ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դոլուխանովա

Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեթյան

Անդամներ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, *աշխարհագրական գիտ. դոկտոր* Ա. Բ. Բաղդասարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ* Ա. Հ. Գաբրիելյան, *տեխն. գիտ. դոկտոր* Բ. Կ. Կարապետյան, *երկր.-մին. գիտ. թեկնածու* Վ. Պ. Հասարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս* Հ. Գ. Մաղաքյան, *երկ.-մին. գիտ. թեկնածու* Գ. Մ. Վանցյան, *տեխն. գիտ. դոկտոր* Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, *երկր.-մին. գիտ. թեկնածու* Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Ադամալյան

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*
Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян*, докт. геогр. наук *А. Б. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян*, чл.-корр. АН АрмССР *А. А. Габриелян*, докт. тех. наук *Б. К. Карапетян*, канд. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян*, академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян*, докт. тех. наук *Г. И. Тер-Степанян*.

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Խմբագրության հասցեն է.
Երևան 19, Բարեկամության 24

Журнал выходит 6 раз в год

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 3—14, 1970

М. Л. ЛАЧИНЯН

О «КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРАХ» АЛАВЕРДСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР*

Роль «кварцевых порфиров» Малого Кавказа хорошо известна исследователям этой области не только потому, что они являются вместилищем многих полезных ископаемых; при изучении вулканогенного комплекса юры, толща «кварцевых порфиров» имеет громадное значение как опорный стратиграфический горизонт.

Известно, что многие исследователи М. Кавказа, при картировании того или иного района руководствовались именно этой особенностью кварцевых порфиров. Это и привело к возможности правильной стратификации отдельных разрезов мезозойского комплекса СВ склонов М. Кавказа.

Обращаясь к имеющимся картам М. Кавказа, мы видим, что начиная от Нагорного Карабаха на востоке до бассейна р. Агстев на западе, на протяжении около 200 км, из площади, занятой мезозойским комплексом пород, кварцевые порфиры занимают около 15%.

Касаясь возраста кварцевых порфиров, следует отметить, что К. Н. Паффенгольц, впервые выделивший их как опорный стратиграфический горизонт, сначала датировал его как среднюю юру, позже отнес к лейасу. Позднее Ш. А. Азизбеков установил их возраст как аален-нижний байос.

В настоящее время большинством исследователей (А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, Н. Р. Азарян и др.) возраст кварцевых порфиров считается верхнебайосским.

Вместе с этим, многочисленные исследователи совершенно правильно принимали их в основном как эффузивные образования. Мощность потоков этих излияний (их было видимо не менее 3-х) варьирует в разных пунктах от около 300 м (Кедабек) до 600 м (Ахтала), а местами доходит до 1000 м (средняя часть бассейна р. Тертер). Однако кислый состав лав, при иногда почти полнокристаллическом характере кварцевых порфиров, а также при частой приуроченности оруденения именно к ним, заставили отдельных геологов Кавказа [2, 7, 9, 12 и 13] считать некоторые разности их интрузивными или субинтрузивными или считать возможным наличие среди эффузивных кварцевых порфиров разностей интрузивного типа или субвулканических образований, генетически с коими связывали многие серно-медноколчеданные проявления Кавказа.

---

* Основные положения статьи М. Л. Лачиняна являются личной точкой зрения автора, оспариваемой многими исследователями. Ред.

Эта точка зрения, по нашему мнению, не состоятельна по следующим, рассматриваемым ниже, причинам.

Примеры приуроченности сульфидных проявлений и промышленных месторождений к вмещающим породам разных возрастов (выше и ниже кварцевых порфиров), располагающихся в СВ части М. Кавказа, многочисленны и здесь перечислять их нет необходимости. С другой стороны, в Ахтале, как и в Кедабеке и Чирагидзоре, а также и в других изученных районах, кварцевые порфиры залегают в виде мощной толщи перемежающихся кварцевых порфиров и их туфов.

Петрографическое изучение большого количества шлифов, изготовленных из образцов пород нашего сбора из толщи кварцевых порфиров Ахталы, позволило установить: а) полное отсутствие полнокристаллических разностей этих пород; б) преобладание в породах (в большинстве случаев) основной массы над вкрапленниками; в) наличие в толще кварцевых порфиров их туфов, залегающих в различных частях толщи и особенно увеличивающихся в нижней ее части. И, наконец, пробуренная в центральной части Ахтальского месторождения скв. № 47, под 600 м толщей кварцевых порфиров (с учетом ее размытой части) вскрыла толщу плагиоклазовых порфиритов неустановленной мощности.

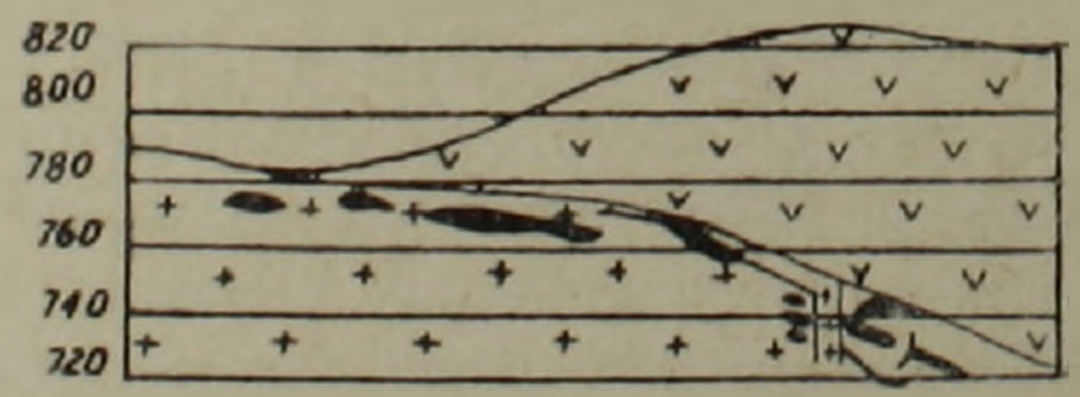
Приведенные данные петрографического изучения кварцевых порфиров указывают на то, что кварцевые порфиры Ахталы являются собственно эффузивными образованиями. Косвенным доказательством их эффузивного происхождения является также полное отсутствие контактовых изменений пород, контактирующих с кварцевыми порфирами, как в верхней, так и нижней их части.

Ниже мы рассмотрим доводы исследователей Алавердского района, утверждающих интрузивный характер кварцевых порфиров Ахталы.

Впервые для кварцевых порфиров Ахталы, такую точку зрения высказывает А. Т. Асланян [2], который приводит в этом случае следующее обоснование: а) извилистость контактов кварцево-порфировой толщи с покровными порфиритами и б) крутое (60—70°) падение указанного контакта.

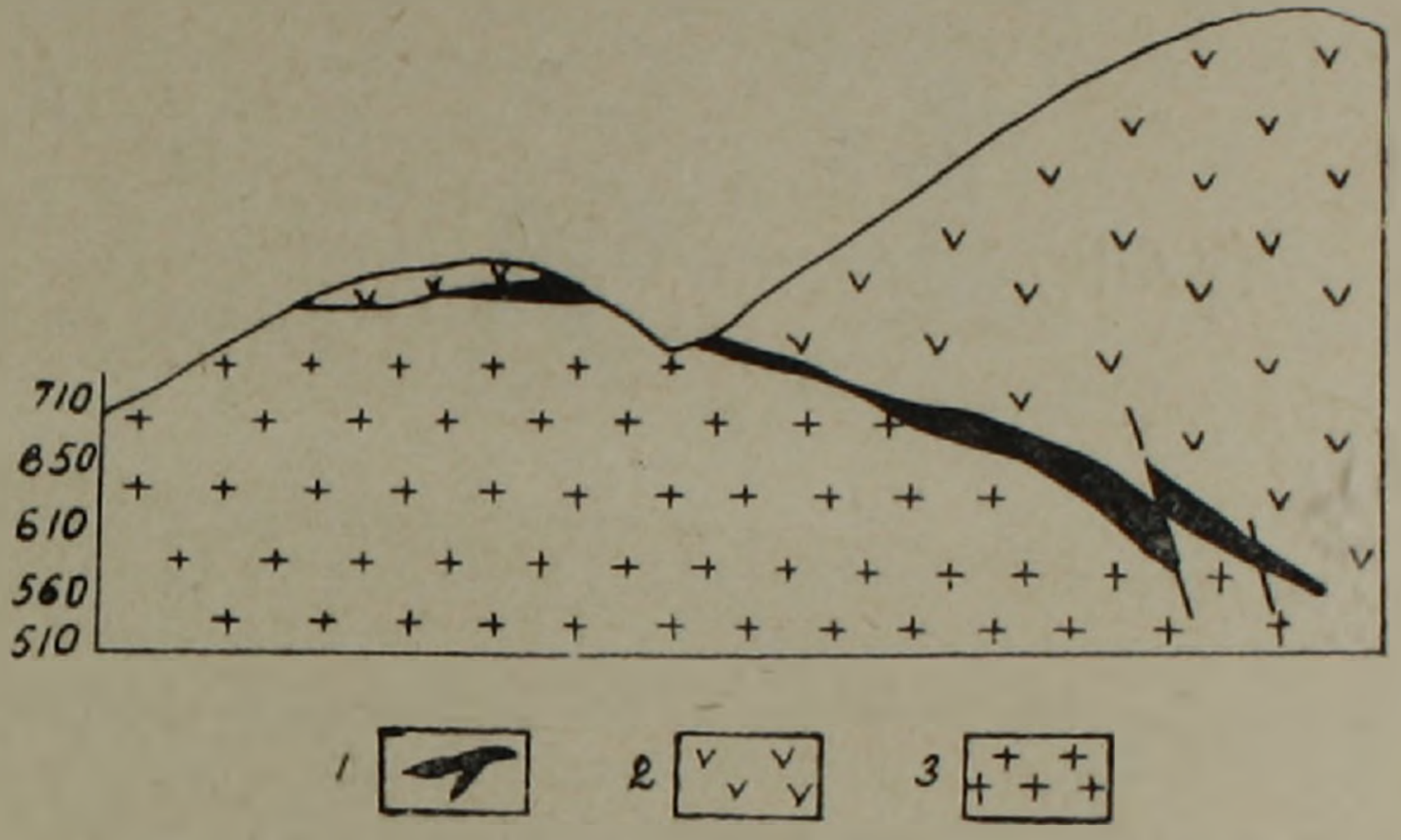
Обращаясь же к фактическим данным, мы видим:

1. Контакт кварцевых порфиров с породами прикрывающего их вулканогенного комплекса, всюду является извилистым. Сказанное хорошо видно из приводимых вертикальных разрезов Кедабека (фиг. 1), Ахта-

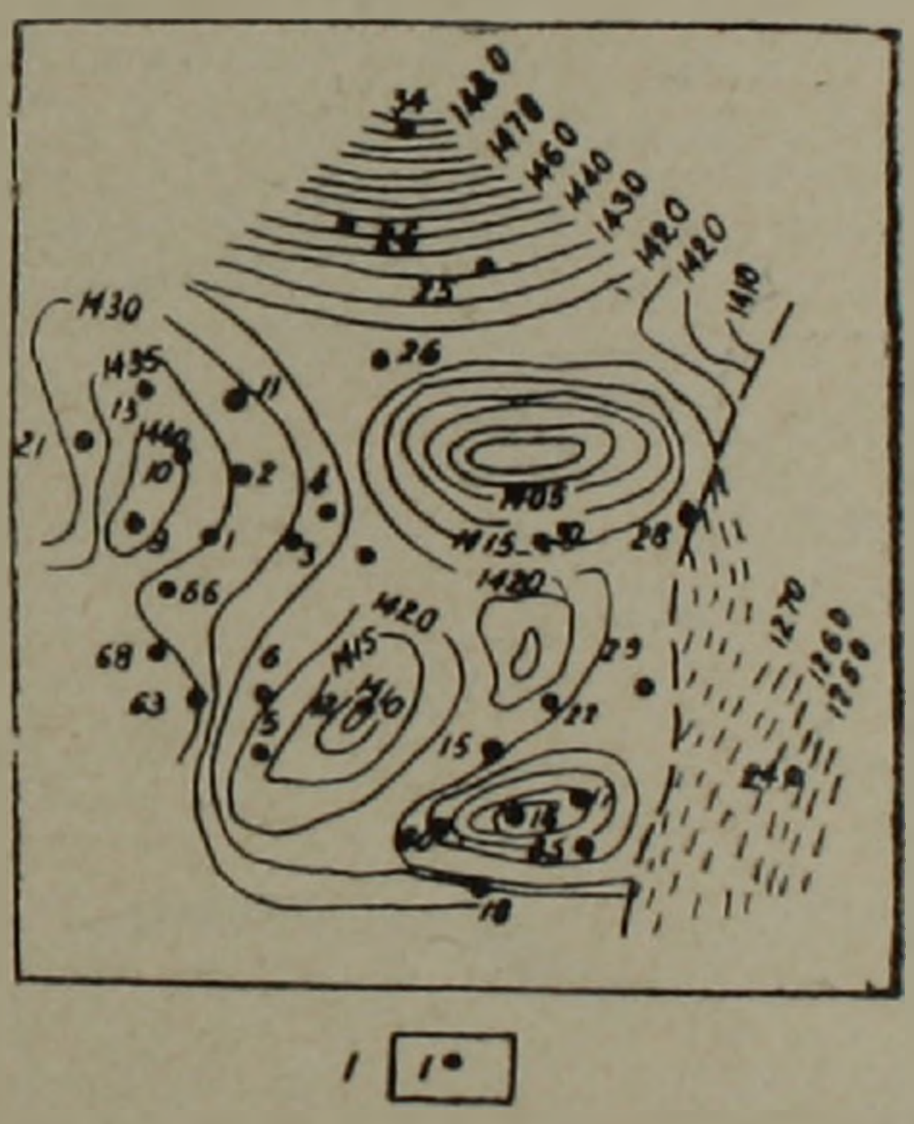


Фиг. 1. Кедабек. Разрез через Новый Карл Шток и Феодоровский шток (по Н. С. Успенскому).

лы (фиг. 2), а также структурной карты Тоганалинского месторождения (фиг. 3) и структурной карты Ахтальского месторождения (фиг. 4). Поэтому, если руководствоваться данным фактом, нужно все кварцевые порфиры СВ склонов М. Кавказа признать интрузивными, что отрицает даже А. Т. Асланян [2 стр. абз. 1] — сторонник интрузивного характера Ахтальских кварцевых порфиров. Извилистость контакта является ре-



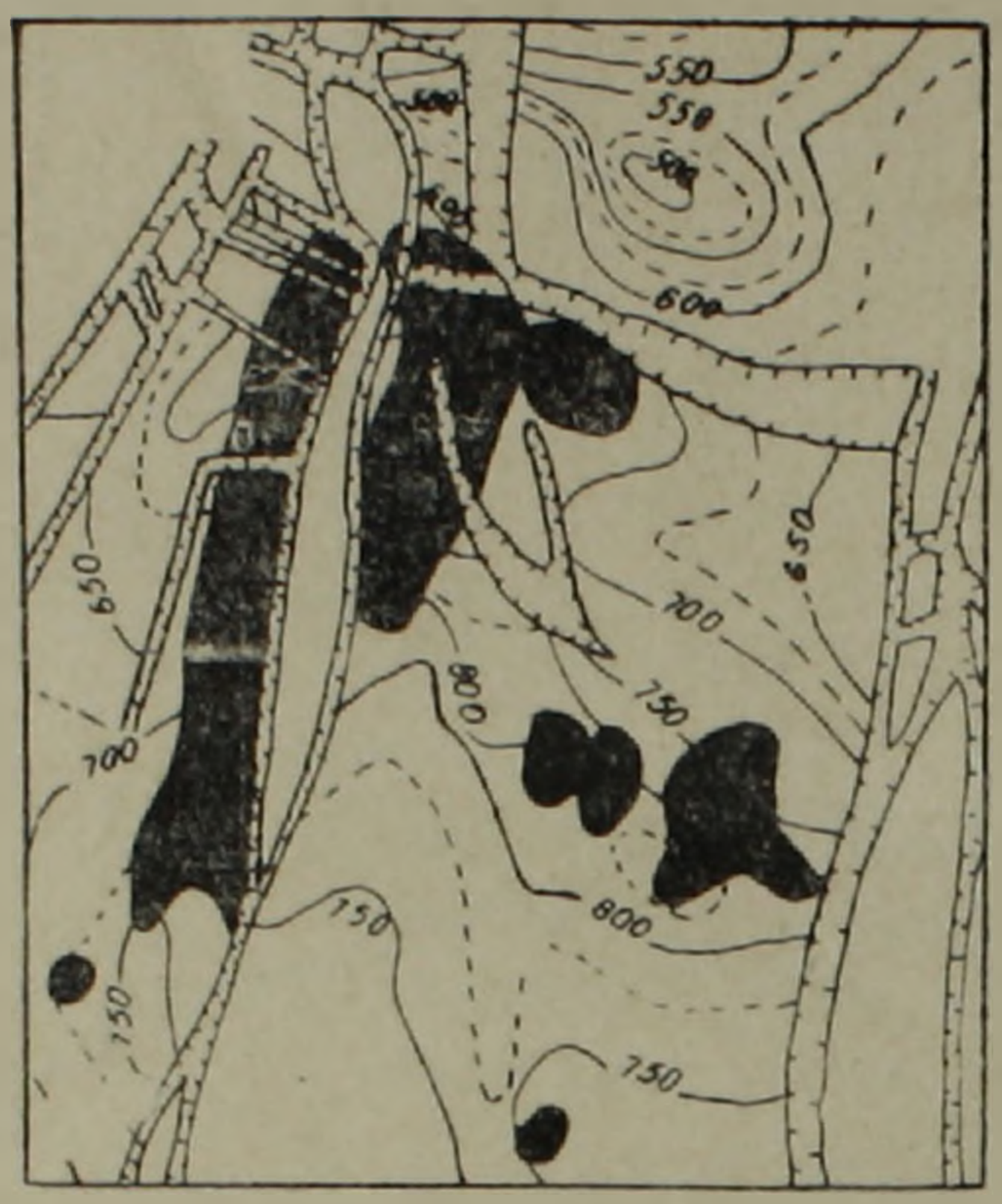
Фиг. 2. Ахтала. Разрез через линзы №№ 8, 9, 7. 11.



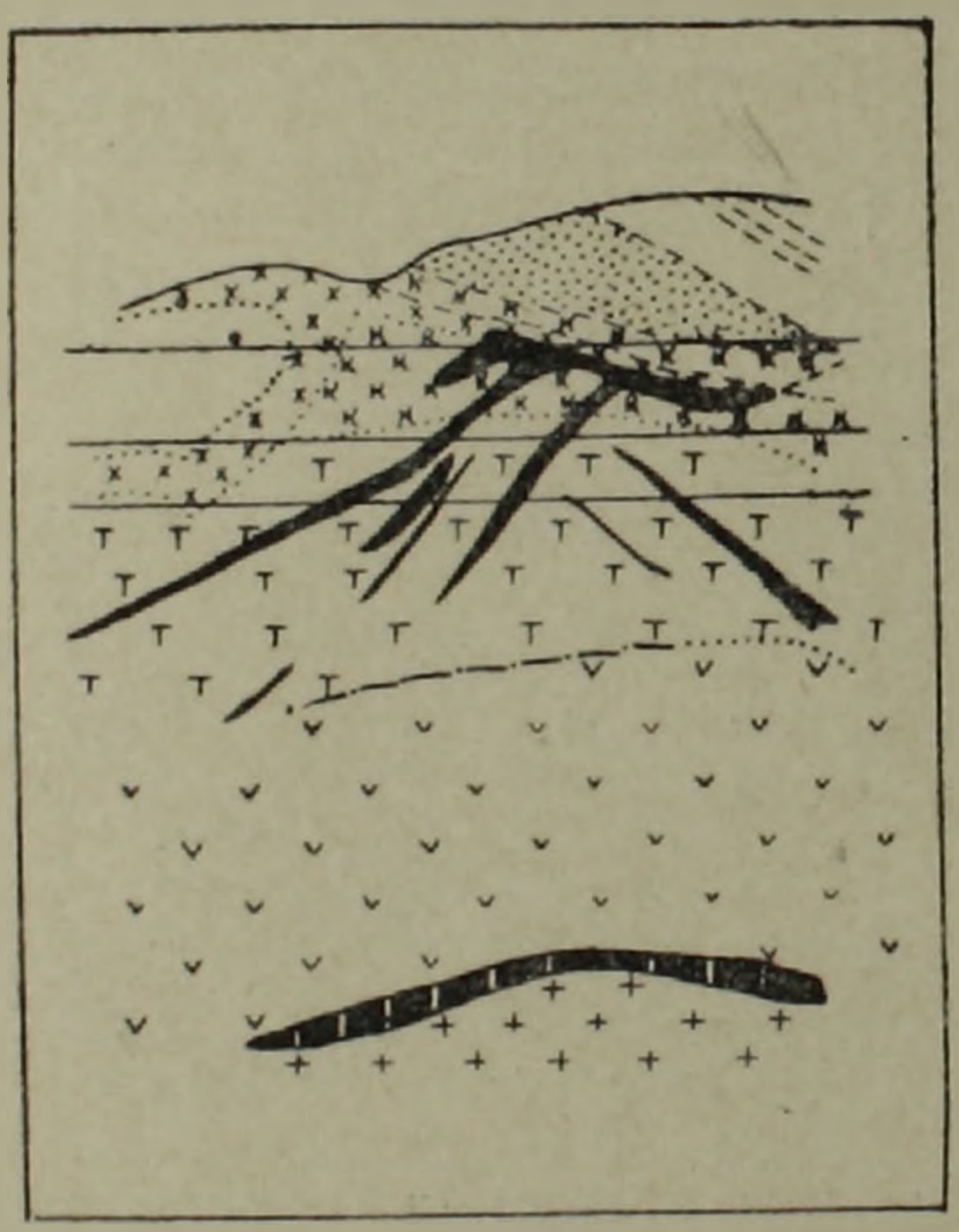
Фиг. 3. Структурная карта поверхности рудоносных кварцевых порфиров Тоганалинского месторождения.

