

γ —объемный вес руды;

η —коэффициент извлечения запасов;

ρ —коэффициент разубоживания.

Приведенное выражение (5) можно представить как равенство двух объемов

$$\frac{P(1-\rho)}{\gamma \cdot \eta} = \frac{H_3}{\sin \alpha} n L m \quad (6)$$

При этом предполагается, что разработка ведется на одном этаже и количество добычи, идущее с подготовительных работ, не выделяется из годовой производительности шахты.

Следует заметить, что в том случае, когда будем иметь несколько одновременно разрабатываемых этажей, было бы правильным величину P брать не по всей шахте, а для одного этажа или ввести в знаменатель равенства величину n_3 (число этажей). Это обстоятельство учтено в формуле (4) Л. Д. Шевякова.

В том случае, когда в равенство вводится величина n_3 , то необходимо уточнить и другие обозначения, как-то: под n понимать число одновременно разрабатываемых крыльев шахтного поля, и под L понимать среднее ежегодное продвижение по простиранию работ по добыче полезного ископаемого в пределах одного этажа в год (м).

Необходимо также отметить, что в тех случаях, когда удельное значение добычи с подготовительных работ будет ощутительной величиной, было бы правильным исключить ее из годовой производительности шахты (P).

Второй способ решения, предложенный проф. Р. Л. Каплуновым,—по времени вскрытия и подготовки этажа,—является наиболее интересным как с точки зрения теории, так и практики вопроса.

Способ этот, в свою очередь, предусматривает два случая и выражены они следующими формулами:

1. «Вскрытие этажа совмещается во времени с подготовкой вышележащего этажа, а его подготовка ведется с опережением по отношению к очистной выемке».

$$H_{3, \text{ мин}} \geq \frac{P \cdot W_n \cdot t_n (1 - \rho)}{S \cdot \gamma \cdot \eta} \text{ м}, \quad (7)$$

II. «Вскрытие и подготовка этажа ведутся с опережением по отношению к очистной выемке вышележащего этажа».

$$H_{э. мин} \geq \frac{P \cdot W_{в.п} \cdot t_{в.п} (1-\rho)}{S \cdot \gamma \cdot \eta} \text{ м} \quad (8)$$

Здесь $W_{п}$ и $W_{в.п}$ — коэффициент опережения.

$W_{п} = \frac{t^0}{t_{п}}$ при t_0 — времени очистной выемки и

$t_{п}$ — времени подготовки этажа.

$W_{в.п} = \frac{t_0}{t_{в.п}}$ при $t_{в.п}$ — времени вскрытия и подготовки этажа.

S — горизонтальная площадь месторождения.

Значения остальных выражений были приведены ранее и в пояснении не нуждаются.

Коэффициент опережения вскрытия и подготовки ($W_{в.п}$) автором рекомендуется принимать от 1,1 — 1,2 и от 2 — 2,5 при особо неблагоприятных условиях. Речь идет, безусловно, о горнотехнических условиях.

Вывод, к которому мы приходим при рассмотрении формулы (8), следующий: она является наиболее обоснованной и практически целесообразной, так как ею отражены некоторые факторы, влияющие на высоту этажа шахтного поля рудных месторождений.

Третий способ решения задачи — по минимуму затрат на одну тонну добычи — является экономическим решением и складывается из двух групп расходов.

«Первая группа — общая стоимость проведения вскрывающих квершлагов ($L_k \cdot K_k$), околоствольных выработок ($V \cdot K_0$) и выработка этажного горизонта — откаточных, грохочения, подсечных и др. ($L_{э.г} \cdot K_{э.г}$), удельное значение которой (на 1 т добычи) понижается с увеличением высоты этажа.

Вторая группа — стоимость подъема e и водоотлива b на 1 т. руды при высоте в 1 м и в некоторых случаях удорожание очистной выемки на 1 т руды при увеличении высоты этажа на 1 м (Δ) повышаются с увеличением высоты этажа»¹.

Исходя из приведенных затрат, автор приходит к следующей формуле, определяющей наивыгоднейшую высоту этажа:

$$H_{э. о} = \sqrt{\frac{(V \cdot K_0 + L_k \cdot K_k + L_{э.г} \cdot K_{э.г}) (1-\rho)}{0,5(e+b+\Delta) \cdot S \cdot \gamma \cdot \eta}} \text{ м.} \quad (9)$$

Суммируя все вышеизложенное, можно рекомендовать следующее решение.

¹ „Справочник по горнорудному делу“, 1952, т. 1, стр. 118.

Для аналитического решения вопроса высоты этажа шахтного поля рудных месторождений целесообразно пользоваться формулой (8), предложенной проф. докт. техн. наук Р. П. Каплуновым. Одновременно считаем также целесообразным произвести проверку результатов расчета по формуле (9), сопоставив оба результата с данными практически применяемых высот этажей при разработке рудных месторождений в СССР.