зультатом перерыва и древнего палеорельефа между отложением кварцевых порфиров и пород покровной толщи, в результате которого местами встречается базальный конгломерат, состоящий из галек кварцевых порфиров размером от 1 до 20—30 см.

2. В районе штольни № 16 Ахталы действительно зафиксировано крутое падение плоскости контакта, но здесь же фиксируется крутое (45—50°) падение всей прикрывающей толщи. Выкручивание контакта объясняется также и явлениями дизъюнктивных процессов, здесь широко развитых. Возможно, что оно вызвано и выходами залегающей



Фиг. 4. Структурная карта кровли рудоносных кварцевых порфиров Ахтальского месторождения.



Фиг. 5. Шамлуг, Разрез через линзу № 6, рудоносные зоны №№ 1 и 2 и жилы 4, 5, 6 и 7.

Условные обозначения к рисункам: 1. Рудные тела вскрытые 2. Рудные тела ожидаемые 3. Альбитофиры 4. Песчаники 5. Кератофиры 6. Туфопорфириты 7. Порфириты 8. Кварцевые порфиры 9. Вскрытые границы толщ 10. Предполагаемые границы толщ 11. Пробуренные скважины.

здесь гранодиоритовой интрузии, один из куполов которой был встречен чуть западнее шт. № 16, в буровой скважине № 161 на глубине 327 м или же, наконец, это выкручивание вызвано, возможно, и наличием другого купола гранодиоритов, пока неизвестного нам в связи с неразведанностью участка. Поэтому, зафиксированным где-то крутым (60—70°) падением контакта кварцевых порфиров нельзя обосновывать интрузивный характер кварцевых порфиров.

Следующий сторонник интрузивного происхождения кварцевых порфиров Н. М. Чернышов (1957), вслед за А. Т. Асланяном отмечает, что условия залегания этих пород в совокупности с их петрографическим характером наводит на мысль, что Ахтальские кварцевые порфиры представляют собой вулканический аппарат, заполненный эффузивными и пирокластическими породами кварцпорфирового состава, претерпевшими в процессе их отложения значительное дробление, а впоследствии превращенными в кварц-серицитовые породы, и как бы в подтверждение этого, он указывает на присутствие в районе месторождения даек кварцевых порфиров.

Рассматривая приведенные данные необходимо отметить:

1. Описанные жильные кварцевые порфиры макроскопически никакого сходства с Ахтальскими не имеют. По петрографическим особенностям жильные кварцевые порфиры имеют полнокристаллическое зернистое микрогранитовое строение. В некоторых образцах пород структура более мелкозернистая и явно порфировая. Местами, в призальбандовых частях они становятся более мелкозернистыми, чего не наблюдается в образцах из кварцевых порфиров Ахталы.

2. Н. М. Чернышов (1957), утверждая интрузивный характер кварцево-порфировой толщи, недооценивает значение имеющихся в ней прослоев туфов кварцевых порфиров, рассматривая их как пирокластические аналоги кварцевых порфиров, претерпевших в процессе отложения значительное дробление и, следовательно, не называя, он все же считает их тектонитами.

Петрографическое изучение туфов кварцевых порфиров Ахталы, а также других районов М. Кавказа, выявляет у них кластическую и местами порфирокластическую, порфиробластическую и бластическую (от гомео- до гетеробластической) структуры. Туфы кварцевых порфиров Ахталы, также как и других восточных районов М. Кавказа, встречающиеся в кварцевопорфировой толще, не несут в себе следов рассланцевания и дробления, катаклаз зерен кварца и плагиоклаза не выражен, да и структура туфов является характерной для пород данного типа. В кварцевых порфирах Ахталы в большинстве случаев наблюдается стекловатый базис и нередкое развитие фельзитовой структуры. Что же касается встречающейся иногда микрогранитовой структуры основной массы кварцевых порфиров, то таковая при некоторых условиях может получиться и при обычных лавовых излияниях. При интрузивном образовании кварцевых порфиров вполне естественно было бы ожидать более или менее явно выраженный контактовый метасоматоз вмещающих

пород, чего нигде в районе Ахталы, а тем более в других частях М. Кавказа, где они широко развиты, не наблюдается.

Все это с нашей точки зрения отрицает интрузивный характер кварцевых порфиров Ахталы и говорит о полной их аналогии с кварцевыми порфирами эффузивных толщ северо-восточных склонов М. Кавказа.

Что же касается развитых здесь даек кварцевых порфиров, а также выделенных нами даек ортофиров, то надо полагать, что вероятнее всего они являются дериватами гранодиоритов, выходы которых зафиксированы на расстоянии 3,5 км от выходов толщи кварцевых порфиров и залегают на небольшой глубине под месторождением. Последнее было доказано бурением упомянутой выше разведочной скважины № 161.

Сторонником интрузивного происхождения кварцевых порфиров является и П. Ф. Сопко [13], занимавшийся на протяжении 17 лет изучением стратиграфии, литологии и тектоники Алавердского рудного района; расчленение юрских отложений он начинает с так называемых «нижних порфиритов» (по подразделению В. Г. Грушевого, [4, 5]), дебедачайской свиты (по подразделению М. П. Бархатовой) или толщи «плагиоклазовых порфиритов» по нашему подразделению.

Из работы П. Ф. Сопко [13, стр. 18 и 19] явствует, что эффузивные кварцевые порфиры, развитые в пределах Ахтальского рудного поля и являющиеся здесь рудовмещающими породами, им не изучались, но **«учитывая»** (кавычки и курсив мои, М. Л.) данные, приводимые А. Т. Асланяном и Н. М. Чернышовым, он находит, что «Ахтальские кварцевые порфиры скорее всего нужно считать **линзообразно** (курсив М. Л.) залегающими в толще среди вулканогенных пород средней юры» [13, стр. 19, абз. 1].

На стр. 52 этой же книги, касаясь литологического состава рудовмещающей толщи Ахталы, он пишет, что термин «кварцевые порфиры» не является правильным, так как предполагает присутствие в породах калиевого полевого шпата и преобладание окиси калия среди щелочей и, что кислые эффузивы Ахталы «не отвечают, как правило, этим требованиям и по химизму близки к кератофирам и кварцевым кератофирам...».

Исходя из таких позиций, П. Ф. Сопко нужно будет принять, что не только в Ахтале, но и в пределах всего Малого Кавказа, по сути дела, нет кварцевых порфиров, т. к. все они не отвечают этим требованиям. Вопреки приведенным выше утверждениям П. Ф. Сопко, в кварцевых порфирах Ахталы, также как и в кварцевых порфирах всей северо-восточной части Малого Кавказа калиевый полевой шпат, хотя и в незначительном количестве, но, как правило, присутствует всегда [1, 3, 8, 9 и др.]. Напомним, что установленное в кварцевых порфирах Ахталы резкое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом (ортоклазом) отвечает той характерной особенности, которая и была отмечена Ш. А. Азизбековым [1, стр. 38] еще в 1943 г. для кварцевых порфиров СВ части Малого Кавказа. Превалирующее по химическому составу содержание Na_2O над K_2O в Ахтальских кварцевых порфирах, также

соответствует указанной Ш. А. Азизбековым отличительной черте малокавказских кварцевых порфиров. Ошибочность утверждения П. Ф. Сопко о необходимости преобладания в кварцевых порфирах окиси калия среди щелочей явствует также и из рассмотрения многих химических анализов кварцевых порфиров, приведенных Э. А. Струве [14] и другими, показывающих, что в подавляющем числе химических анализов этих пород Na_2O почти всегда преобладает над K_2O. Химико-петрографические особенности эффузивных пород, называемых в Закавказье кварцевыми порфирами, привели Ш. А. Азизбекова [1] к тому выводу, что все они имеют отличие и сходство с нормальными кварцевыми порфирами по Розенбушу, Левинсон-Лессингу и Дели, что и заставило упомянутого автора кварцевые порфиры Малого Кавказа назвать кварцевыми плагиопорфирами. Это название кварцевых порфиров принято ныне всеми геологами, работающими в пределах СВ части Малого Кавказа и Кавказа вообще. Поэтому и нами еще в 1956 г. было отмечено, что кварцевые порфиры Ахталы, имеющие по химизму и минералогическому составу большое сходство с таковыми, развитыми в СВ части Малого Кавказа, более правильно также называть кварцевыми плагиопорфирами. Подобное наименование кварцевых порфиров не вызывает возражений и у П. Ф. Сопко уже в другой его работе [13, стр. 79, абз. 3], где он подчеркивает, что «...судя по их минералогическому и химическому составу, их лучше было бы назвать кварцевыми плагиопорфирами». Неизвестно, что заставило автора, позже, без получения дополнительных данных, искать для них новое название и в конечном счете, не найдя правильного, назвать их: «кислые эффузивы», «кварцевые порфиры», считая, что они «близки к кератофирам и кварцевым кератофирам» [13, стр. 38, 52 и др.].

Далее, касаясь этой толщи, тот же автор пишет: «Ахтальские кварцевые порфиры **развиты** (подчеркнуто мною. — М. Л.) на весьма ограниченной площади». П. Ф. Сопко здесь путает понятия — ограниченный выход с ограниченным развитием толщи.

Известно, что кроме упомянутых П. Ф. Сопко выходов кварцевых плагиопорфиров на самом месторождении площадью 0,4 км², выявленных еще до его работ, выходы их были констатированы работами Ахтальской ГРП также на левом берегу р. Дебед и в области южного склона Шахтахтского хребта, на расстоянии 1,5 км к югу от месторождения. В. Г. Грушевой [5] также указывает на наличие нескольких выходов кварцевых порфиров, расположенных на южном склоне того же хребта, между ж. д. станциями Алаверды и Ахтала.

О всех этих выходах П. Ф. Сопко, почему-то ничего не говорит, так же как и не говорит о скважинах, пробуренных на флангах Ахтальского месторождения, которые, пройдя покровные порфириты, вошли в толщу кварцевых плагиопорфиров.

Таким образом, еще сегодня можно говорить о том, что площадь развития кварцевых плагиопорфиров превышает 20 км², против указанной П. Ф. Сопко «весьма ограниченной площади развития».

П. Ф. Сопко далее указывает на то, что таковые **«не увязываются непосредственно** (курсив мой М. Л.) с кислыми вулканогенными породами нижнеюрского возраста в других частях Сомхето-Кировабадской зоны». Напомним автору, что отсутствие **непосредственной увязки** выходов какой-либо толщи с такими же, развитыми в других частях региона, никогда не служили основанием для отрицания идентичности этих пород.

Обосновывая якобы неправильную параллелизацию разрезов, данную К. Н. Паффенгольцем, тут же П. Ф. Сопко указывает: «Кроме того, в районе Ахталы мощность перекрывающего «кварцевые порфиры» комплекса вулканогенных пород среднего и основного состава не превышает 300—400 м, в то время как в других частях района эта мощность измеряется гораздо большими цифрами».

Укажем, что неправ П. Ф. Сопко и в этом вопросе, т. к. мощность юрских пород, перекрывающих толщу кварцевых плагиопорфиров, здесь более 1500 м.

Хотя автор и указывает, что «прослеживание и изучение толщ кислых вулканических пород является важнейшей и первоочередной задачей» [13, стр. 163, абз. 2] в то же время он их изучению не уделил должного внимания.

Поэтому, в главе VI книги П. Ф. Сопко, рассматривая основные предпосылки для поисков колчеданного оруденения в пределах Северной Армении и направление дальнейших работ, считает развитие толщи кварцевых плагиопорфиров ограниченным на небольшой площади Ахтальского рудного поля и отрицает их распространение в пределах всего Алавердского рудного района.

Третий сторонник интрузивного происхождения кварцевых плагиопорфиров К. А. Мкртчян [9] считает их гибридными образованиями, которые возникли путем инъецирования кварцевопорфировой магмы в туфоосадочную толщу.

Для обоснования их интрузивного характера он указывает в качестве существенного противоречия против их эффузивной природы на характерную для кварцевых плагиопорфиров столбчатую отдельность, якобы главным образом наблюдающуюся в интрузивных телах дайкового и силлового типов. Автор утверждает, что при допущении эффузивной природы кварцевых порфиров, подводные условия предполагаемого их излияния и покровный характер залегания должны были говорить против возможности образования столбчатой отдельности.

Здесь следует вспомнить, что в имеющейся геологической литературе и справочниках столбчатая форма отдельности объясняется как отдельность, возникающая особенно у эффузивных пород, как следствие сжатия при охлаждении.

Далее К. А. Мкртчян, на основании личных наблюдений, выполненных в СЗ части М. Кавказа, и литературных данных по СВ его части, приходит к выводу, что кварцевые плагиопорфиры являются субинтрузивными гипабиссальными залежами по возрасту более поздними, чем вмещающие породы и контактирующие с ними гранитоидные интрузии.

Морфологически он считает их пластовыми полилакколитами, образовавшимися путем смывания, сливания и подъярусного расположения множества мелких тел, так называемых «микролакколитов» или «микросиллов».

Однако, К. А. Мкртчян умалчивает о причинах отсутствия контактового и гидротермального воздействия «субинтрузивных гипабиссальных полилакколитов» на вмещающие породы, особенно на представленные известняками и песчаниками, а также и на переслаивающиеся с ними туфы кварцевых порфиров. Нельзя не напомнить, что всюду, где констатирован контакт интрузивов с выходами известняков, а также подстилающих или перекрывающих их туфогенных пород и порфиритов (Дашкесан, Кедабек, Памбак и др.) наблюдается образование роговиков и скарнов. Почему же автор не объясняет отсутствие таковых в известняках и известковистых песчаниках, развитых в контакте с «полилакколитами» кварцевых плагиопорфиров хотя бы в Ханларском и Шамхорском районах Азерб. ССР (район с.с. Чайкенд, Зурнабад, Нузгер), также как и отсутствие контактового воздействия, даже окварцования «силловыми» залежами 10—12 м пачек туфов и туфобрекчий кварцевых плагиопорфиров, расположенных в различных частях 500—600 м «силловой» толщи.

С другой же стороны, говоря о более молодом, по отношению к гранитоидным интрузиям, возрасте контактирующих с ними кварцевых плагиопорфиров, К. А. Мкртчян, почему-то оставляет без объяснения причины наблюдающихся ореолов сильно кварцитизированных пород — высоко- и среднетемпературных кварцитов, зафиксированных по периферии гранитоидных массивов, образованных, главным образом, за счет более молодых (по автору) кварцевых плагиопорфиров. Также оставлено без объяснений и появление в базальных конгломератах кровли кварцево-плагиопорфировой толщи гальки кварцевых плагиопорфиров. Все это говорит о несомненной несостоятельности доводов К. А. Мкртчяна, приведенных в защиту субинтрузивного гипабиссального происхождения кварцевых плагиопорфиров, рассматриваемых преобладающим числом исследователей, как собственно эффузивные образования.

Наконец коснемся работы С. А. Зограбяна [6], поддерживающего интрузивное происхождение кварцевых плагиопорфиров и приводящего в пользу этой точки зрения ряд доводов, основные из коих являются повторением доводов А. Т. Асланяна, Н. М. Чернышова и П. Ф. Сопко, нами детально рассмотренных выше. Новым в работе является упоминание того факта, что скважины, пробуренные на флангах месторождения, якобы не вскрыли кварцевых плагиопорфиров и, что в приконтактовых частях кварцевых плагиопорфиров встречаются ксенолиты порфирита.

Отметим, что нам не известна хотя бы одна еще скважина, доведенная до необнаженной по расчету мощности прикрывающей толщи, которая не вскрыла бы толщи кварцевых порфиров. В связи с этим, указанные авторы не находят необходимым нацелить геологов, зани-

мающихся изучением, поисками и разведкой рудных месторождений на вскрытие их на флангах Ахтальского рудного поля, а в пределах Шамлугского и Алавердского рудных полей, на вскрытие полного разреза дебедачайской свиты с целью изучения подстилающих их отложений и поисков в них колчеданных оруденений.

Нам кажется, что перспектива Ахтальского, а также Алавердского и Шамлугского месторождений была бы представлена совсем в другом аспекте, если бы П. Ф. Сопко и другие геологи правильно поняли природу Ахтальских кварцевых плагиопорфиров. В этом случае, они не ограничили бы перспективы этих двух месторождений только рудоносным горизонтом шахтахтской свиты, а указали бы и на более значительные возможности их недр. И в самом деле, учитывая колоссальную роль малокавказских среднеюрских кварцевых плагиопорфиров, с которыми связаны такие месторождения как Кедабек, Чирагидзор и Ахтала, трудно допустить, что эти же отложения в таких благоприятных для локализации оруденения структурах, как Шамлугская и Алавердская, в отношении рудоносности составили бы исключение.

Тот факт, что промышленное оруденение в Ахтале, Кедабеке и Чирагидзоре концентрировано только в толще кварцевых плагиопорфиров, а в Шамлуге и Алавердах имеет более значительный разнос (от дебедачайской свиты до песчаников, так называемой алавердской или, что то же, шахтахтской свиты) указывает на то, что в последних районах циркуляция рудоносных растворов была более интенсивной, чем в периферийных частях рудных полей, в частности для более удаленного от очага гидротермальных растворов — Ахтальского месторождения.

Следовательно, гидротермы, поднимаясь вверх, через кварцевые плагиопорфиры, подстилающие рудоносные горизонты Шамлуга и Алаверды, в первую очередь должны были разгрузиться от несомых ими металлов, в этой литологически благоприятной для рудообразования среде (здесь, конечно, подразумевается и наличие тех благоприятных геолого-структурных факторов, какими являются структуры Алаверды и Шамлуга). Когда же процесс метасоматоза начинает становиться затруднительным после прошедшей рудоконцентрации, эти гидротермы, а возможно и новые их порции, должны были устремиться вверх, где, найдя другую благоприятную среду, они вновь начинают отлагать следующие порции принесенных ими металлов. Как правило, следующей такой податливой для рудообразования средой была толща кератофиров и кошабердская свита (Шамлуг) и шахтахтская свита (Алаверды), т. е. кератофировая толща и свита «З» туфогенно-осадочных пород нашего подразделения.

Литологический состав пород дебедачайской свиты не смог способствовать проявлению процессов метасоматоза и поэтому здесь встречаются рудопроявления, преимущественно жильного характера, почему и рудоотложение здесь шло по готовым раскрытым трещинам—разломам.

Возможно, эти трещины для верхних горизонтов Шамлуга и Ала-

верды были рудопроводящими каналами, по которым гидротермы поднимались до вышележащих более податливых к гидрометасоматозу горизонтов, где в благоприятных структурных условиях и оставляли свой груз.

Схема рудораспределения в пределах Шамлугского рудного поля, хорошо иллюстрируется данными (рис. 5), полученными по линзе № 6 и ее апофизам — жиле № 5 и рудоносной зоне № 1.

Оруденение линзы № 6 приурочено к породам т. н. кератофировой толщи, подстилающимся породами дебедачайской свиты. Жила № 5 и рудоносная зона № 1, отделяющиеся от линзы № 6 в ее нижней части, проходят в породах дебедачайской свиты, где они горными выработками прослежены по падению на расстояние 200—400 м, что соответствует 180—200 м, нормальной мощности указанной свиты.

Принимая нормальную мощность дебедачайской свиты по разрезу Ахтальского рудного поля равной 500 м, следует полагать, что до кровли толщи кварцевых плагиопорфиров остается около 250—300 м. После указанной глубины жила № 5 по нашему мнению должна войти в толщу кварцевых плагиопорфиров и соединиться с штокообразной колчеданной залежью, наличие которой при благоприятных для рудообразования условиях, здесь у нас не вызывает сомнения.

Резюмируя все вышесказанное можно сформулировать следующие основные выводы:

1. Кварцевые плагиопорфиры по своим химико-петрографическим особенностям и по облику соответствуют эффузивным кварцевым плагиопорфирам, развитым в пределах всего СВ склона Малого Кавказа. Они, как известно, являются единым стратиграфическим опорным горизонтом и вместилищем многих месторождений Закавказья колчеданного типа (Чирагидзор, Кедабек, Ахтала и др.).

2. Кварцевые плагиопорфиры, обнажающиеся в пределах Ахтальского рудного поля на ограниченной площади (0,4 км^2), имеют широкое региональное развитие и увязываются с таковыми же, развитыми в пределах Иджеванского района и далее на востоке от него во многих пунктах СВ части М. Кавказа.

3. Кварцевые плагиопорфиры, подстилая толщи, вскрытые горными выработками Шамлугского и Алавердского м-ний, залегают на небольшой глубине и несут в себе основные запасы руд этих месторождений.

4. Приведенные нами материалы требуют организации и форсированного проведения структурно-поисковых и разведочных работ предпринятых в свое время Ахтальским рудником по профилю Ахтала—капитальная штольня Шамлуга, приостановленных в 1957 году.

Одновременно такие же работы необходимо развить на Шамлугском и Алавердском рудных полях, заложив, в первую очередь, поисковые скважины на нижние горизонты, на участках развития жильного типа оруденения в породах дебедачайской свиты.

Մ. Լ. ԼԱՉԻՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍԱՀ ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՇՐՋԱՆԻ «ԿՎԱՐՑԱՅԻՆ ՊՈՐՖԻՐՆԵՐԻ» ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Փոքր Կովկասում տարածված կվարցային պորֆիրները հանդիսանում են յուրային հասակի հրաբխածին կոմպլեքսի ստորաբաժանման հենակետային շերտագրական հորիզոն։ Նրանք անկասկած հանդիսանում են էֆուզիվ։ Ախթալայի հանքադաշտում մերկացող կվարցային պորֆիրներն անվիճելիորեն ինտրուզիվ կամ սուբինտրուզիվ առաջացումներ, սակայն մեր կարծիքով այդ տեսակետի փաստարկները հիմնավորված չեն։

Ամփոփելով մեր ուսումնասիրությունների արդյունքները պետք է նշել, որ՝ 1) Ալավերդու շրջանի կվարցային պորֆիրները համապատասխանում են Փոքր Կովկասի հյուսիս-արևելյան մասում տարածված նույնանման ապարներին. 1) Ախթալայի հանքադաշտում մերկացող կվարցային պորֆիրներն անվիճելիորեն ունեն ռեգիոնալ տարածում. 3) Շամլուղի և Ալավերդու հանքադաշտերում հանք պարունակող ապարների տակը տեղադրված կվարցային պորֆիրները պարունակում են հանքաքարերի հիմնական պաշարները. 4) անհրաժեշտ է Ախթալայի հանքադաշտում վերսկսել և արագացնել 1957 թ դադարեցրած ստրուկտուրա-որոնողական և հետախուզական աշխատանքները։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Азизбеков Ш. А.** Кварцевые порфиры северо-восточной части Малого Кавказа. Известия АзФАНа, № 8, 1943.
2. **Асланян А. Т.** Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
3. **Вартапетян Б. С.** Новые данные о кварцевых порфирах Ахтальского месторождения в Армянской ССР. Сб. Научных трудов Ерев. универ., том 75. вып. 4, 1961.
4. **Грушевой В. Г.** Алавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис) Тр. ГГРУ, 1930.
5. **Грушевой В. Г.** Медные месторождения Алавердского района Армянской ССР (Закавказье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 3, 1935.
6. **Зограбян С. А.** Об условиях залегания и возрасте кварцевых плагиопорфиров Ахтальского месторождения. Известия АН Армянской ССР, т. XVIII, № 6, 1965.
7. **Кашкай М. А.** О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. «Сов. геология», 1956.
8. **Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф.** и **Чернышев Н. М.** Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
9. **Мкртчян К. А.** Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. Бюллетень Московского общества испытателей природы. Т. I, XIII, 1962.
10. **Паффенгольц К. Н.** Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья р.р. Дебедачай и Акстафа-чай. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 352, 1934.
11. **Паффенгольц К. Н.** Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
12. **Соловкин А. Н.** О так называемых «кварцевых порфирах» Малого Кавказа Аз. ССР. ДАН СССР, т. X, № 8, 1948.
13. **Сопко П. Ф.** Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
14. **Струве Э. А.** Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород. Изд. АН, 1940.
15. **Успенский Н. С.** Кедабекский медный рудник бр. Сименс. Горн. журнал, 1910

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 15—24, 1970

Э. Х. ХАРАЗЯН

ЦЕНТРЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ В РАЙОНЕ КЕЧУТСКОГО ХРЕБТА (Армянская ССР)

Кечутский хребет (Джавахкский хребет или Мокрые горы) представляет собой меридионально-вытянутое сложное щитовидное сооружение, целиком сложенное новейшими (плиоцен-четвертичными) вулканическими породами. Вокруг хребта расположены обширные плато (Лорийское, Гукасянское, Ахалкалакское, Цалкинское и др.) и расходятся долины крупных рек (Дзорагет-Дебед, Ахурян, Машавера, Храми и др.), заполненные лавами.

В предыдущих наших работах (1966, 1968, 1969[1]) вулканиты названных районов были расчленены на отдельные петрографические и стратиграфические группы. Наиболее древними из них являются липариты-дациты и обсидианы с. Ениель. Затем, вверх по разрезу, идут покровные долеритовые базальты лавовых плато и ущелий рек, двупироксеновые андезито-базальты и андезиты, кварцсодержащие андезиты, роговообманковые андезито-дациты, гиалодациты и, наконец, темные андезито-базальты и андезиты. Весь этот комплекс пород (последние пять групп) слагает современное сооружение Кечутского хребта, а также некоторые прилегающие участки лавовых плато.

О генезисе вулканического комплекса Кечутского хребта исследователями были высказаны различные мнения.

Г. Абих (1902), анализируя пространственную приуроченность долеритовых базальтов бассейна р. Ахурян к одноименной долине, предполагал, что они имеют трещинное происхождение: трещина близмеридиональная и проходит по ущелью р. Ахурян. Породы Кечутского хребта, по названному автору, образовались в результате центральных извержений многочисленных вулканов, разбросанных на его водоразделе.

К. Н. Паффенгольц (1938, 1951) и А. Т. Асланян (1958) Кечутский хребет рассматривают как эрозионный останец олигоценовой (К. Н. Паффенгольц) или миоплиоценовой (А. Т. Асланян) вулканогенных толщ, распространенных по всему Малому Кавказу. Центры излияний этих продуктов сохранились лишь в виде некков и даек (А. Т. Асланян). Что касается покровных долеритовых базальтов лавовых плато и ущелий рек, прислоненных к склонам размытой вулканогенной толщи, то, по мнению указанных авторов, последние изливались из предполагаемых вулканов восточных подножий Кечутского хребта (группа вулканов между с.с. Ильмазлу и Совугбулаг, вулканы у с.с. Каракала, Благодарное и Куйбышево), а также бассейна верхнего течения р. Ахурян (Езнасар, Воскисар (Кызылтапа), Капутког, мааровое углубление к юго-за-

паду от оз. Арпи и несколько центров на южных и восточных окраинах Амасийского плато).

Н. И. Схиртладзе (1958, 1966), изучавший северное продолжение района на территории Грузинской ССР, выделяет в качестве центров извержений Кечутских лав несколько моногенных бескратерных щитовидных лавовых вулканов с очень широкими основаниями и сравнительно небольшими высотами. Этим исследователем указывается также несколько «псевдовулканических» массивов эрозионного или тектонического характера, раньше считавшихся вулканами. В их числе автор упоминает также массивы г.г. Андраник (Акчала) и Кечут (Легли), расположенные в описываемом районе.

По данным Е. М. Великовской (1953), породы Кечутского хребта имеют в общем вулканогенно-осадочное происхождение.

Детальными исследованиями, проведенными нами в 1964—1968 гг. в районах распространения новейших вулканических образований всей северо-западной части территории Армянской ССР, удалось установить исключительно наземное вулканическое происхождение пород Кечутского хребта и прилегающих районов, а также наметить определенные центры извержений этих образований (фиг. 2).

Существует несколько схем классификации новейших вулканических центров Малого Кавказа (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1928; К. Г. Ширинян, 1962; К. И. Карапетян, 1963; Н. И. Схиртладзе, 1966), но ни одна из них не может быть полностью приложена к кечутским вулканам.

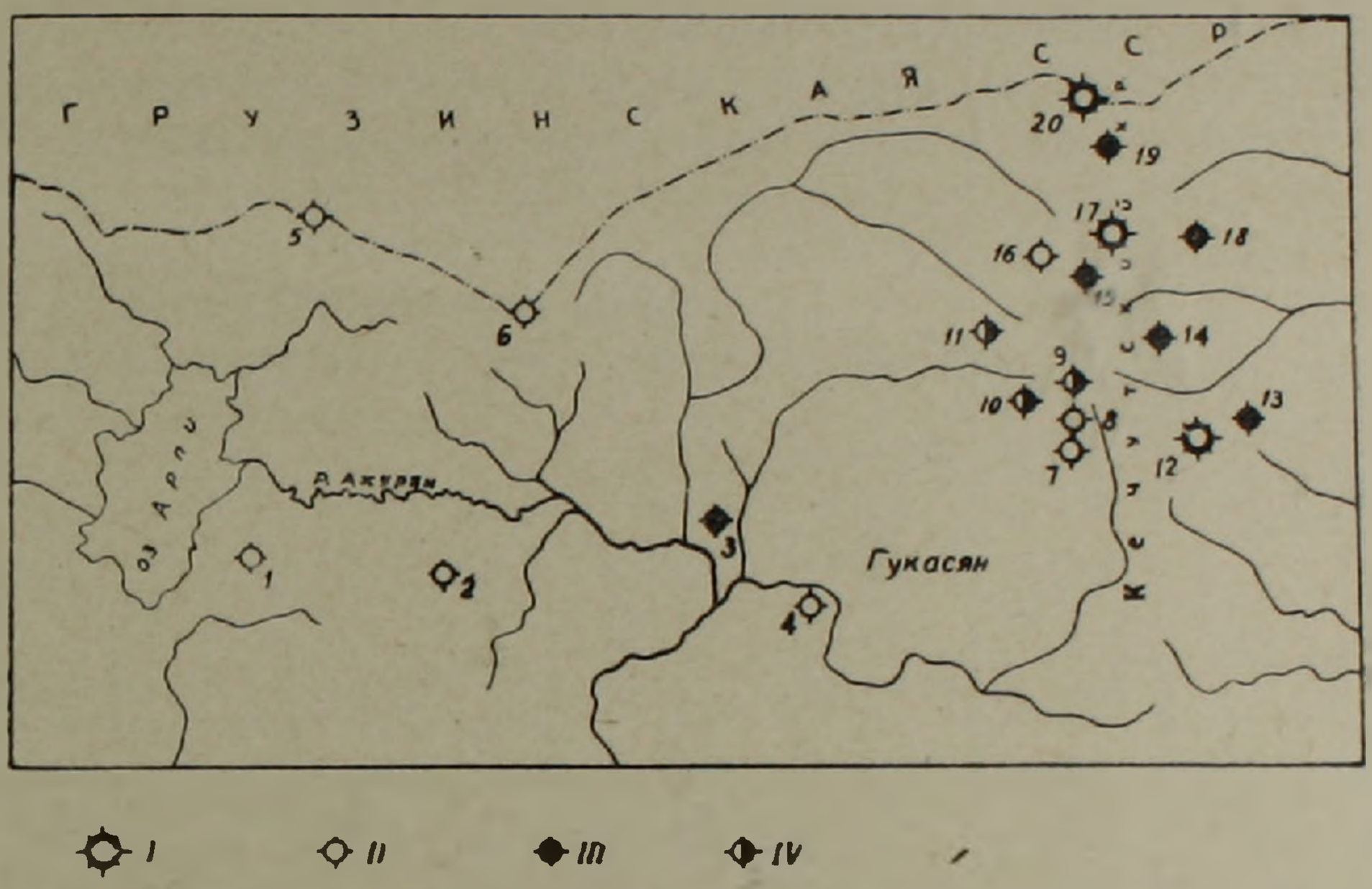
Нами предлагается новая схема (фиг. 1).

Фиг. 1. Схема классификации новейших вулканических центров Кечутского хребта.

Покровные долеритовые базальты, залегающие в основании вулканического комплекса, своим центром имели крупный меридионально-вытянутый сложный трещинный вулкан, ныне полностью погребенный под более кислыми образованиями современного сооружения Кечутского хребта. Многократно переливаясь через края трещин, базальтовые лавы, обладающие очень высокой подвижностью, заливали окружающее пространство, заполнив речные долины и нивелируя древний рельеф. Вниз по течениям рек долеритовые базальты, в виде узких (0,5—5 км) лентообразных потоков, прослеживаются иногда на расстоянии более чем 100 км (Дзорагетско-Дебедский, Храмский и др. потоки). Остальные, более кислые лавы, слагающие основное сооружение Кечутского

хребта, изливались преимущественно из центральных вулканов, существование которых предполагал еще Г. Абих; однако, не исключено также трещинное происхождение самых нижних—двупироксеновых андезито-базальтов.

Центральные вулканы возникли в разных частях уже частично закупоренного трещинного вулкана, излившего долеритовые базальты. Расположение вулканов, в общем, близмеридиональное, несколько осложненное боковыми центрами на склонах хребта. Почти одновременно возникало несколько центральных вулканов в ослабленных зонах краев Верхнеахурянской грабен-котловины — Езнасар, Ерицлер (Ортулудаг), Капутког, Воскисар, Сепасар (Шиштапа), Димац (табл. I). Наряду с эффузивной и эксплозивной деятельностью, в конце нижне-среднеплейстоценового вулканического этапа (Э. Х. Харазян, 1969[2]), в северном борту Верхнеахурянской котловины, в Кечутском хребте и на его восточных подножьях (между сс. Ильмазлу и Совугбулаг) имели место типичные экструзивные внедрения черных гиалодацитов.



Фиг. 2. Схематическая карта расположения новейших вулканических центров северо-западной части Армянской ССР. I. Полигенные вулканы; II. Моногенные шлаковые конусы; III. Моногенные лавовые вулканы; IV. Моногенные смешанные шлаково-лавовые вулканы; 1. Капутког (Кябир-тапа); 2. Воскисар (Кызыл-тапа); 3. Сепасар (Шиштапа); 4*. Димац; 5. Ерицлер (Ортулу-даг); 7. Езнасар (Окюздаг); 7*. Левонасар; 8*. Овсепасар; 9*. Л. Спендиарова; 10*. Севкатар (Кара-даг); 11* Цахкасар (Нур-ахмет): 12*. Ампасар; 13*. Карахач; 14*. Гайлакар; 15*. Овасар; 16*. Парах; 17*. Егнасар; 18*. Лорусар; 19*. Андраник (Ак-чала); 20*. Кечут (Легли).

* Вулканические центры, обнаруженные автором.

Моногенные вулканы образуются в результате одного единственного, неповторяющегося извержения. По характеру постройки, моноген-

Таблица 1

Основные характеристики центров извержений

Название вулкана	Высшая отметка вершины в м	Диаметр основания в м	Относит. высота в м	Состав изверженных продуктов
Капутког*	2210,3	2500	170	Кварцсодержащие андезиты
Воскисар	2168,2	1000	90	Тот же
Сепасар	2083,3	700	85	Двупироксеновые андезито-базальты
Димац	2010,0	100—200	10—12	Двупироксеновые андезиты
Ерицлер**	2447,4	2000	65—80	Кварцсодержащие андезиты, темные андезито-базальты
Езнасар	2443,3	1500	110—200	Кварцсодержащие андезиты
Левонасар	2911,5	500	30—90	Темные андезито-базальты и андезиты
Овсепасар	2905,0	300—500	25	Тот же
Л. Спендиарова	2975,0	900	25—80	Тот же
Севкатар	2943,9	900	70—140	Тот же
Цахкасар	2777,6	1100	70—125	Тот же
Ампасар	3042,7	700—1500	140	Роговообманковые андезито-дациты, темные андезито-базальты
Карахач	3034,4	2000	170	Роговообманковые андезито-дациты
Гайлакар	3123,2	1500	120	Тот же
Овасар	3068,8	400—600	60—80	Тот же
Павах	2850,0	р у и н ы		Темные андезиты
Егнасар	3138,2	1000	140	Двупироксеновые андезиты, темные андезито-базальты и андезиты
Лорусар	3070,7	700	70	Роговообманковые андезито-дациты
Андраник	3198,2	500—1000	150	Тот же
Кечут	3157,4	2000	160	Роговообманковые андезито-дациты, темные андезито-балальты и андезиты

* Имеет кратер, приоткрытый на северо-восток: диаметр — 550 м., глубина — 50 м.

** Имеет кратер, приоткрытый на север и на юг: диаметр — 600 м., глубина — 15—60 м.

ные вулканы изученного района расчленяются на: а) шлаковые конусы, б) лавовые вулканы, в) смешанные шлаково-лавовые вулканы и г) экструзивные купола.

а) Шлаковые конусы

Из 17-и моногенных вулканов района 8 представлены шлаковыми конусами. Пять из них—Капутког, Воскисар, Ерицлер, Езнасар и Димац принадлежат к нижне-среднеплейстоценовому этапу вулканизма и являются центрами извержений кварцсодержащих андезитов (первые четыре вулканы) и двупироксеновых андезито-базальтов (Димац).

Остальные три шлаковые конуса — Левонасар, Овсепасар и Парах извергали темные андезито-базальты и андезиты.

Вулканические постройки сложены шлаками, лапилли, песками, пеплами, бомбами, различными эксплозивными обломками, реже небольшими кусками лавы. Обломочный материал в основном довольно сильно окислен, особенно в привершинных и прижерловых частях. Исключение составляет Капутког, продукты которого совершенно свежие. В большинстве случаев насыпной материал имеет рыхлое сложение, но на вершинах Левонасара, Овсепасара и восточного полуконуса Ерицлера наблюдаются некоторые участки спекания шлакового материала (агглютинатизации) или цементирования его небольшими порциями лавы (с образованием лавобрекчий). На вулкане Парах наблюдается свободное залегание обломочного материала.

Все вулканы, кроме сильно разрушенного Параха, имеют конические формы, с усеченными (Капутког, Воскисар, Ерицлер) или слабо выпуклыми вершинами в зависимости от количества плотного спекшегося материала.

Размеры шлаковых конусов колеблются по диаметру основания от 150 (Димац) до 2500 м (Капутког), а по высоте от 10—12 (Димац) до 200 м (Ерицлер). Кратерами обладают только Капутког и Ерицлер. В обоих случаях кратеры имеют воронкообразные формы. Кратер Капуткога имеет диаметр бровки (d) 550 м и глубину (h) 50 м, а Ерицлера— d=600 м, h=15—60 м. Кратеры у них приоткрыты, соответственно, на северо-восток, на север и юг. Это обусловлено наклонными взрывами, в результате которых в соответствующих направлениях наблюдаются мощные шлейфообразные накопления лапилли, песков и пеплов.

На слабо выпуклой вершине Езнасара отчетливо наблюдаются края двух древних кратеров, полностью заполненных рыхлыми продуктами последнего извержения. Кратеры концентрические, диаметром 60- и 120 м.

Образованию шлаковых построек вулканов в большинстве случаев (за исключением Капуткога, Параха и Димаца) предшествовали мощные лавовые излияния того же состава. Эти лавы образуют плащеобразные покровы площадью от 1—3 (Овсепасар, Левонасар) до 47 кв. км (Воскисар). Мощность покровов меняется от нескольких десятков до 150 м.

Более позднее, чем образование шлаковой постройки, излияние лавы отмечается только у вулкана Ерицлер, в виде потока темносерых андезито-базальтов, на дне южной части кратера.

б) Лавовые вулканы

Вулканами этого типа являются Сепасар, Карахач, Гайлакар, Овасар, Лорусар и Андраник. Общее количество извергнутого ими материала составляет почти 1/4 часть всех новейших вулканитов района. Все вулканы принадлежат к нижне-среднеплейстоценовому этапу вулканиз-

ма. Из них Сепасар был центром излияния двупироксеновых андезито-базальтов, а остальные — роговообманковых анлезито-дацитов.