В заключение считаем не лишним остановиться на одной математической интерпретации формул, приведенных Г. М. Малаховым («Выпуск руды из обрушенных блоков», 1952, стр. 163) для определения характера процесса выпуска руды из обрушенных блоков при различных углах падения залежи.

«1) При углах падения $90-50^{\circ}$ и

$$\frac{H}{N} \leq \operatorname{tg} \alpha$$

2) То же при

$$\frac{H}{N} > \operatorname{tg} \alpha$$

3) При углах падения $50-0^{\circ}$ »¹.

Некоторыми авторами дипломных проектов была сделана попытка получить из первого неравенства высоту этажа следующим образом

$$H = N \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

Несомненно, что автор приведенного выше уравнения $\left(\frac{H}{N} \leq \operatorname{tg} \alpha\right)$, доктор технических наук Г. М. Малахов приведенными неравенствами устанавливал зависимость между величинами $\frac{H}{N}$ и α для определения характера процесса выпуска руды из обрушенных блоков при различных углах падения залежи и очевидно никогда не предполагал, что могут дать толкование $(H = N \cdot \operatorname{tg} \alpha)$, которое приводит к нелепости. Например, при углах падения $80, 85$ и 90° и одной и той же мощности (40 м) получаем следующие результаты:

$$H = 40 \cdot \operatorname{tg} 80^{\circ} = 40 \cdot 5,6 = 224 \text{ м,}$$

$$H = 40 \cdot \operatorname{tg} 85^{\circ} = 40 \cdot 11,5 = 460 \text{ м,}$$

$$H = 40 \cdot \operatorname{tg} 90^{\circ} = 40 \cdot \infty = \infty.$$

Комментарии, как говорят, не требуются.

Ясно, что приведенными выше неравенствами (Г. М. Малахова) пользоваться для определения высоты этажа ни в коем случае нельзя.

¹ Здесь под H понимается высота этажа, а под N —мощность залежи; α —угол падения залежи (М. Ю.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бокий Б. И.—Практический курс горного искусства, 1923.
 2. Бокий Б. И.—Аналитический курс горного искусства, 1929.
 3. Гойхман—Г. И.—Разбор систем разработки угольных месторождений Донецкого бассейна.
 4. Малахов Г. М.—Выпуск руды из обрушенных блоков, 1952.
 5. Справочник по горнорудному делу, 1952.
 6. Шевяков Л. Д., акад.—Разработка пластовых месторождений, 1938.
 7. Шевяков Л. Д., акад.—Основы теории проектирования угольных шахт, 1950.
-

СО Д Е Р Ж А Н И Е

1. А. Т. Асланян—О происхождении структурной складчатости	3
2. А. Т. Асланян—О глубине формирования интрузивных комплексов Армении	7
3. Э. Г. Малхасян—Основные петрогенетические особенности даралагез- ских интрузий Армянской ССР	13
4. Э. Г. Малхасян—Жильные породы Даралагеца	23
5. Б. С. Вартапетян—О возрасте известняков района с. Фиолетово в Армянской ССР	31
6. А. А. Адамян и Н. А. Саакян—К вопросу происхождения четвер- тичных туфов приереванского района	41
7. Э. Г. Малхасян—О кристаллических новообразованиях в вулканиче- ском туфовом стекле	47
8. А. К. Бабаджанян—О находке гранато-волластонитового скарна в Газ- минском интрузивном комплексе	51
9. А. Т. Асланян—Горообразование—закономерный процесс изменения ли- ка земли	55
10. А. Н. Бахчисарайцев—О влиянии величины проходки за рейс на производительность бурового станка	61
11. М. Г. Геокчакян—Методика определения эффективности разрушения горных пород взрывом	69
12. А. Н. Бахчисарайцев—К вопросу об осевом давлении при бурении шпуров пневматическими перфораторами	77
13. М. С. Юзбашев—Высота этажа шахтного поля в свете аналитических решений	87

Техн. редактор М. МИНАСЯН
Контрольн. корр. Р. МАЛЬЦЕВА

ВФ 10154. Заказ 212. Сдано в производство 17/II 1955 г. Подписано к печати 29/IV 1955 г. Бумага $70 \times 108 \frac{1}{16}$. Печ. л. 6+3 вкл. Уч.-изд. л. 6,25+3 вкл. Тираж 500 экз.
Цена 4 р. 75 к.

Типография Издательства Ереванского гос. университета им. В. М. Молотова,
Ереван, ул. Кирова, 12.

4 p. 15 к.

4 p. 75 к.

11349