Лавовые вулканы представлены куполовидными аппаратами, поверхности которых почти полностью покрыты чингилами. Склоны пологие (15—20°) и плавно переходят в поверхности своих же потоков; в этих условиях становится очень трудным определение действительных размеров и границ вулканических сооружений. Крутизна некоторых из склонов (у Карахача и Андраника) достигает 50° вследствие ледниковой экзарации. Вулканические аппараты бескратерные, иногда с заостренными вершинами. Условные размеры колеблются в пределах по диаметру основания 500 (Овасар)—2000 м (Карахач) и по высоте 70 (Овасар, Лорусар)—170 м (Карахач). Характерными признаками вершинных областей лавовых вулканов является горизонтальная или слабо наклоненная (5—10°) по склонам плитчатая (и тонкоплитчатая) отдельность. Толщина плит меняется в пределах 3—20 см. На вершинах вулканов Андраник и Овасар наблюдается также обратное падение плитчатости—в сторону вулканов, вплоть до вертикального положения.

Наряду с эффузивным материалом, на вершинах вулканов Сепасар и Андраник встречается также некоторое количество эксплозивных обломков в виде слабоокисленных шлаков и плотных лавовых бомб.

Деятельность лавовых вулканов носила относительно спокойный характер, с редкими и слабыми эксплозиями. В конце эффузивной деятельности у некоторых вулканов имели место выжимки лав.

в) Смешанные шлаково-лавовые вулканы

В этот тип мы объединяем вулканы Л. Спендиарова, Севкатар и Цахкасар. Являясь одним из центров наиболее молодых—темных андезито-базальтов и андезитов вершинной зоны Кечутского хребта, эти вулканы принадлежат к позднеплейстоценовому этапу вулканизма.

Сооружения вулканов имеют конусовидные формы, с чингилистыми, довольно крутыми (25—30°) склонами и острыми каменистыми вершинами. Все вулканы бескратерные и обнаженность их неудовлетворительная.

В строении вулканических построек принимают участие как лавы, так и рыхлый материал. Количественное их соотношение разное: коэффициент эксплозивности изменяется в пределах 30—50%. В распределении того или иного материала, в том или ином участке вулкана, никакой закономерности не наблюдается. Лавы изливались и из-под оснований построек, и из вершинных частей конусов и, возможно, со склонов. Шлаковыми, различными бомбовыми и лапиллиевыми выбросами покрыты все склоны, а также отдельные участки вершинных зон вулканов. Местами на вершинах наблюдаются небольшие карнизы плотно сваренных шлаков, жерловых брекчий и лавобрекчий. Обломочный материал почти полностью окислен.

Тип извержений смешанных шлаково-лавовых вулканов стромбо-

ианский: лавовые излияния проходили более бурно, перемежаясь частыми эксплозивными импульсами.

г) Экструзивные купола

В этот тип моногенных вулканов выделены фактически все выходы гиалодацитовых экструзий и выход липарито-дацитов и обсидианов.

Купола липарито-дацитов и обсидианов очень сильно эродированы и ныне сохранились лишь корни прежней вулканической постройки (в виде невысоких вертикальных утесов сильно флюидальных липарито-дацитов) и небольшие останцы древних агломератовых потоков.

Гиалодацитовые купола, особенно массивы относительно небольших размеров, в большинстве случаев сохранены хорошо. Примером может служить сооружение западноениельского выхода.

Характерной особенностью строения гиалодацитовых куполовидных вулканов является закономерное изменение текстурных особенностей пород на разных частях сооружения. В центральной части купола порода черного цвета, очень плотная, с раковистым изломом. К внешней стороне экструзии она постепенно становится более светлой — темносерой, а отдельности мелкобрекчиевыми, с характерной «шагреновой» выветрелой поверхностью. На краях гиалодацитовых массивов породы уже светлосерые-темносерые с тонкоплитчатой отдельностью. Плитчатость имеет периклинальное падение согласно наружной поверхности экструзива, толщина плит от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров.

Наиболее крупные гиалодацитовые массивы, расположенные в основном в пределах Кечутского хребта, разрушены очень интенсивно. В настоящее время от прежних их куполов остались лишь многочисленные невысокие (до 5—6 м) скалистые выходы массивных разностей (на центральных частях массивов) и сплошные чингилевые поля массивных и плитчатых гиалодацитов, со всех сторон окружающие эти коренные выходы.

Полигенные вулканы — это по существу слоистые или стратовулканы (по классическому определению Г. Штюбеля), образовавшиеся в результате наслаивания друг на друга продуктов многочисленных извержений.

Из всех вулканических центров района в группу полигенных входят только три. Это — Кечут, Егнасар и Ампасар. Полигенные вулканы образуют самые высокие вершины Кечутского хребта. Кроме того, они имеют наибольшие относительные высоты (140--160 м). Превышения же над донъями каров и трогов, разъедавших их склоны, достигают 650 м. Все вулканы бескратерные и имеют отчетливо выраженное двухярусное строение.

Нижний ярус состоит исключительно из лавовых пород — роговообманковых андезито-дацитов (Кечут, Ампасар) и двупироксеновых ан-

дезитов (Егнасар), принадлежащих к нижне-среднеплейстоценовому вулканическому этапу. Предполагается, что двупироксеновыми лавами также сложены основания лавовых ярусов Кечута и Ампасара. Эти породы повсеместно обнажаются из-под роговообманковых андезито-дацитов на небольших расстояниях от вулканических центров. Лавовые основания полигенных вулканов по своей форме и характеру слагающих продуктов очень похожи на сооружения описанных моногенных лавовых вулканов вершинной зоны хребта.

Верхний ярус полигенных вулканов сложен отдельными шлаковыми или смешанными шлаково-лавовыми конусами темных андезито-базальтов и андезитов верхнеплейстоценового вулканического этапа. Образования второго яруса наибольшее развитие имеют на вулкане Кечут, где составляют почти $^1/_4$ часть современного сооружения. Представлены они тремя небольшими конусами, расположенными на вершине лавовой постройки нижнего яруса и на ее юго-западном и юго-восточном склонах. Размеры этих конусов находятся в пределах 150—500 м по диаметру основания и 15—120 м по высоте. Юго-западный и вершинный конусы шлаково-лавовые (коэффициент эксплозивности равен около 55—60%), а юго-восточный имеет исключительно шлаковое сложение.

На Егнасаре верхний ярус представлен одним небольшим шлаково-лавовым конусом, расположенном на юго-восточном склоне горы, и тремя маломощными (до 5 м) дайками андезито-базальтов и андезитов. Дайки обнажаются на восточном привершинном склоне вулкана.

От верхнего яруса Ампасара сохранился лишь небольшой эрозионный останец прежнего вулканического центра. Останец сложен многократно чередующимися маломощными лавовыми потоками и шлаковыми прослоями того же состава.

Во время активной жизни полигенных вулканов, при образовании двух различных ярусов их сооружений, соответственно изменялся и характер вулканических извержений. Сначала преобладали спокойные лавовые излияния из центральных кратеров, с незначительными слабыми импульсами эксплозий, а затем более бурные, стромболианские извержения преимущественно из боковых частей прежних лавовых построек.

В течение длительного времени деятельности—от верхнего плиоцена до позднего плейстоцена включительно — размеры кечутских вулканов, расположенных на небольших расстояниях друг от друга, сильно увеличились, вследствие чего вулканические постройки срослись в одно целое и образовали современный Кечутский хребет, являющийся наиболее характерным примером типичных вулканических хребтов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21.11.1969.

Է. Խ. ԽԱՐԱԶՅԱՆ

ԿԵՉՈՒՏԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՇՐՋԱՆԻ ԱՐՏԱՎԻԺՄԱՆ ԿԵՆՏՐՈՆՆԵՐԸ (ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ)

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Կեչուտի լեռնաշղթան (Ջավախքի լեռներ, Խոնավ լեռներ) իրենից ներկայացնում է միջօրեականի ուղղությամբ ձգված մի բարդ վահանաձև կառուցվածք, ամբողջովին կազմված նորագույն հրաբխային առաջացումներից։ Նույնպիսի հրաբխային նյութերով են ծածկված նաև լեռնաշղթայի երկու կողմերում ընկած ընդարձակ սարահարթերն ու խոր գետահովիտները։

Մեր նախկինում հրատարակված աշխատություններում նշված հրաբխային ապարները բաժանվել են առանձին պետրոգրաֆիական և ստրատիգրաֆիական խմբերի—այն է (ներքևից-վերև). լիպարիտակացիտներ և օբսիդիաններ, ծածկոցային դոլերիտային բազալտներ, երկպիրոքսենային անդեզիտա-բազալտներ և անդեզիտներ, կվարց պարունակող անդեզիտներ, հորնբլենդային անդեզիտա-դացիտներ, հիալոդացիտներ և վերջապես մուգ գույնի անդեզիտա-բազալտներ և անդեզիտներ։ Դոլերիտային բազալտների արտավիժման կենտրոնը հաղիսացել է միջօրեականի ուղղությամբ ձգված մի մեծ և բարդ ճեղքային հրաբուխ, որը հետագայում ամբողջությամբ ծածկվել է Կեչուտի լեռնաշղթայի ավելի քթու ապարներով։ Նշված ավելի քթու առաջացումները արտավիժվել են գերազանցապես կենտրոնական հրաբուխներից, որոնք նշված շրջանում երկու խմբի են բաժանվում. մոնոգեն (միածին) և պոլիգեն (բազմածին)։

Ուսումնասիրված 20 արտավիժման կենտրոններից 17-ը պատկանում են մոնոգեն հրաբուխների թվին։ Վերջիններս գործել են համեմատաբար կարճ ժամանակ և արտավիժել են նույն կազմի նյութեր։ Ըստ հրաբխային կառուցվածքի ձևի և բաղադրության, մոնոգեն հրաբուխները բաժանվում են ա) խառամային կոների, բ) լավային հրաբուխների և գ) խառը խառամա-լավային հրաբուխների։

Պոլիգեն հրաբուխները (թվով 3 հատ) գործել են ավելի երկար ժամանակ և արտավիժել են տարբեր կազմի նյութեր։ Նրանք փաստորեն կազմված են իրար վրա դրված 2 և ավելի, տարբեր տիպերի մոնոգեն հրաբուխներից։

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. В. Геология Армянского нагорья (восточная часть). Зап. Кавк. отд. Русск. географ. об-ва, кн. 23, 1902.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.

Великовская Е. М. К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Сб. памяти проф. А. Н. Мазаровича. Изд. Моск. общ. испыт. природы, 1953.

Карапетян К. И. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд. АН СССР, 1963.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5, 1928.

Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всес. мин. об-ва, т. 17, № 2, 1938.

Паффенгольц К. Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Тр. ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР, 1951.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», М., 1964.

Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз ССР, 1958.

Схиртладзе Н. И. Типы новейших вулканических аппаратов Грузии. Сб. «Вулканические и вулкано-плутонические формации», тр. II-го Всесоюзн. вулканол. совещ., т. 2, изд. «Наука», 1966.

Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых базальтов Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XIX, № 5, 1966.

Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.

Харазян Э. Х. Стратиграфическое расчленение новейших вулканических образований северо-западной части территории Армянской ССР (тезисы доклада). Мат. респ. научн. техн. конфер. молодых научн. работников Армении, посвящ. 50-летию Ленинского комсомола. Изд. АН Арм. ССР, 1969_1.

Харазян Э. Х. Новейший вулканизм северо-западной части Армянской ССР (тезисы докладов). Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (тезисы докл. к III Всесоюзн. вулканол. совещ.). Изд. Львовского университета, 1969.

Ширинян К. Г. Антропогеновый вулканизм Армении. Сб. «Проблемы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 25—32, 1970

А. З. АЛТУНЯН

ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ РАЙОНА ШАМЛУГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Вопросы стратиграфии Алавердского рудного района освещены многими исследователями (К. Н. Паффенгольц, В. Г. Грушевой, А. Л. Додин, П. С. Саакян, А. Т. Асланян, П. Ф. Сопко, С. С. Мкртчян, Б. С. Вартапетян, Н. Р. Азарян), однако, до настоящего времени нет общепринятой стратиграфической схемы, и многие положения указанных авторов являются противоречивыми. Особенно спорным является возраст вулканогенно-осадочных образований, ввиду отсутствия в них фауны.

Некоторые исследователи (В. Г. Грушевой, 1930; П. Ф. Сопко, 1956) возраст порфиритов дебедской свиты считают нижне-байосским, другие (А. Л. Додин, 1935; Б. С. Вартапетян, 1957; С. С. Мкртчян, 1957) — нижне-средне-байосским, а также нижне-юрским (О. С. Степанян, 1948). Как известно, на порфириты дебедской свиты налегают туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты, которые относят к среднему байосу (В. Г. Грушевой, 1930; А. Л. Додин, 1935; П. Ф. Сопко, 1956) или к средне-верхнему байосу (В. С. Вартапетян, 1957; С. С. Мкртчян, 1957), а так как на туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты в свою очередь налегают кварцевые кератофиры, возраст последних у разных авторов получается различным.

Из вышесказанного видно, что возраст трех толщ (порфириты дебедской свиты, туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты и кварцевых кератофиров) большинством исследователей считается байосским.

Резкое разногласие наблюдается между А. Т. Асланяном и Н. Р. Азаряном. Так, по А. Т. Асланяну (1949), возраст трех толщ — толщи нижних порфиритов, толщи туфобрекчий и толщи кислых эффузивов* определяется как нижний лейас на основании трансгрессивного перекрывания указанных пород фаунистически охрактеризованной (Aegoceras Henley sow.) свитой зеленовато-серых туфогенных песчаников среднего лейаса.

Н. Р. Азарян (1963) на основании того, что дебедские порфириты постепенно переходят к туфобрекчиям кошабердской свиты, а последние в свою очередь в алаверди-шамлугскую толщу, и, коррелируя стратиграфический разрез Алавердского рудного района с другими районами, возраст этих пород определяет как верхний байос. Обосновывая верхнебайосский возраст этих пород, Н. Р. Азарян считает, что агломераты, кварцевые кератофиры и известковистые туфопесчаники фациально за-

---

* Толща нижних порфиритов, толща туфобрекчий и толща кислых эффузивов последовательно соответствуют порфиритам дебедской свиты, туфобрекчиям порфиритов кошабердской свиты и кварцевым кератофирам.

мещают друг друга. Из горизонта зеленовато-серых, глыбовых, конгломератовидных, известковистых туфопесчаников (Шамлугский участок) им собрана верхнебайосская фауна (Entolium cingulatum Goldf., E. deissum Goldf., Spondilopecten (plesiopecten) cf. subspinosus Shloth., „Terebratula" subcana liculata O. P. P., Zecleria anglica O. P. P. Philoceras sp.).

Детальное изучение геологии и структуры Шамлугского месторождения и сопредельных ему районов автору настоящей статьи дает основание с достаточной уверенностью утверждать, что возраст этих трех толщ определяется как доверхнебайосский, на чем подробно остановимся ниже.

На Шамлугском участке стратиграфически самыми нижними членами разреза являются порфириты дебедской свиты, которые здесь представлены андезитами и андезито-дацитами.

На порфириты дебедской свиты непосредственно налегают туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты. Мощность этих пород колеблется в пределах 300—400 м, причем она увеличивается к западу. В основном эти породы представлены обломками пемзового туфа, сцементированными пепловым материалом. Цементирующая масса замещена вторичным кварцем, а обломки пемзового туфа — гидрослюдами и кварцем.

На туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты на Алавердском рудном участке налегают так называемые агломератовые породы, которые некоторые исследователи (А. Т. Асланян, 1949, С. В. Казарян, 1969) считают фациальными аналогами кошабердской свиты. Вопрос локального распространения агломератовых пород пока остается открытым, ввиду отсутствия достаточного фактического материала. Они или имели локальное развитие, или же подверглись размыву до формирования кератофировой толщи, так как кварцевые кератофиры, по А. Т. Асланяну, трансгрессивно, а по П. Ф. Сопко, несогласно налегают на нижележащие породы.

На туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты налегают кварцевые кератофиры Шамлугского месторождения. Кварцевые кератофиры прослежены нами на востоке, до с. Верхняя Ахтала. До сих пор многие исследователи (Н. Р. Азарян и др.) ошибочно к кварцевым кератофирам относили фиолетовые дацитовые порфириты, обнажающиеся на скалах «Броненосец» (район с. В. Ахтала), считая их фациальными аналогами кварцевых кератофиров Шамлуга. Наши наблюдения показали, что кварцевые кератофиры в районе с. Верхняя Ахтала обнажаются под фиолетовыми дацитовыми порфиритами, имея здесь серо-зеленоватый цвет. Петрографическое изучение шлифов, силикатные (табл. 1) и спектральные анализы из кварцевых кератофиров Шамлугского месторождения и с. Верхняя Ахтала дают основание с достаточной уверенностью утверждать полную идентичность этих пород. Повышенное содержание K_2O по сравнению с Na_2O в пробе № 636 из с. В. Ахтала следует объяснить не наличием первичного К-шпата, отсутствие

Таблица 1

№№ образцов	Место взятия и названия пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Влага	п.п.п.
310	Кварцевый кератофир, Шамлуг	75,94	0,25	12,63	2,12	0,90	нет	0,56	0,10	6,60	0,32	0,09	0,08
1021	Кварцевый кератофир, Шамлуг	73,43	0,36	11,81	3,11	0,28	0,08	2,71	0,72	3,00	2,07	0,08	3,24
1023	Кварцевый кератофир, Шамлуг	73,38	0,20	10,41	4,65	1,29	0,06	1,06	2,08	0,87	2,50	0,35	3,52
636	Кварцевый кератофир, Верхняя Ахтала	70,92	0,56	12,56	2,67	1,92	0,02	2,12	2,10	1,02	2,50	0,33	3,43
183 по Азизбекяну М. С.	Кварцевый кератофир, Ленрудник	74,22	0,26	11,32	3,08	1,77	0,07	1,66	0,15	5,20	0,05	0,22	1,86
1907 по Пароникяну	Кварцевый кератофир, Ленрудник	73,34	0,33	12,81	3,23	1,72	0,04	0,77	0,44	6,40	0,22	0,11	1,76
62/5 по Налбандяну	Кварцевый кератофир, Ленрудник	77,34	0,33	11,96	1,12	1,48	0,01	0,72	0,14	6,40	0,18	0,22	0,59
	Средний химический состав кварцевых кератофиров Алавердского рудного района по данным 9 хим. анализов (по Налбандяну и Пароникяну)	75,4	0,31	11,37	2,10	1,20	0,09	1,87	0,65	3,42	0,56	—	—
119 г	Обломок кварцевого кератофира в известняках	69,62	0,34	10,48	2,53	2,98	0,02	1,74	3,26	2,25	0,25	0,31	3,91
119 г*		74,61	0,25	9,49	2,96	3,6	нет	0,21	1,49	2,35	0,75	0,70	2,82

Химические анализы выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР Аналитик: Оганесян Л. С.

* В результате диагенетических процессов обломки кварцевых кератофиров в известняках были обогащены карбонатами. Поэтому, для восстановления реального состава кварцевых кератофиров последние были промыты в слабом растворе соляной кислоты для удаления карбонатов.

которого подтверждено изучением прозрачных шлифов этих пород методом окрашивания, а наложенными процессами серицитизации (на фоне выноса натрия).

В других пробах из Шамлугского месторождения в сравнительно слабо измененных кварцевых кератофирах содержания K_2O и Na_2O почти равны (проба № 1021), в то время как в сильно измененных их разностях содержание K_2O превалирует над Na_2O (проба № 1023), что подтверждает мнение об обогащенности кварцевых кератофиров калием в результате процессов серицитизации. Некоторые исследователи (Н. Р. Азарян, 1957; П. Ф. Сопко, 1956) кератофировую толщу к западу протягивают до верхнего течения р. Уч-Килиса, где она погружается под более молодые отложения и вновь обнажается в северной части Алавердского месторождения. Кварцевые кератофиры обнажаются в северной части Алавердского месторождения, где они налегают на агломератовые породы (Э. М. Налбандян и В. О. Пароникян, 1966; М. С. Азизбекян, 1969) и вскрыты скважиной № 97. Однако, Н. Р. Азарян, Э. М. Налбандян и В. О. Пароникян указывают на фациальный переход между кварцевыми кератофирами и агломератами.

Наши наблюдения, а также данные М. С. Азизбекяна, который указывает на резкие контакты между агломератами и кварцевыми кератофирами (последние здесь налегают на агломераты) дают основание утверждать, что кварцевые кератофиры в стратиграфическом разрезе Алавердского рудного района имеют определенное место, являясь как бы маркирующим горизонтом. Здесь же уместно сказать, что на западном продолжении кварцевые кератофиры не прослеживаются до верхнего течения р. Уч-Килиса, как это полагают некоторые авторы; в русле р. Бугакяр они тектонически обрываются, а далее погружаются под более молодые образования (А. З. Алтунян, 1969). Силикатные анализы кварцевых кератофиров приведены в таблице № 1.

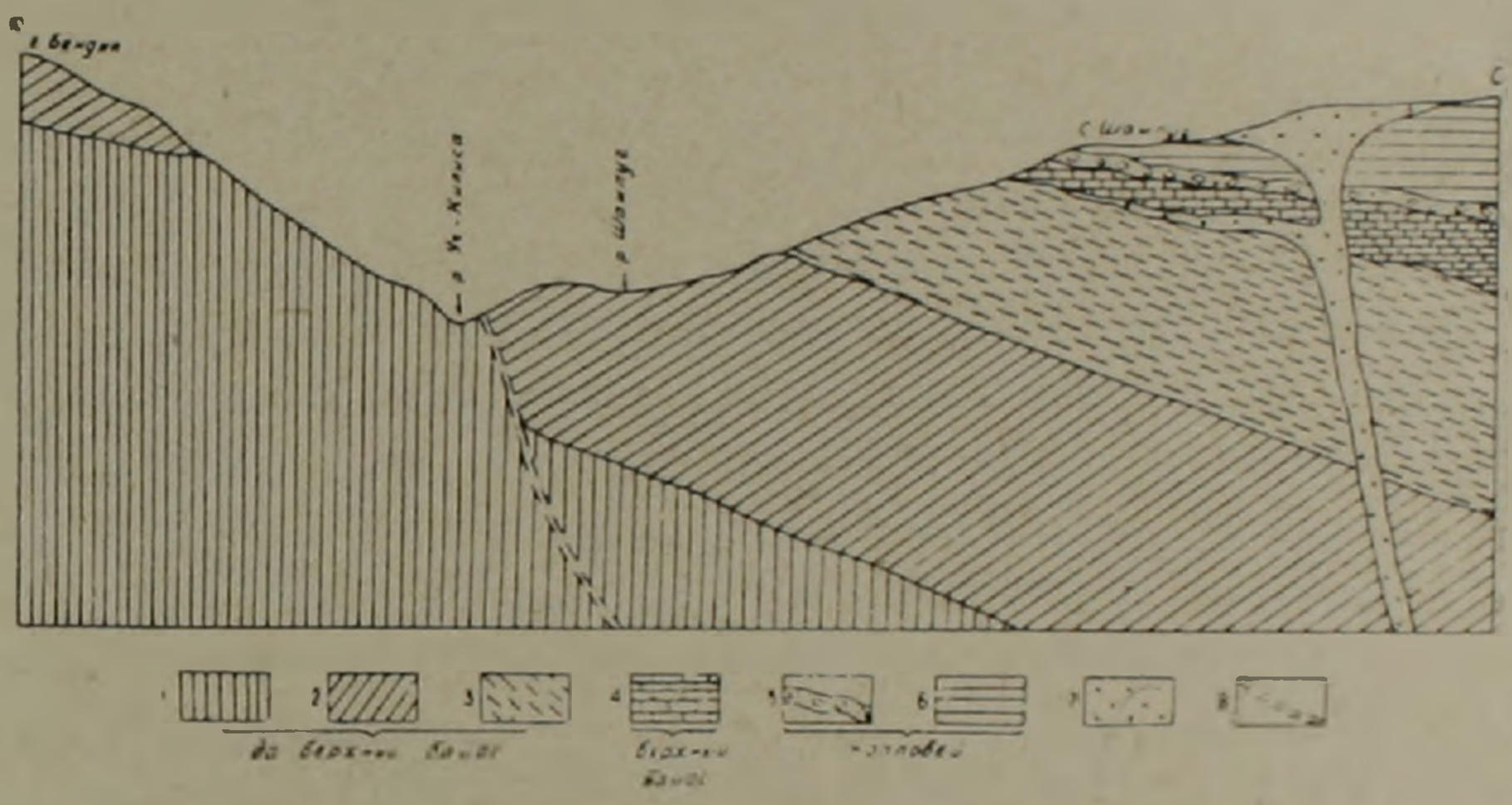
Общеизвестно, что кварцевые кератофиры на Шамлугском месторождении являются наиболее благоприятными породами в отношении локализации оруденения. С этой точки зрения, приведенные в статье фактические данные о прослеживании толщи кварцевых кератофиров за пределами месторождения (восточнее с. В. Ахтала, западнее бассейна р. Бугакяр) существенно расширяют перспективы обнаружения новых рудных участков, тем более, что она залегает в благоприятной геолого-структурной обстановке — в висячем боку Шамлугского рудоконтролирующего разлома (Алтунян, 1969).

По данным ряда исследователей (А. Т. Асланян, 1958; П. Ф. Сопко, 1957; Г. А. Казарян, 1962 и др.) кварцевые кератофиры с угловым несогласием перекрываются фиолетовыми туфогенными и известковистыми песчаниками верхнего байоса, однако Н. Р. Азарян отрицает наличие углового несогласия между отмеченными образованиями, определяя возраст перекрывающих кератофировых пород как верхнебайосский на основании собранной им фауны. А. Т. Асланян отмечает трансгрес-

сивное налегание верхнебайосских отложений на нижележащие породы.

Детальное изучение Шамлугского месторождения, а также сопредельных районов и собранный нами фактический материал позволяет с достаточной уверенностью говорить о том, что туфогенные и известковистые песчаники верхнего байоса перекрывают кератофировую толщу трансгрессивно с угловым несогласием, в доказательство чего приводим следующие факты:

1. При общем падении всех пластов на север (фиг. 1) порфириты, туфобрекчии и кератофиры имеют более крутые углы падения (20—25°), чем туфогенные и известковистые песчаники (5—10°, иногда горизонтально).



Фиг. 1. Схематический геологический разрез Шамлугского месторождения: 1. Порфириты дебедской свиты; 2. Туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты; 3. Кварцевые кератофиры; 4. Туфогенные известковистые песчаники; 5. Конгломераты; 6. Песчаники; 7. Альбитофиры; 8. Шамлугский разлом.

2. В основании келловейских туфопесчаников, в слое базальных конгломератов найдены гальки нижележащих пород, а также гальки известковистых песчаников, в которых обнаружена галька кварцевого кератофира (фиг. 2). Петрографическое описание шлифов, химический

Фиг. 2. Известняки с галькой кварцевого кератофира. Штуф, 1/2 нат. велич.

(табл. I) и спектральный анализы дают основание эти гальки отнести к кварцевым кератофирам.

3. Налегание туфогенных и известковистых песчаников и известняков то на кварцевые кератофиры (участок Шамлугского месторождения), то на туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты (Алавердский рудный участок севернее Харитовой дачи в лежачем боку Алавердского меридионального разлома).

4. Туфогенные и известковистые песчаники и известняки содержат обломки магматического кварца, который, по-нашему мнению, мог попасть сюда в результате размыва кварцевых кератофиров.

Некоторые исследователи Алавердского рудного района (Э. А. Хачатурян, Н. Я. Монахов) туфопесчаники и известковистые песчаники, обнажающиеся на Шамлугском рудном участке, относят к байосскому возрасту. Другие же исследователи (А. Т. Асланян, Н. Р. Азарян) считают, что в разрезе Шамлугского месторождения, кроме известняков и известковистых туфопесчаников, участвуют и фаунистически охарактеризованные келловейские отложения, которые трансгрессивно перекрывают различные горизонты нижележащих толщ. Наличие келловейской фауны в этих отложениях отмечается и в работах более ранних исследователей района (Г. Абих, М. Н. Неймар и др.). Это подтверждает наличие келловейских отложений на Шамлугском рудном участке. Н. Р. Азарян, показывая трансгрессивное налегание келловейских отложений на нижележащие толщи, одновременно отрицает наличие конгломератов в основании келловея.

Детальное изучение участка Шамлугского месторождения, а также анализ фактического материала, дает автору настоящей статьи основание разделять мнение А. Т. Асланяна и Н. Р. Азаряна о трансгрессивном перекрывании келловейскими отложениями нижележащих толщ.

В доказательство трансгрессивного налегания келловейских отложений на нижележащие толщи можно привести следующие факты:

1. Туфопесчаники и песчаники келловейского возраста в своем основании имеют слой базальных конгломератов, которые обнажаются в отдельных местах, имея небольшую мощность (2—3 м) и содержат гальки нижележащих пород, особенно обильную — порфиритов андезитового, андезито-дацитового состава и туфогенных известковистых песчаников верхнего байоса.

2. Наблюдается различие в литологическом составе между отложениями верхнего байоса, представленными туфогенными известковистыми песчаниками и известняками и келловейскими отложениями, которые представлены туфопесчаниками и глинистыми песчаниками.

3. Собранная нами фауна (пока не обработана) показывает, что фауна из известняков резко отличается от фауны, собранной из слоя туфопесчаников и глинистых песчаников.

Таким образом, стратиграфический разрез Шамлугского месторождения сложен порфиритами и туфобрекчиями порфиритов дебедской и кошабердской свит и кварцевыми кератофирами доверхнебайосского

возраста, известняками и известковистыми песчаниками верхнего байоса и туфопесчаниками келловея. Все перечисленные породы прорываются дайками и силлами альбитофиров, дорудный возраст которых признается всеми исследователями Алавердского рудного района.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что магматические процессы возобновляются лишь после келловея (хотя и не исключается их более молодой возраст), тогда как в верхнем байосе и келловее происходило карбонатное осадконакопление при спокойном тектоническом режиме, что, по-видимому, исключает возможность развития рудообразовательных процессов, связанных с магматизмом.

Основные выводы статьи вкратце сводятся к следующему:

1. Кварцевые кератофиры без фациального перехода в какие-либо другие породы, протягиваются от с. Верхняя Ахтала до участка Алавердского месторождения и находятся в тектонически благоприятных в отношении рудоносности условиях (в висячем боку Шамлугского широтного рудоконтролирующего разлома), исходя из чего наиболее перспективным представляется участок, находящийся между с. Верхняя Ахтала и с. Шамлуг, а также западнее с. Бугакяр.

2. Ввиду трансгрессивного перекрывания нижележащих толщ верхнебайосскими отложениями, возраст порфиритов дебедской и туфобрекчий порфиритов кошабердской свит, а также кварцевых кератофиров может быть датирован как доверхнебайосский, возможно лейасский*.

3. Несмотря на то, что на Шамлугском месторождении рудовмещающими породами являются доверхнебайосские образования, возраст медного оруденения следует рассматривать как послекелловейский.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.V.1969.

Ա. Զ. ԱԼԹՈՒՆՅԱՆ

ՇԱՄԼՈՒՂԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱՅԻ ՀԱՐՑԵՐԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Շամլուղի հանքավայրի մանրամասն ուսումնասիրությունների հիման վրա ապացուցված է, որ կվարցային կերատոֆիրները, պահպանելով իրենց յուրահատուկ կազմը, ձգվում են դեպի արևելք մինչև Վերին Ախթալա գյուղը: Ի նկատի ունենալով, որ կվարցային կերատոֆիրները, հանքակուտակման տեսակետից համարվում են բարենպաստ ապարներ, հետագա որոնողա-հետախուզական աշխատանքների համար առաջ է քաշվում հանքավայրից դեպի արևելք և արևմուտք ընկած տեղամասերը:

---

* Как указывалось, А. Т. Асланян (1949) возраст указанных толщ датировал как лейасс.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Азарян Н. Р.** Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Арм. ССР, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
2. **Алтунян А. З.** К вопросу о структуре Шамлугского месторождения. Известия АН Арм. ССР, № 3, 1969.
3. **Асланян А. Т.** Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1949.
4. **Вартапетян Б. С.** Новые участки кварцевых порфиритов в районе Ахтальского месторождения Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXVII, № 1.
5. **Грушевой В. Г.** Алавердское медное месторождение в Закавказье. Тр. ГГРУ, вып. I, М.—Л.
6. **Додин А. Л.** Геологическое строение Алавердо-Садахлинского района ЗСФСР. Тр. ВИМСа, вып. 88, М.—Л.
7. **Казарян С. В.** Новые данные о нижней части геологического разреза Алавердского района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1969.
8. **Казарян Г. А.** Магматические комплексы Алавердского рудного района. Ереван, 1962.
9. **Мкртчян С. С.** О геологии и рудоносности Алавердского района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ., т. X, № 3, 1957.
10. **Налбандян Э. М., Пароникян В. О.** О рудовмещающих породах Алавердского месторождения. Известия АН Арм. ССР, т. XIX, № 6, 1966.
11. **Сопко П. Ф.** Геология колчеданных м-ний Алавердского рудного района. Ереван, 1961.
12. **Паффенгольц К. Н.** Геология Армении и прилежащих частей Малого Кавказа, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964 (на арм. яз.).

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 33—41, 1970.

Р. Л. МЕЛКОНЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ И ТАЛЛИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЯХ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Для решения ряда геологических и петрологических вопросов, в последние годы все чаще привлекаются особенности распределения и содержания редких элементов, причем немаловажную роль при этом играют редкие щелочи. В настоящее время имеется довольно обширный материал по поведению этих элементов в гранитоидных орогенных формациях, в то время как аналогичные данные для геосинклинальных и в особенности для раннегеосинклинальных формаций крайне редки. К тому же отсутствие четкого разграничения между гранитоидами различных этапов развития и различного генезиса, в свою очередь, ведет к затушевыванию специфики содержаний и поведения тех или иных элементов. Между тем выявление этих различий и является весьма важным и интересным, так как они могут явиться дополнительным критерием при решении некоторых петрологических вопросов.

Алавердский рудный район входит в область раннеальпийской складчатости, развитие которой происходит, в основном, в раннегеосинклинальную стадию собственно геосинклинального подэтапа ($J_1 - Pg_2^2$) развития Антикавказа [4, 6]. В течение раннегеосинклинальной стадии (J_1—Cr_1) в пределах Алавердского рудного района, являющегося частью Сомхето-Кафанского эвгеосинклинального прогиба, формируются два магматических комплекса — среднеюрский и верхнеюрский-нижнемеловой, отделенных друг от друга перерывом в осадконакоплении и предкелловейской фазой складчатости [10]. Эоценовый магматизм для Сомхето-Кафанской зоны не характерен, а по своим масштабам не сопоставим с мезозойским и проявляется лишь в областях сочленения ее с Центральной складчатой зоной Армении, являясь отголоском мощного палеогенового магматизма в пределах последней.

В предлагаемом сообщении рассматриваются содержания и закономерности распределения Li, Rb и Tl* в среднеюрском (Ахпатский массив), верхнеюрском-нижнемеловом (Кохбский массив), предверхнеэоценовом (Банушский массив) интрузивных комплексах, а также возможности применения этих данных для решения некоторых петрологических вопросов.

---

* Определения Li, Rb, Cs проведены методом фотометрии пламени, а Tl — химически в соответствующих лабораториях ИМГРЭ АН СССР; аналитики — С. Л. Орлова и С. Б. Исаченкова.

Краткая характеристика массивов

Ахпатский интрузив представляет собой небольшое (6 км^2) штокообразное тело, прорывающее среднеюрские вулканогенные образования. Формирование его происходило в результате двух фаз внедрения. Первая фаза представлена габбро, габбро-диоритами, реже диоритами, обнажающимися в местности Кацоцк. Вторая фаза представлена плагиогранитами, состоящими главным образом из кварца и плагиоклаза, очень редко—роговой обманки и биотита. В эндоконтактовых частях массива появляются диориты и роговообманковые кварцевые диориты. Все типы пород характеризуются пониженной щелочностью, при резком преобладании Na_2O над K_2O, при этом в плагиогранитах отношение Na_2O/K_2O равно 11,5. Жильные породы I этапа представлены плагиоаплитами*.

Кохбский массив является наиболее крупным интрузивом (90 км^2) в пределах Сомхето-Кафанской зоны и отчетливо прорывает отложения средней и верхней юры. В составе Кохбского, как и Банушского, массивов выделяются породы собственно интрузивной фазы, фазы дополнительных интрузий и жильные породы I и II этапов (в понимании В. С. Коптева-Дворникова). Породы собственно интрузивной фазы в эндоконтактовой фации представлены габбро-диоритами и диоритами, которые постепенно сменяются биотит-роговообманковыми, пироксен-роговообманковыми кварцевыми диоритами. Очень редко породы главной фации представлены гранодиоритами. Дополнительные интрузии представлены двумя типами: I—ассимиляционный, сложен лейкократовыми кварц-плагиоклазовыми тондъемитами и плагиоклазитами, в формировании которых большое значение имели процессы известковистой ассимиляции; II—дифференциационный, представлен лейкократовыми гранитами, близкими по составу к аляскитам. Жильные породы I этапа представлены плагиоаплитами, аплитами, гранитами, пегматитами. Породы Кохбского массива характеризуются нормальной щелочностью при постоянном преобладании Na_2O над K_2O, при этом в ряду пород собственно интрузивной фазы от кварцевых диоритов к гранодиоритам и гранитам отношение Na_2O/K_2O изменяется соответственно—2,37—1,92—1,15. Лишь в аляскитах дополнительных интрузий, а также в жильных гранитах это отношение опускается ниже 1.

Банушский массив представляет собой небольшое (38 км^2) интрузивное тело, прорывающее среднеэоценовые образования. Породы главной фации представлены роговообманковыми гранодиоритами, которые в эндоконтактовой фации сменяются габбро и диоритами. Габброиды характеризуются неравновесными минеральными ассоциациями, когда наряду с оливином и пироксеном присутствует калиевый полевой шпат. Породы дополнительных интрузий представлены лейкократовыми гранитами типа аляскитов, а жильные породы I этапа—пегматитами и ап-

---

* Жильные породы II этапа здесь не рассматриваются.

литами. Породы Банушского массива характеризуются нормальной щелочностью с примерно равным соотношением Na_2O и K_2O, которое в аляскитах сменяется преобладанием K_2O над Na_2O.

Породы перечисленных интрузивов относятся к известково-щелочным сериям. В формационном отношении Ахпатский массив относится к плагиогранитовой, Кохбский — к диоритовой и Банушский — к габбро-диорит-гранодиоритовой формациям. В целом магматизм Сомхето-Кафанской зоны, как и весь магматизм геосинклинального этапа, является производным базальтовой магмы [6].

Распределение Li, Rb и Tl в интрузивах Алавердского рудного района

Литий. Среднее содержание* лития в основных породах равно γ/г, средних—20 γ/г, кислых—40 γ/г.

В Ахпатском плагиогранитовом массиве среднее содержание менее 5 γ/г, что более 8 раз меньше кларка кислых пород и более 3 раз—кларка основных пород.

В породах габбровой и плагиогранитовой фаз, как и в эндоконтактовых кварцевых диоритах и дайках плагиоаплитов содержание Li менее 5 γ/г.

В Кохбском кварц диоритовом массиве среднее содержание Li равно 10 γ/г, что более 2 раз меньше кларка средних пород и ниже кларка даже основных пород. В породах собственно интрузивной фазы, вне зависимости от состава, отмечаются примерно равные концентрации (табл. 1). В породах дополнительных интрузий, как и в жильных породах I этапа, накопления Li не происходит.

В Банушском гранодиоритовом массиве среднее содержание Li—20 γ/г в 2 раза меньше кларка и соответствует кларку средних пород; согласно кларкам, рассчитанным А. А. Беусом [1], оно ближе к кларку основных пород (18 γ/г). В ряду пород от габбро к эндоконтактовым диоритам происходит увеличение содержаний Li, однако, в гранодиоритах главной фации дальнейшего накопления не наблюдается (табл. 2). В процессе дифференциации в лейкократовых гранитах дополнительных интрузий и в пегматитах наблюдается двукратное обогащение Li.

В породах как Кохбского, так и Банушского массивов от ранних фаз к поздним происходит уменьшение отношения Mg/Li, однако, если в первом случае оно обусловлено лишь уменьшением содержаний Mg, то во втором — кроме того и накоплением Li.

Рубидий. Среднее содержание рубидия в основных породах равно 45 γ/г, в средних—100 γ/г, в кислых—200 γ/г.

В Ахпатском массиве среднее содержание Rb менее 50 γ/г, что более, чем в 4 раза меньше кларка кислых пород и наиболее близко к

---

* Средние содержания приводятся по А. П. Виноградову [2].

кларку основных пород. Аналогичные концентрации фиксируются в породах различных фаз и фаций массива.

В Кохбском массиве среднее содержание Rb равно 60 γ/г, что заметно ниже кларка средних пород и близко к кларку основных пород. В породах собственно интрузивной фазы — от кварцевых диоритов и гранодиоритов к гранитам с увеличением содержаний калия повышается концентрация Rb (табл. 1). В дополнительных интрузиях лейкократовых гранитов, несмотря на дальнейшее увеличение содержаний калия концентрация Rb не повышается, а в дополнительных интрузиях трондъемитов, характеризующихся крайне низкими концентрациями калия, содержание Rb резко снижается. В процессе дальнейшей дифференциации в жильных гранитах и пегматитах происходит некоторое накопление, однако, и в этом случае оно не достигает концентраций отмечаемых в гранитах эндоконтактовой фации.

Таблица 1

Содержание K, Li, Rb, Tl в различных типах пород Кохбского массива

Фазы	Типы пород	№ обр.	K	Li·10⁻⁴	Rb·10⁻⁴	Tl·10⁻⁴	K/Rb	K/Tl	Mg/Li
Собственно интрузивная	Кварцевый диорит	371	1,49	10	60	0,17	248	87647	1380
	Кварцевый диорит	432	1,25	10	50	не опр.	250	—	—
	Гранодиорит	414	1,89	10	50		378	—	1060
	Гранит	407	3,32	8	110	0,24	302	138333	412
Дополнительные интрузии	Трондъемит	451	0,27	<5	<50	0,033	—	81818	—
	Лейкократовый гранит	412	3,90	<5	60	0,26	650	150000	—
Жильные породы I этапа	Пегматит	421	4,2	5	80	не опр.	525	—	660
	Плагиоаплит	166	0,43	<5	<50	0,03	—	143333	—
	Гранит	118	3,4	<5	80	0,21	425	161904	

В Банушском массиве среднее содержание Rb равно 60 γ/г, что более 3-х раз меньше кларка и наиболее близко к кларку основных пород. В породах собственно интрузивной фазы при переходе от габбро к эндоконтактовым диоритам происходит отчетливое обогащение рубидием (табл. 2). В то же время в гранодиоритах главной фации, несмотря на повышение содержаний калия, происходит некоторое уменьшение его концентраций. Отсутствие прямой зависимости между содержаниями K и Rb отмечается рядом исследователей [7, 8, 9 и др.] и объясняется влиянием летучих, в частности F, которое проявляется не только в конечных продуктах дифференциации [7], но и в обогащенных летучими краевых фациях ранних фаз [8].

В лейкократовых гранитах дополнительных интрузий и пегматитах концентрация Rb, по сравнению с гранодиоритами главной фации, увеличивается незначительно, несмотря на отчетливое повышение содержаний K. Между тем, как известно, в многофазных дифференцированных

Таблица 2

Содержание K, Li, Rb, Tl в различных типах пород Банушского массива

Фазы	Типы пород	№ обр.	K	$Li \cdot 10^{-4}$	$Rb \cdot 10^{-4}$	$Tl \cdot 10^{-4}$	K/Rb	K/Tl	Mg/Li
Собственно интрузивная	Габбро	226	1,04	8	<50	не опр.	—	—	2937
	Диорит	343	1,91	20	80	0,15	238	127333	1046
	Гранодиорит	353	2,58	20	50	0,27	516	95555	425
	Гранодиорит	764	2,24	15	60	не опр.	373	—	453
Дополнительные интрузии	Лейкократовый гранит	280	3,32	40	70	0,27	474	122962	32
Жильные породы 1 этапа	Пегматит	275	3,80	50	70	0,27	543	140740	—

комплексах, а также в гибридизированных гранитоидных комплексах от ранних фаз к поздним с увеличением щелочности происходит уменьшение отношения K/Rb, в то время как в изученных массивах заметного накопления Rb не наблюдается, а изменения отношения K/Rb, обычно в сторону его увеличения, обусловлены в значительной степени изменениями содержаний калия.

Цезий. В породах различных фаз и фаций рассматриваемых массивов содержание цезия меньше чувствительности метода—$5 \cdot 10^{-3}$.

Таллий. Среднее содержание Tl в основных породах равно 0,2 γ/г, в кислых—1,5 γ/г, в средних—0,5 γ/г.

В Ахпатском массиве среднее содержание Tl равно 0,025 γ/г, что на порядок меньше кларка даже основных пород.

В Кохбском массиве среднее содержание равно 0,17 γ/г, что более 4-х раз меньше кларка средних пород и приближается к кларку основных пород. От кварцевых диоритов к гранитам и далее к лейкократовым гранитам дополнительных интрузий, одновременно с увеличением содержаний K, происходит отчетливое накопление Tl (табл. 1). В дополнительных интрузиях трондъемитов фиксируются резко пониженные концентрации Tl. В жильных гранитах дальнейшего накопления относительно лейкократовых гранитов не происходит.

В Банушском массиве среднее содержание Tl равно 0,27 γ/г, что более 5-ти раз меньше кларка кислых пород и соответствует кларку основных пород, приводимых В. В. Ивановым (1964). При переходе от эндоконтактовых диоритов к гранодиоритам главной фации наблюдается отчетливое накопление Tl (табл. 2). В дополнительных интрузиях и жильных породах I этапа дальнейшего увеличения концентраций, несмотря на повышение содержаний калия, не происходит.

Как в Кохбском, так и в Банушском массивах отсутствует прямая зависимость между содержаниями Rb и Tl, почему и четкой закономерности в изменениях отношения Rb/Tl не наблюдается. В Кохбском массиве отчетливо проявляется зависимость между концентрациями K и Tl, при этом в процессе дифференциации происходит увеличение отношения

K/Tl, указывающее на более интенсивное накопление калия относительно таллия. Отмеченное обстоятельство не согласуется с аналогичными данными для гранитоидных комплексов [3, 5, 12 и др.], для которых характерно относительное накопление Tl по сравнению с K.

К приложению закономерностей распределения Li, Rb и Tl для решения некоторых петрологических вопросов

Поведение Li, Rb и Tl в гранитоидных интрузивных комплексах при процессах дифференциации изучено достаточно хорошо, и отклонения от известных закономерностей могут служить дополнительным критерием, указывающим на превалирование иных процессов—ассимиляции, контаминации.

Для изученных массивов в целом закономерных изменений в абсолютных содержаниях Rb и отношения K/Rb, характерных для дифференцированных гранитоидных интрузивов, не наблюдается. К тому же в отличие от последних [3, 9, 12 и др.], в Кохбском и Банушском массивах фиксируется более интенсивное, по сравнению с Rb и Tl, накопление K, и в ряду дифференциации уменьшения отношений K/Rb и K/Tl не происходит, что наряду с отсутствием закономерных изменений в абсолютных содержаниях Rb и отношения K/Rb, указывает на заметную роль процессов гибридизма при формировании отмеченных массивов.

Поведение Li в процессе дифференциации в различных интрузивах четко индивидуализировано: в Кохбском массиве от пород главной фации к дополнитльным интрузиям и жильным породам I этапа наблюдается некоторое уменьшение концентраций Li, в то время как в Банушском массиве в том же ряду пород отмечается двукратное обогащение. При этом близкие по минеральному составу лейкократовые граниты Кохбского и Банушского массивов отчетливо различаются по концентрациям Li, что может явиться критерием при их возрастном расчленении.

Анализ содержаний Li, Rb и Tl в гранитоидных комплексах различных регионов выявляет определенные закономерности в их распределении, которые могут быть использованы и для суждения об их исходном составе. В этом аспекте весьма интересны данные, полученные при изучении распределений Rb и отношения K/Rb в гранитоидах Урала [11]. Как известно, на Урале достаточно определенно выделяются гранитоиды габбрового (базальтового) и гранитного рядов, сформированных соответственно в геосинклинальном и орогенном этапах. Отмеченные гранитоиды, наряду с другими признаками, согласно Л. Н. Овчинникову, четко отличаются и по содержанию Rb и по отношению K/Rb.

Так, гранитоиды гранитного ряда содержат в среднем 170 γ/г Rb при отношении K/Rb равном 190, в то время как соответствующие данные для гранитоидов габбрового ряда равны 20 γ/г и 1600. Аналогичная картина выявляется при сравнении содержаний Rb в изученных геосинклинальных гранитоидах Сомхето-Кафанской зоны и в орогенных гра-

нитоидах Айоцдзор-Ордубадской зоны, в частности, в Далидагском массиве. Так в геосинклинальных гранитоидах, в частности в пределах Азербайджана, отмечаются резко пониженные концентрации Rb—от 17 γ/г в плагиогранитах до 33 γ/г в гранодиоритах, в то время как в орогенных гранитоидах концентрация Rb достигает 186 γ/г [13]. При рассмотрении данных по другим регионам также выявляется отчетливая обогащенность Rb гранитоидов гранитного ряда, сформировавшихся в орогенном этапе, в то время как геосинклинальные гранитоиды характеризуются резко пониженными его содержаниями [5, 8, 9, 12, 13]. Понятно, что в целом такие отличия не являются случайными, а характеризуют либо гранитный, либо базальтовый исходный состав гранитоидов, обусловленный различными уровнями магмообразования.

Аналогичная тенденция характерна и для поведения Tl. Несмотря на крайне ограниченные данные для гранитоидов базальтового ряда, однако и на имеющемся материале выявляются резко пониженные концентрации Tl в них от 0,02 до 0,5 γ/г, по сравнению с гранитоидами гранитного ряда, в которых содержание его обычно выше 1γ /г.

Что касается Li, то в целом гранитоиды базальтового ряда отчетливо обеднены им, однако, в отдельных очень редких случаях гранитоиды гранитного ряда также характеризуются весьма незначительными содержаниями Li [8], что не позволяет применять степень его концентрации в качестве самостоятельного критерия для суждения о исходном составе гранитоидов.

Исходя из всего вышеизложенного можно считать, что резко пониженные концентрации Rb, Tl и Li в изученных массивах, а также близость их к кларкам основных пород, причем даже в гранитах, являются важным критерием для отнесения их к производным базальтовой магмы. Базальтоидная природа изученных массивов сказывается и в отчетливо пониженной железистости темноцветных минералов, составе акцессорных магнетитов и титаномагнетитов, резкой обедненности изученных гранитоидов редкометальными акцессорными минералами, петрохимическом их облике и т. д. В то же время в становлении Кохбского и Банушского массивов большое значение имели также процессы ассимиляции кислого материала, обусловившие, в частности, повышенные концентрации таких характерных для гранитных магм элементов, как Sn (в Кохбском и Банушском массивах) и W (в Кохбском массиве) при наличии акцессорного шеелита. В случае принятия в качестве механизма формирования отмеченных массивов лишь дифференциации исходной базальтовой магмы, столь повышенные концентрации отмеченных элементов, как и ряд других особенностей их вещественного состава, не находят удовлетворительного объяснения.

Основные выводы

1. Содержание Li, Rb, Tl в Ахпатском, Кохбском и Банушском массивах значительно понижены по сравнению с соответствующими кларками и наиболее близки к кларкам основных пород.

2. От более древних массивов к молодым наблюдается отчетливое обогащение Li и Tl; для Rb отмеченная закономерность не выдерживается.

3. Исходной для рассмотренных интрузивов являлась в пределах автономных магматических очагов гибридизированная базальтовая магма, ассимилировавшая кислый материал.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.III.1969.

Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ

ԼԻԹԻՈՒՄԻ, ՌՈՒԲԻԴԻՈՒՄԻ ԵՎ ՏԱԼԻՈՒՄԻ ԲԱՇԽՄԱՆ ՕՐԻՆԱՉԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ԳԵՈՍԻՆԿԼԻՆԱԼԱՅԻՆ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Հազվագյուտ էլեմենտների (*Li, Rb, Tl*) բաշխման օրինաչափությունների ուսումնասիրումը Ալավերդու հանքային շրջանի ինտրուզիվ զանգվածներում ցույց է տալիս հետևյալը՝ 1)* Li, Rb *և* Tl *պարունակությունները Հախպատի, Կողբի և Բանուշի ինտրուզիաներում խիստ ցածր են և առավել մոտ են հիմնային ապարներին հատուկ միջին պարունակություններին։*

2) Li *և* Tl *պարունակությունները աճում են հնից դեպի երիտասարդ հասակի ինտրուզիաները, սակայն նշված օրինաչափությունը* Rb*-ի համար չի պահպանվում։*

3) Ալավերդում հանքային շրջանի ինտրուզիաների մագմատիկ հալոցքը սկզբում ունեցել է բազալտոիդային կազմ իսկ հետագայում ասիմիլյացիայի է ենթարկել թթու կազմի առաջացումներ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Беус А. А.** О распределении лития в магматических породах. «Геохимия», № 8, 1964.
2. **Виноградов А. П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.
3. **Воскресенская Н. Т .,Титкова Н. Ф., Шуляковская Н. С., Цзинь Цуй-ин.** К геохимии таллия, рубидия и лития в магматическом процессе. «Геохимия», № 7, 1962
4. **Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х.** Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
5. **Демин А. М., Хитаров Д. Н.** Геохимия калия, рубидия и таллия в приложении к вопросам петрологии. «Геохимия», № 6, 1958.
6. **Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л.** О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4. 1967.
7. **Злобин Б. И., Лебедев В. И.** Геохимические связи лития, натрия, калия, рубидия и таллия в щелочной магме и их некоторое петрогенетическое значение. «Геохимия», № 2, 1960.

8. **Коптев-Дворников В. С., Негрей Е. В.** Редкие щелочи (Rb, Cs, Li) в гранитовых комплексах Центрального Казахстана. В сб. «Вопросы петрографии Казахстана». Изд. «Наука», М., 1966.
9. **Кузьмин М. И., Клепикова Е. А., Петров Л. Л., Рощупкина О. С., Таусон Л. В. и Хлебникова А. А.** Поведение редких элементов при становлении гипабиссальных гранитных интрузий. В сб. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд. «Наука», М., 1964.
10. **Мелконян Р. Л.** О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
11. **Овчинников Л. Н., Траянова М. В.** Закономерности распространения рубидия в изверженных и метаморфических породах Урала и их геологическое значение. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. I, Свердловск, 1963.
12. **Таусон Л. В.** Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.
13. **Эфендиев Г. Х., Гейдаров А. С., Мустафаев Г. В.** К геохимии лития, рубидия и цезия в гранитоидах Малого Кавказа. Известия АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. н., № 3, 1965.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 42—53, 1970

К. А. КАРАМЯН

К ВОПРОСУ О ПЕРИОДИЗАЦИИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Вопрос о периодизации постмагматических процессов был всегда в центре внимания исследователей рудных месторождений и постоянно являлся предметом дискуссий. В настоящее время этот вопрос также обсуждается в печати и по нему высказываются различные представления.

В. Эммонс (1933), рассматривая зональность оруденения, пришел к выводу о последовательном выделении минерала из одной порции растворов по мере ее охлаждения в процессе просачивания вдоль разрывных нарушений. В целом им было выделено шестнадцать зон, сменяющих друг друга как по горизонтали, так и по вертикали вокруг куполов батолитов. Батолитовая концепция В. Эммонса неоднократно подвергалась критическому рассмотрению и наиболее глубокие замечания по ней были высказаны С. С. Смирновым (1937). С. С. Смирнов показал несостоятельность основного положения Эммонса о непрерывном переходе различных минеральных ассоциаций одна в другую в пределах рудных полей. Вместе с тем он показал, что наблюдаемая зональность оруденения по отношению к массивам изверженных пород обусловлена не эволюцией раствора в пространстве при продвижении его по рудоносным каналам, а вызвана прерывистым поступлением различных порций растворов разного состава на фоне трещинообразования.

Высказанная С. С. Смирновым гипотеза о причинах проявления гипогенной зональности оруденения, названная пульсационной зональностью, хорошо объясняет причину пространственного размещения минеральных ассоциаций в пределах отдельных жил, либо рудных полей.

В настоящее время пульсационная теория пользуется большой популярностью и признанием. За последние годы в литературе было опубликовано большое количество статей, объясняющих формирование месторождений прерывистым поступлением растворов, что приводит к многостадийному процессу минералообразования.

Наряду с пульсационной теорией, Ю. А. Билибиным было выдвинуто понятие о зональности отложения, которое на Пражской конференции 1963 г. Я. Кутиной было названо моноасцендентной зональностью. Естественно, что проявление моноасцендентной зональности на ряде месторождений не исключает широкого развития пульсационной зональности (полиасцендентной), имеющей большое значение при формировании месторождений всех генетических типов.

О критических замечаниях по пульсационной теории

Пульсационная теория С. С. Смирнова не нашла поддержки у исследователей, разрабатывающих классификацию и теоретические вопросы метасоматических процессов. В ряде опубликованных работ Д. С. Коржинский (1953, 1958, 1962, 1963) ставит под сомнение реальность прерывистого поступления растворов, обусловливающих многостадийность формирования гидротермальных рудных месторождений. Основным доводом, которым оперируют противники пульсационной теории, является сопряженность выщелачивания и осаждения при формировании вторичных кварцитов, противоречащая теории пульсации и объясняемая гипотезой, опережающей волны кислотных компонентов. Сущность этой гипотезы заключается в том, что в общем потоке гидротермального раствора проявляется дифференциальная подвижность компонентов.

Кислотные компоненты, вследствие большей подвижности, в процессе общей циркуляции переносятся в голову потока растворов и в начальные периоды гидротермальной деятельности образуют волну кислотных компонентов, которая вызывает интенсивное выщелачивание вмешающих пород. По мере прохождения и насыщения растворов основаниями, заимствованными из боковых пород, общая кислотность их снижается и в результате этого начинается отложение выщелоченных из пород компонентов, в том числе и металлических соединений. Таким образом, Д. С. Коржинский приходит к выводу, что гипотеза кислотно-щелочной дифференциации растворов не только объясняет процесс формирования рудных месторождений, но одновременно решает вопрос об источнике рудных компонентов, рассеянных во вмещающих породах.

«Благодаря процессам кислотно-щелочной дифференциации рассеянные в выщелачиваемых горных породах рудные компоненты могут служить источником для образования рудных жил. Такой источник в особенности очевиден в отношении глинозема корундо-андалузитовых и других высокоглиноземистых жил и железа колчеданных залежей среди вторичных кварцитов. Вполне вероятен такой же источник для меди некоторых медиорудных жил, обнаруживающих приуроченность к толщам основных эффузивов. Такой источник возможен и для некоторых других металлов рудных жил, тогда как некоторые металлы (например, олово, вольфрам) несомненно имеют магматогенное происхождение» (Д. С. Коржинский, 1958).

Некоторые критические замечания по гипотезе кислотно-щелочной дифференциации

Анализируя критические замечания по теории пульсации, необходимо отметить, что примеры, приведенные Д. С. Коржинским в доказательство сопряженности выщелачивания и осаждения, оказываются мало убедительными и противоречат самой теории кислотно-щелочного взаимодействия.

В этом отношении представляют интерес данные Н. И. Наковника (1964), который отмечает, что жилки корунда, андалузита, серицита в одноименных кварцитах, как правило, очень редкое явление и наличие таких жилок в принципе противоречит теории кислотно-щелочной дифференциации, поскольку это означает, что один и тот же минерал (андалузит, корунд, серицит, каолинит, алунит) образуется как в период выщелачивания при весьма низком значении pH, так и в период осаждения при высоком значении pH.

Необоснованность критики Д. С. Коржинским пульсационной теории вытекает также из того, что он обвиняет сторонников этой теории в том, что они якобы резко разделяют во времени околорудное изменение от формирования рудных жил и объясняют это наложением двух различных стадий минерализации.

Прежде всего необходимо отметить, что образование рудных жил и прожилков среди метасоматически измененных пород (вторичные кварциты) действительно может быть существенно оторвано во времени от этих изменений. Примером этому служат медно-молибденовые месторождения Армянской ССР. Значительный разрыв во времени между образованием вторичных кварцитов и рудных прожилков и жил доказывается прежде всего тем, что кварциты эти в ряде случаев территориально обособлены от рудных месторождений, в то же время сами прожилки и жилы на всех главнейших месторождениях сопровождаются своим околорудным изменением вмещающих пород: это свидетельствует о наличии процессов более ранних изменений вмещающих пород, предшествующих оруденению, и более поздних, сопутствующих ему.

Необходимо отметить также то, что саму гипотезу кислотно-щелочной дифференциации пока еще нельзя считать полностью обоснованной в том понимании, в котором она представляется Д. С. Коржинским. Об этом пишет сам Д. С. Коржинский, который считает, что гипотеза кислотно-щелочной дифференциации должна быть подкреплена физико-химическими, геохимическими и геологическими исследованиями.

Дело в том, что с позиции этой гипотезы невозможно объяснить целый ряд фактов, наблюдаемых на рудных месторождениях. Так, например, признавая источником главной массы рудных компонентов вмещающие породы, подвергшиеся выщелачиванию, остается необъяснимым факт последовательного образования нескольких разновременных рудных парагенетических ассоциаций. Причем в этих ассоциациях нередко развиты сходные по составу рудные минералы, такие, как пирит, халькопирит, молибденит, борнит, галенит, энаргит, блеклые руды, висмутин, медно-висмутовые минералы, теллуриды и др., ассоциирующие друг с другом в различных количественных соотношениях.

Наконец, считая источником металлов выщелоченные вмещающие породы, эта гипотеза не может объяснить образование ряда медных, медно-молибденовых, свинцово-цинковых и др. месторождений, не сопровождающихся значительным объемом выщелоченных пород. Эти месторождения залегают в слабо измененных или вовсе неизмененных

породах, что противоречит положению об обязательном выщелачивании на глубоких горизонтах поступающими из глубин стерильными растворами металлических соединений, развитых во вмещающих породах.

Еще необходимо отметить, что согласно гипотезе Д. С. Коржинского, участки рудоотложения, очевидно, должны обязательно располагаться непосредственно над участками выщелачивания, что в действительности наблюдается крайне редко.

Таким образом, резюмируя изложенное, мы приходим к выводу, что высказываемые критические замечания по пульсационной теории рудообразования нельзя считать обоснованными. Куда более уязвимой является гипотеза беспрерывного развития гидротермального процесса, предусматривающая образование за счет выщелачивания металлических компонентов из вмещающих пород.

Однако, необходимо отметить, что кислотно-щелочное взаимодействие гидротермальных растворов проявляется на рудных месторождениях достаточно широко и выражается в образовании зон околорудно измененных пород, возникающих вокруг тел (жил, прожилков, массивных гнездообразных тел и участков вкрапленной минерализации), очевидно, вследствие нейтрализации вмещающих пород перед началом рудоотложения.

Стадии минералообразования и критерии их выделения

Д. С. Коржинский (1953) под стадией гидротермального процесса понимает отдельные периоды непрерывной гидротермальной деятельности, характеризующейся определенной кислотностью растворов: 1) ранняя щелочная стадия, 2) стадия кислотного выщелачивания, 3) поздняя щелочная стадия.

Для расчленения стадий минерализации А. Г. Бетехтин предложил следующие критерии: 1) пересечение рудных тел одних парагенетических ассоциаций рудными телами других ассоциаций, 2) дробление ранних ассоциаций и цементация их поздними ассоциациями.

Как видно, оба эти критерия по существу являются одинаковыми и критики пульсационной теории считают их недостаточно строгими, поскольку очень часто трещинообразование развивается на фоне непрерывной гидротермальной деятельности, в силу чего отмечаются примеры пересечения прожилков, возникающих в процессе формирования единого беспрерывного потока раствора.

А. Г. Бетехтин дал (1958) другое определение этому понятию, согласно которому под стадией минерализации следует понимать «процесс минерализации, разделенный во времени относительно короткими интервалами, но протекающий в течение одного какого-либо этапа минерализации».

А. В. Пэк, Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин (1960) ввели уточнение в определение, предложенное А. Г. Бетехтиным. По их определению стадия минерализации соответствует не процессам минерализации, а пе-

риодам процесса минерализации, разделенным во времени относительно короткими интервалами, причем минеральный комплекс, отвечающий каждой последующей стадии отличается от предыдущего. И. Н. Кигай (1966), разбирая вопросы стадийности формирования гидротермальных месторождений, пришел к выводу, что основным критерием, на основании которого можно судить о прерывистом поступлении гидротермальных растворов, является околорудное изменение вмещающих пород, отражающее цикличность кислотно-щелочной дифференциации гидротермальных растворов.

По определению И. Н. Кигая, «стадия гидротермального минералообразования — это часть периода минералообразования, в течение которого из одного потока растворов, непрерывно поступающих в сферу рудоотложения происходит образование комплекса измененных околорудных пород и отложение минералов руд».

Необходимо отметить, что те положения, которые были выдвинуты И. Н. Кигаем для выделения стадий минерализации, следует поддержать и они могут быть приняты в качестве одного из критериев для выделения стадий минерализации.

Автор настоящей статьи также считает, что этот критерий является одним из основных при расчленении процессов гидротермальной деятельности, приведшей к формированию медно-молибденовых месторождений Армянской ССР (Карамян К. А., 1959; Карамян К. А. и Фарамазян А. С., 1960).

Нами неоднократно указывалось, что наиболее характерной чертой гидротермального процесса медно-молибденовых месторождений Армянской ССР является то, что продукты каждой стадии минерализации сопровождаются присущими им околорудными изменениями вмещающих пород.

Однако, необходимо отметить, что околорудное изменение не может считаться единственным критерием для выделения и познания стадий гидротермального процесса. Пренебрежение целым рядом других критериев, считая их необъективными, нельзя считать правильным. Дело в том, что околорудное изменение вмещающих пород в связи со стадиями проявляется не всегда одинаково на всех месторождениях и со всеми стадиями. Это во многом зависит как от самих растворов, от химической активности той или иной их порции, а также в значительной степени от среды минералообразования, от вмещающих пород, от их химизма и физико-механических свойств.

Вполне очевидно, что само прерывистое поступление гидротермальных растворов не может находиться в зависимости от их химизма. Можно привести многочисленные примеры, когда на месторождениях не проявляется гидротермальное изменение вокруг рудных тел. Означает ли это, что на этих месторождениях не имело места прерывистое поступление растворов? На этот вопрос мы должны дать отрицательный ответ.

Суммируя все имеющиеся к настоящему времени данные, мы считаем возможным предложить следующее определение стадий минерали-

зации: «Периоды единого этапа минералообразования, сменяющие друг друга во времени и разделенные перерывами, в процессе которых происходит формирование присущих им одной или нескольких парагенетических ассоциаций минералов — минеральных комплексов» (Н. В. Петровская, 1965).

Анализируя обоснованность вопроса о прерывистом поступлении растворов при формировании рудных месторождений, необходимо отличать критерии и факты, которые вообще доказывают проявление этого прерывистого поступления (пульсации) от критериев, которыми можно пользоваться для выделения стадий минерализации, проявленных на рудных месторождениях.

Наиболее важными доводами в пользу прерывистого поступления раствора являются:

1. Наличие околорудного изменения в связи с продуктами каждой стадии минерализации, что весьма определенно доказывает цикличность кислотно-щелочного взаимодействия, связанного с каждой порцией растворов.

2. Температурный режим кристаллизации. Скачкообразность кривой температуры кристаллизации продуктов (кварц) каждой стадии минерализации. Температура кристаллизации начала каждой новой стадии выше температуры кристаллизации конца предшествующей стадии. Повышение температуры в начале каждой стадии является доказательством цикличности и прерывистости гидротермального процесса, доказательством поступления новой порции раствора.

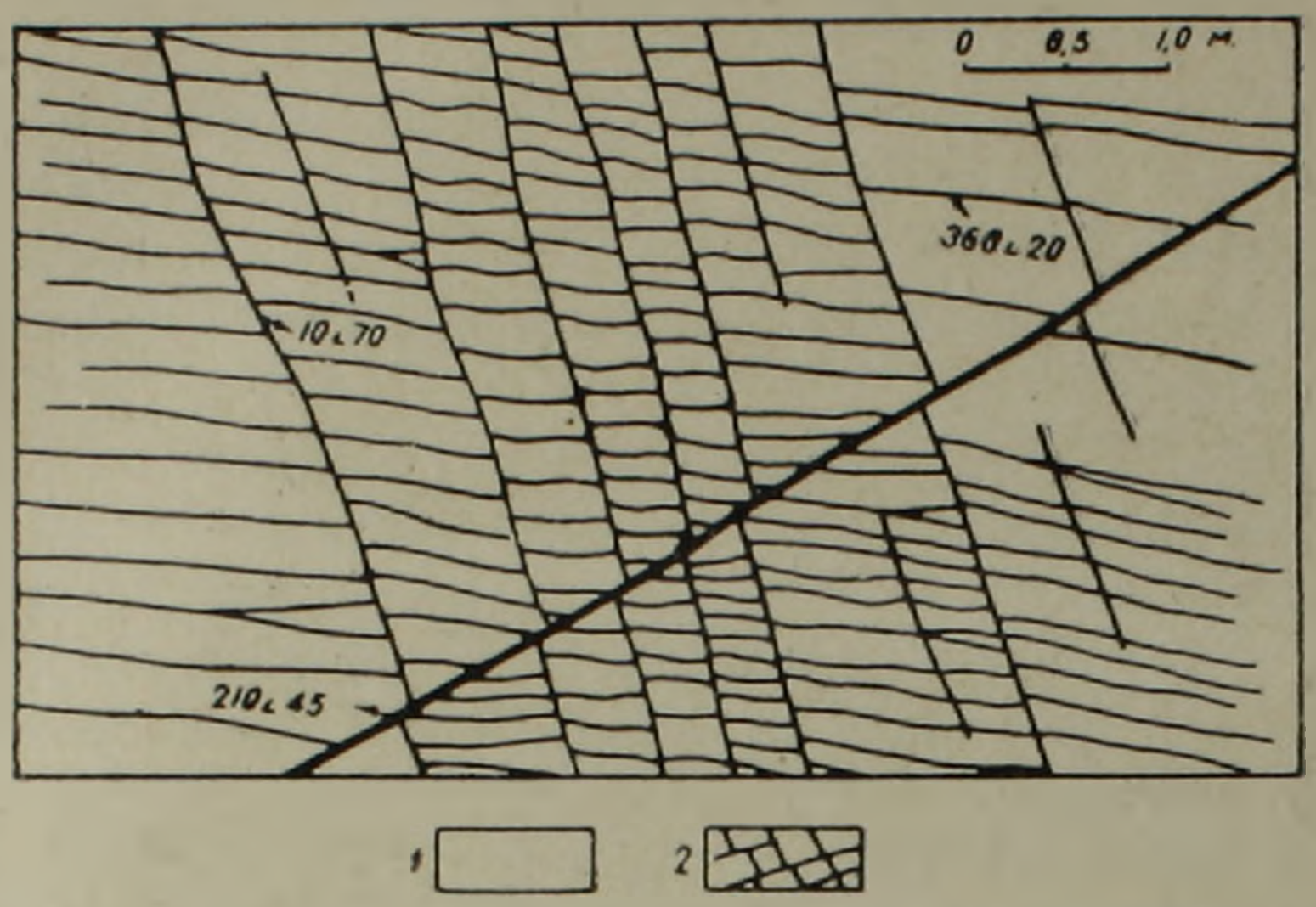
К числу важных критериев, доказывающих прерывистое поступление растворов, их пульсацию, при формировании рудных месторождений, следует отнести также определенное строение рудных тел.

На Каджаранском медно-молибденовом месторождении отмечается два типа строения штокверка:

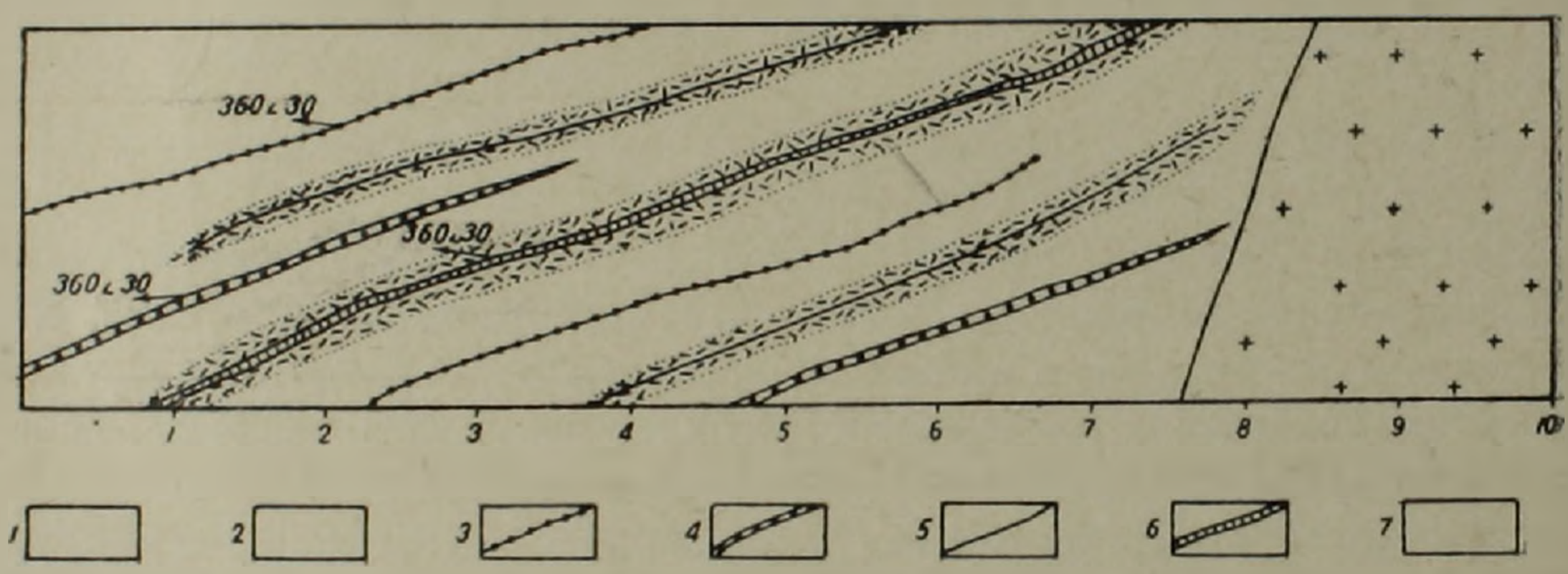
1. Когда несколько взаимопересекающихся систем трещин заполняются продуктами одной стадии минерализации (фиг. 1).

2. В пределах одной параллельно-прожилковой зоны отмечаются прожилки, принадлежащие различным стадиям минерализации (фиг. 2). Как видно из фиг. 1, здесь отмечается пересечение и смещение трех систем трещин. Поскольку все эти трещины заполнены одной и той же минеральной ассоциацией, то, следовательно, возникновение первой и второй систем трещин происходило без соответствующего заполнения и только после образования третьей системы происходило одновременное заполнение всех трех систем трещин. При этом вполне очевидно, что просачивание растворов в период формирования трещин I—II—III систем не происходило, что вполне определенно доказывает перерыв в поступлении растворов.

Аналогичный вывод следует сделать также и из фиг. 2. Здесь в одной зоне, на расстоянии 10—15 см одна от другой, протягиваются прожилки различного состава. Это означает, что прожилки с различным составом заполнялись в различное время по мере возникновения трещин,



Фиг. 1. Развитие кварц-халькопиритовой минерализации в трещинах трех различных направлений. 1. Слабо измененные монцониты. 2. Кварц-халькопиритовые прожилки.



Фиг. 2. Развитие рудных прожилков различных стадий в трещинах одной системы. 1. Слабо измененные монцониты. 2. Серицитизированные монцониты. 3. Кварц-молибденитовые прожилки. 4. Кварц-молибденит-халькопиритовые прожилки. 5. Кварц-халькопиритовые прожилки. 6. Кварц-пиритовые прожилки. 7. Дайка гранодиорит-порфира.

так как вполне очевидно, что если бы трещины были заложены ранее, то они бы заполнялись продуктами более ранней стадии.

Таким образом, упомянутые примеры строения штокверков дают возможность заключить о прерывистом поступлении растворов на фоне трещинообразования.

В целом же выделение стадий минерализации, протекавших при формировании конкретных рудных месторождений, следует обосновывать на следующих критериях:

1. Пересечение прожилков с различным минеральным составом.

2. Пространственное обособление различных парагенетических ассоциаций в пределах рудного поля.

3. Околорудное изменение вмещающих пород в связи с различными парагенетическими ассоциациями.

4. Различный план тектонических деформаций, соответствующий формированию каждой стадии минерализации.

5. Локализация продуктов различных стадий минерализации в разрывных нарушениях различного генетического типа (трещины скола и трещины отрыва) и вследствие этого различные морфологические типы и текстурно-структурные особенности руд различных стадий минерализации.

Необходимо отметить, что очевидно один какой-либо критерий сам по себе однозначно не может решить вопроса правильного выделения стадий минерализации. В комплексе же они в сочетании друг с другом вполне достоверно решают вопрос о стадийности формирования месторождений и последовательности развития стадий.

Ниже рассматриваются значения каждого выделенного критерия.

I. **Пересечение прожилков с различным минеральным составом** является результатом стадийного проявления гидротермального процесса. Некоторые исследователи рудных месторождений (Д. С. Коржинский, И. Н. Кигай и др.) не признают пересечения различных парагенетических ассоциаций за строгий критерий стадийности, поскольку на ряде рудных месторождений отмечаются случаи постепенного изменения состава растворов в процессе заполнения рудного тела; к концу процесса беспрерывного заполнения полости ранние минеральные образования пересекаются поздними минеральными ассоциациями.

Одновременно наблюдаются также случаи дробления и цементации ранних ассоциаций поздними в пределах одной стадии минерализации.

Многие исследователи описывают примеры постепенного изменения состава жилы в процессе ее беспрерывного заполнения, причем более поздние парагенетические ассоциации пересекают более ранние.

Автор настоящей статьи (Карамян, 1962) также наблюдал примеры постепенного изменения состава растворов в пределах одной стадии минерализации.

В частности на Дастакертском месторождении, медная стадия минерализации характеризуется тремя последовательно сменяющимися парагенетическими ассоциациями: 1. Молибденит-халькопиритовая 2. Пирит-борнит-халькопиритовая и 3. Энаргит-теннантитовая.

При этом отмечается отчетливое пересечение и замещение одних ассоциаций другими. Все это обусловлено изменением концентрации S и As в пределах одной порции растворов.

Все эти случаи являются примерами внутриминерализационных подвижек, действительно широко проявленных на рудных месторождениях, и могут быть легко отличимы от межминерализационных тектонических перерывов, которые имеют место между стадиями минерализации.

Внутриминерализационные подвижки, как правило, по своим масштабам незначительны и проявляются спорадически и не во всех рудных телах месторождения. При внутриминерализационных подвижках, как правило, образуются кластические структуры, где раннеобразованные минералы раздроблены и сцементированы более поздними в пре-

делах одной парагенетической ассоциации, одного минерального агрегата.

Межминерализационные тектонические движения проявляются достаточно широко на многих месторождениях и являются более масштабными, охватывающими значительные площади и объемы. Для них характерны значительные амплитуды смещения. На ряде месторождений истинная амплитуда смещения достигает 8 метров.

Необходимо отметить, что пересечение различных парагенетических ассоциаций является единственным методом в установлении последовательности формирования стадий минерализации, что является одним из важных критериев познания общего хода развития гидротермального процесса.

Таким образом, пересечение минеральных ассоциаций не может быть отнесено к сомнительным критериям и безоговорочно отвергнутым. Пересечение различных парагенетических ассоциаций может служить критерием, подтверждающим стадийность рудообразования.

II. **Пространственное обособление продуктов различных минеральных ассоциаций** имеет большое значение в выявлении стадийности гидротермального процесса и также широко распространено в пределах рудных полей, хотя по сравнению с первым критерием оно проявляется менее часто.

Пространственное обособление продуктов оруденения, отличающихся по минеральному составу, свидетельствует, как правило, о разорванности их во времени.

Такие соотношения отчетливо наблюдаются на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР.

На Каджаранском и Джиндаринском месторождениях (К. А. Карамян, 1959; Карамян К. А., Фарамазян А. С., 1960) отмечается пространственное обособление продуктов различных стадий. При этом рудные тела различных стадий обычно расположены зонально по отношению к главному рудоконтролирующему нарушению — Дебаклинскому разлому. Рудные тела ранних продуктивных стадий минерализации локализованы вблизи разлома, а рудные тела поздних стадий, как правило, локализованы вдали от разлома.

Пространственное обособление продуктов различных стадий отмечается также в пределах Алмалыкского рудного поля (С. Т. Бадалов, 1965), Джидинского рудного поля (Кушнарев, 1947; Малиновский Е. М., 1947).

III. **Околорудное изменение вмещающих пород**, сопровождающее различные парагенетические ассоциации, является одним из очень важных критериев в определении стадийности гидротермального процесса на рудных месторождениях и оно нередко проявляется на месторождениях различных рудных формаций. Обычно околорудное изменение выражено в виде зон различной мощности, сопровождающих рудные тела (прожилки и жилы). Ширина таких зон не зависит от мощности рудного тела.

Состав околорудно измененных пород часто находится в зависимости от минерального состава рудных тел, т. е. стадий минерализации. Это хорошо устанавливается на медно-молибденовых месторождениях юга Армянской ССР. Так, например, с ранними кварц-магнетитовой и полевошпатовой стадиями связана полевошпатизация и биотитизация вмешающих пород; со средними продуктивными стадиями — кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой, кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой, кварц-сфалерит-галенитовой связана их серицитизация; с низкотемпературной карбонатной стадией—карбонатизация.

Наличие околорудного изменения на контакте с рудным телом есть результат кислотно-щелочного взаимодействия растворов и свидетельствует о более раннем образовании околорудного изменения по сравнению с рудоотложением. Отсюда вполне очевидно, что если различные парагенетические ассоциации, т. е. рудные тела различных стадий минерализации сопровождаются околорудным изменением, то это результат цикличности кислотно-щелочного взаимодействия. Наличие же пересечений прожилков с различным минеральным составом, сопровождающимся каждый, в свою очередь, ореолом изменения, безусловно, свидетельствует о прерывистом поступлении растворов и, естественно, может служить критерием для расчленения стадий минерализации на рудных месторождениях.

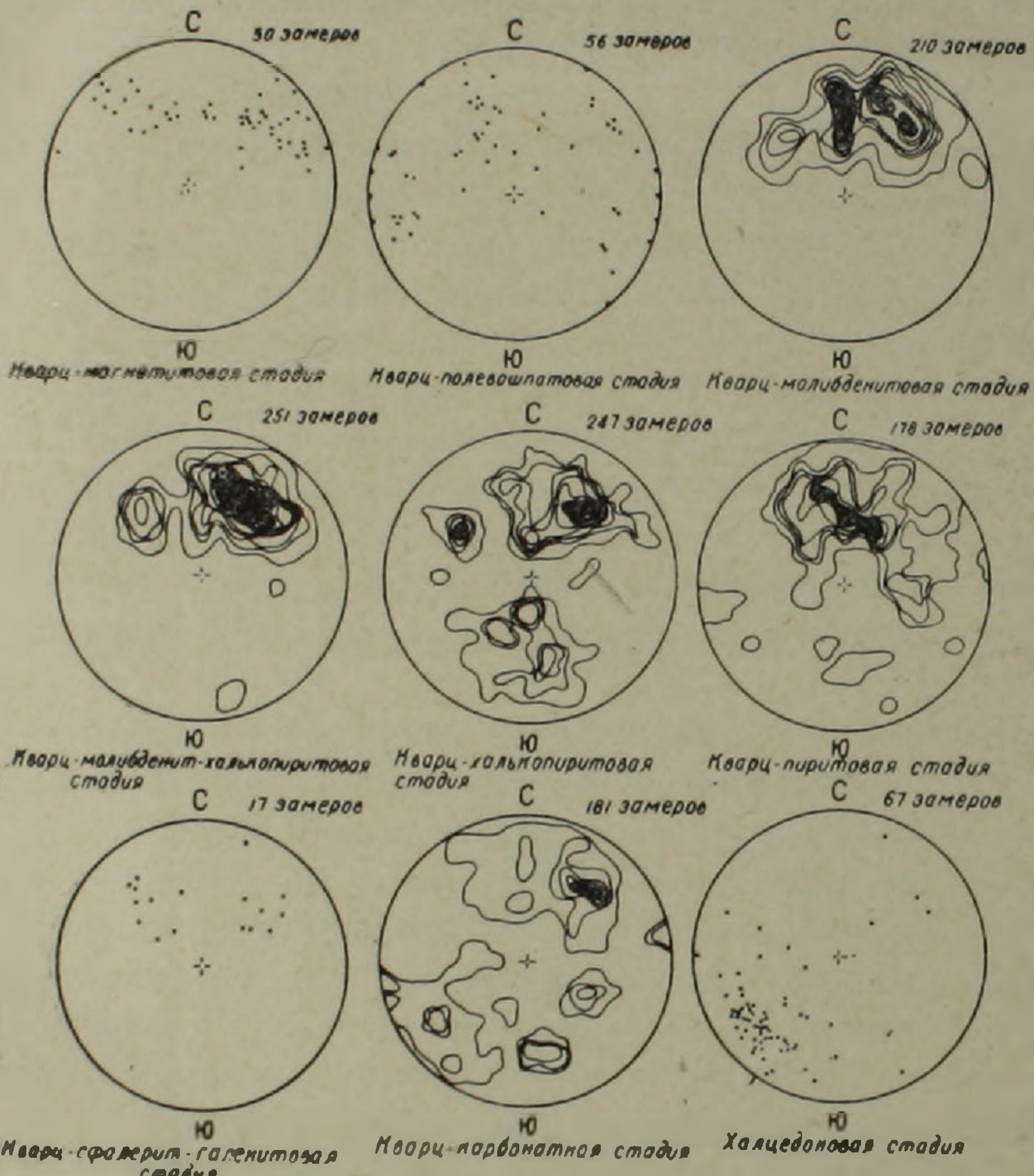
IV. **Изменение плана деформаций** в период формирования оруденения различных стадий минерализации может служить дополнительным критерием для расчленения постмагматических процессов.

Изучение строения штокверковых медно-молибденовых месторождений Каджарана и Агарака показало, что планы деформаций различных стадий минерализации отличаются друг от друга. На фигурах 3 а, б, в, г, д, е, ж, з, и приведены диаграммы ориентировки прожилков различных стадий минерализации на Каджаранском месторождении, где отчетливо видно последовательное изменение элементов залегания прожилков различного состава.

Таким образом, в процессе формирования месторождения намечаются определенные импульсы тектонической активности, имеющие различную ориентировку тектонических напряжений. Это также может служить доказательством прерывистости процесса минерализации.

V. **Локализация продуктов** различных стадий минерализации в разрывных нарушениях различного генетического типа (трещины скола, трещины отрыва) наблюдается часто на рудных месторождениях и это ведет к различию морфологических особенностей рудных тел, проявлению в различных разрывах разных стадий минерализации и особенно к появлению различных руд. Все отмеченные особенности хорошо проявляются на ряде медно-молибденовых месторождений Армянской ССР. Так, например, на Дастакертском медно-молибденовом месторождении минеральные ассоциации полевошпат-халькопиритовой стадии минерализации получили распространение в системе небольших трещин отры-

ва, вследствие этого образуются медные руды с гнездовым, прожилковым, прожилково-брекчиевидным оруденением, рассеянным на сравнительно значительной площади, а более поздняя медно-молибденовая стадия четко локализуется в сравнительно крупных сколах, образует рудные тела, морфологически близкие к жилам, выдержанные по простиранию, характеризующиеся брекчиевидной текстурой руд.



Фиг. 3. Диаграммы простираний прожилков различных стадий минерализаций на Каджаранском медно-молибденовом месторождении.

На Джиндаринском медном месторождении также ранняя кварц-халькопирит-борнитовая стадия проявляется в виде вкрапленно-прожилкового оруденения на сравнительно значительной площади, а более поздняя кварц-пиритовая стадия локализована в сравнительно крупных сколовых нарушениях и образует кварц-пиритовые жилы.

З а к л ю ч е н и е

Обобщая все вышеизложенное в отношении периодизации постмагматических процессов, можно сделать следующие выводы:

1. Прерывистое поступление гидротермальных растворов реально проявляется при формировании рудных месторождений и постмагмати-

ческих образований и обусловливает разнообразие минерального состава рудных месторождений.

2. Критериями для выделения стадий минерализаций на гидротермальных месторождениях могут служить:

а) пересечение прожилков с различным минеральным составом;

б) пространственное обособление различных парагенетических ассоциаций или минеральных комплексов;

в) различное околорудное изменение вмещающих пород в связи с различными минеральными комплексами;

г) различный план тектонических деформаций, соответствующий формированию каждой стадии минерализации;

д) локализация продуктов отдельных стадий минерализации минеральных комплексов в разрывных нарушениях различного генетического типа (трещины скола, трещины отрыва) и вследствие этого различные морфологические типы и текстурно-структурные особенности руд отдельных стадий минерализации.

3. Предложенные критерии выделения стадий минерализации могут быть применены для расчленения постмагматических образований различных генетических типов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.IX.1969.

Կ. Ա. ՔԱՐԱՄՅԱՆ

ՀԵՏՄԱԳՄԱՏԻԿ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ՊԱՐԲԵՐԱՅՆԱՑՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայկական ՍՍՀ հիդրոթերմալ հանքավայրերի ուսումնասիրությունը ցույց է տալիս, որ Ս. Ս. Սմիրնովի հանքառաջացման պուլսացիոն տեսությունը ստույգ ձևով արտացոլում է բնության մեջ նկատվող փոխհարաբերությունները:

Հանքային ստադիաների անջատման չափանիշներ են հանդիսանում՝

1. Տարբեր միներալային կազմ ունեցող երակների փոխադարձ հատումները:

2. Պարագենետիկ տարբեր ասոցիացիաների կամ միներալային կոմպլեքսների տարածական առանձնացվածությունը:

3. Տարբեր միներալային կոմպլեքսները ուղեկցող մերձհանքային տարբեր փոփոխությունների առկայությունը:

4. Հանքայնացման յուրաքանչյուր ստադիայի ձևավորմանը զուգընթաց տեկտոնական դեֆորմացիաների պլանների փոփոխումները:

5. Հանքայնացման տարբեր ստադիաների միներալային կոմպլեքսների տեղաբաշխումը տարբեր գենետիկական տիպի խզումնային խախտումներում (սահքի, պոկման) և դրանով պայմանավորված՝ զանազան տեքստուրա-ստրուկտուրային առանձնահատկությունների առկայությունը տարբեր ստադիաների հանքանյութերում:

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бадалов С. Т.** Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, 1965.
2. **Бетехтин А. Г.** Текстуры и структуры руд. М., 1958.
3. **Карамян К. А.** Особенности минерализации Дастакертского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР. сер. геол., № 3, 1958.
4. **Карамян К. А.** Гидротермально измененные породы Дастакертского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, сер. геол., № 5, 1959.
5. **Карамян К. А., Фарамазян А. С.** О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, сер. геол., № 3—4, 1960.
6. **Кигай И. Н.** О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. Сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд. Наука, М., 1966.
7. **Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
8. **Коржинский Д. С.** Гидротермальная кислотно-щелочная дифефренциация. ДАН СССР, 1958, 122, № 2.
9. **Коржинский Д. С.** Теория процессов минералообразования. III чтение им. В. И. Вернадского. Изд. АН СССР, 1962.
10. **Коржинский Д. С.** Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. В сб.: Конференции «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I, Прага, 1963.
11. **Кушкарев И. П.** Об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Сб. «Геология и горное дело», № 16, Металлургиздат, 1947.
12. **Петровская Н. В.** О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. «Геология рудных месторождений», № 4, 1960.
13. **Пэк А. В., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И.** Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. «Геология рудных месторождений», № 4, 1960.
14. **Смирнов С. С.** К вопросу о зональности рудных месторождений. Известия АН СССР, серия геол., № 6, 1937.
15. **Эммонс В.** Изменение первичного оруденения с глубиной. Геол. разведиздат, 1933, М.—Л.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 55—64, 1970

В. О. ПАРОНИКЯН

О НОРМАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДАХ И МИНЕРАЛАХ

(Армянская ССР)

Функция распределения является наиболее полной характеристикой содержаний компонентов и в ряде случаев может иметь также генетическое значение. Как показывают исследования, распределение частот содержаний элементов в большинстве гидротермальных месторождений Армянской ССР характеризуется значительной положительной асимметричностью, выходящей за рамки нормального распределения [7].

Проявления нормального закона распределения в геологических образованиях детально рассмотрены А. Б. Вистелиусом [2, 16]. Согласно его модели распределение нормальное с различными параметрами в разных точках исследуемого объекта [2]. Вместе с этим, важным является и следующее положение, которое подтверждается материалами, полученными по рудным формациям Армянской ССР: распределение вероятностей содержаний химических элементов в определенных фазах—нормальное, в то время как смешанные продукты многих фаз геохимических процессов характеризуются асимметричным распределением [16].

В настоящей статье приведены некоторые примеры нормального распределения частот содержаний химических элементов в рудах, породах и минералах. Наряду с этим автор пытался установить связь между функцией распределения и генетическими особенностями изучаемых объектов, а также функцией и параметрами распределения.

Как показывает аналитический материал, в генетическом отношении наиболее интересными являются случаи проявления нормального закона, устанавливающегося в тех геологических образованиях, которые связаны с локальными однородными процессами, протекающими в достаточно узких термодинамических и физико-химических условиях.

Следует, однако, отметить, что выделение совокупностей, которые удовлетворяли бы вышеуказанным условиям, в большинстве гидротермальных месторождений представляет трудную задачу. Руда в этих образованиях, обычно, является конечным продуктом многих стадий минерализации, каждая из которых характеризуется определенными физико-химическими показателями. Кроме того, практически почти невозможно произвести опробование только тех участков месторождений, которые были бы непосредственно связаны с рудообразующими процессами. В контуры рудных тел, обычно, включается огромная масса вмещающих пород, а в процессе опробования от пробы к пробе резко меняется соотношение руда : порода. В этих случаях, разумеется, функция

распределения лишена генетического значения, поскольку в ней вложены факторы, не имеющие прямого отношения к рудогенезу*.

В наиболее чистом виде первичные рассеяния или концентрации элементов могут ожидаться в магматических породах или же собственно магматических месторождениях; этим же условиям удовлетворяет распределение изоморфных элементов-примесей в минералах руд и пород, связанных с определенными геологическими процессами. Таким образом, функции распределения, в которых устранено влияние наложенных факторов, приобретают определенное генетическое значение.

Как пример собственно магматических месторождений, здесь рассматривается Сваранцское месторождение титаномагнетитовых руд. Рудные тела (оливиниты) имеют дайкообразную и линзообразную форму и приурочены к габброидному комплексу пород третичного возраста. Главными рудообразующими минералами являются магнетит и титаномагнетит. Месторождение относится к гистеромагматической группе, аналогами его являются месторождения Качканар, Кусинское и др. на Урале [5, 12].

В ходе разведочных работ были достаточно детально опробованы как рудные тела, так и рудообразующие габбро, что позволяет определить функции распределения растворимого железа (связанное главным образом с магнетитом и титаномагнетитом) в этих образованиях**.

Проверка гипотезы нормального распределения содержаний элементов произведена по критерию x^2 Пирсона. Как видно из приведенных таблиц 1 и 2, распределение частот содержаний растворимого железа не противоречит нормальному закону как в рудах, так и в породах рассматриваемого месторождения***.

---

* Здесь искусственно возрастает частота встречаемости низких содержаний, в результате чего в большинстве гидротермальных месторождений наблюдается распределение с преимущественно положительной асимметрией.

** Разведка месторождения осуществлялась механически колонковым бурением, результаты которого контролировались прохождением горизонтальных горных выработок. Средний выход керна по рудным участкам составлял 80,5%. Разведочные скважины были заложены на расстоянии 200 м друг от друга.

Опробование штолен произведено бороздовым способом, при сечении борозды 10×5 см. Вкрест простирания рудные тела опробовались непрерывно; расстояние между пробами в выработках, пройденных по простиранию рудных тел, составляло 3 м. Опробование буровых скважин произведено по керну (половина керна), длина которого в пределах одного рейса не превышала 2 метров.

Начальный вес пробы—52 кг; после измельчения и сокращения конечный вес пробы составлял 0,41 кг (данные заимствованы из работы С. Г. Машуряна, С. Н. Даниеляна, Г. Б. Межлумяна и С. Г. Алояна, 1963 г.).

*** Месторождения железа, которые связаны с гидротермально метасоматическими процессами (например, месторождение Кохб Алавердского рудного района) характеризуются значительным асимметричным распределением частот содержаний, аналогично гидротермальным месторождениям других элементов. Таким же образом распределение растворимого железа в рудах Капутанского месторождения близко к логнормальному, что указывает на возможность участия пневматолито-гидротермальных процессов в формировании этого месторождения.

Появление нормального закона распределения в геологических образованиях объясняется в литературе либо рассеянием элементов во многих минералах пород приблизительно равными порциями [9], либо же наличием наложенных процессов [9] и, в частности, метаморфизма [1, 6]. В нашем случае, однако, речь идет о первичном рассеянии или концентрации железа в породе и руде, причем, как видно, нормальный закон имеет место и в том случае, когда элемент сконцентрирован только в одном минерале. Анализ большого эмпирического материала показывает, что нормальное или же приближенно нормальное распределение присуще таким элементам и объектам, которые характеризуются достаточной однородностью и устойчивостью свойств (например, содержания) или же малыми числовыми значениями коэффициента вариации, что характерно для локальных процессов без проявления наложенных факторов.

Таблица 1

Проверка гипотезы нормального распределения железа в рудах Сваранцского месторождения

Границы интервалов, %	Число анализов (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретические частоты (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n}-P_i\right)^2}{P_i}$	Эмпирическая функция распределения $F_n(x)$	Теоретическая функция распределения $F(x)$
до 10	1	0,0013	0,0063	0,004	0,0013	0,0063
10—12	10	0,0134	0,0165	0,0006	0,0147	0,0228
12—14	23	0,0309	0,0441	0,0004	0,0456	0,0669
14—16	59	0,0794	0,0918	0,0016	0,1249	0,1587
16—18	133	0,1787	0,1499	0,0055	0,3036	0,3086
18—20	160	0,2150	0,1914	0,003	0,5186	0,5005
20—22	135	0,1814	0,1914	0,0005	0,7000	0,6919
22—24	126	0,1693	0,1499	0,0025	0,8693	0,8418
24—26	60	0,0806	0,0918	0,0013	0,9499	0,9336
26—28	20	0,0269	0,0441	0,0067	0,9768	0,9777
28—30	11	0,0148	0,0165	0,0002	0,9916	0,9942
30—32	5	0,0067	0,0049	0,0006	0,9983	0,999
>32	1	0,0013	0,0013	0,0	1,0	1,0

$n = 744$
$\bar{x} = 20\%$
$s = 4{,}0$
$V = 20\%$

$$\chi^2 = n \sum_{i=1}^{k} \frac{\left(\frac{m_i}{n} - P_i\right)^2}{P_i} = 20{,}0$$

$\chi_a^2 = 20{,}1$, при $a = 0{,}01$ и 8 степенях свободы.

Из изоморфных элементов-примесей здесь рассматриваются распределение селена в пирите, халькопирите и молибдените Каджаранского медно-молибденового и Кафанского медноколчеданного месторождений, рения — в молибдените Каджаранского месторождения, а также акцессорных редкоземельных элементов в апатите железорудного месторождения*.

* С этой целью использованы данные химических анализов (Г. О. Пиджян, К. А. Карамян, А. С. Фарамазян, Р. Н. Зарьян и автор) по Se и Re, а также данные количественного спектрального анализа (Г. М. Мкртчян и Л. Б. Саруханян) по редкоземельным элементам в апатитах.

Таблица 2

Проверка гипотезы нормального распределения железа в рудовмещающих габбро Сваранцского месторождения

Границы интервалов %	Число анализов (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретические частоты (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n}-P_i\right)^2}{P_i}$	Эмпирическая функция распределения $F_n(x)$	Теоретическая функция распределения $F(x)$
1—2	2	0,0058	0,0033	0,002	0,0058	0,0033
2—3	1	0,0029	0,0049	0,0008	0,0087	0,0082
3—4	4	0,0116	0,0265	0,0083	0,0203	0,0347
4—5	14	0,0436	0,0441	0,0	0,0639	0,0788
5—6	40	0,1163	0,0918	0,006	0,1808	0,1706
6—7	55	0,1584	0,1497	0,005	0,3813	0,3203
7—8	75	0,2180	0,1914	0,003	0,5993	0,5117
8—9	59	0,1715	0,1914	0,002	0,7708	0,7031
9—10	46	0,1337	0,1497	0,0017	0,9045	0,8528
10—11	31	0,0893	0,0918	0,00006	0,9539	0,9446
11—12	10	0,0290	0,0441	0,005	0,9829	0,9887
12—13	9	0,0262	0,0265	0,0	1,0	1,0

$n = 347$ $\chi^2 = 11{,}7$

$\overline{x} = 7{,}85\%$ $\chi^2_a = 14{,}07$, при $a = 0{,}05$ и 7 степенях свободы

$s = 2{,}0$

$V = 25\%$

Таблица 3

Проверка гипотезы нормального распределения селена в халькопирите пирит-халькопиритовой стадии минерализации Кафанского месторождения

Границы интервалов г/т	Число проб (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретическая частота (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n}-P_i\right)^2}{P_i}$
до 80	5	0,1389	0,1252	0,001
80—120	11	0,3056	0,2398	0,018
120—160	12	0,3334	0,3102	0,016
160—200	8	0,2222	0,2189	0,00
>200	3	0,0833	0,1039	0,004

$n = 39$ $\chi^2 = 1{,}52$

$\overline{x} = 137$ г/т $\chi^2_a = 3{,}84$, при $a = 0{,}05$ и одной степени свободы

$s = 50$

$V = 36\%$

Следует отметить, что определение функций распределения указанных элементов в минералах произведено как для одной стадии минерализации, также и для месторождения в целом, сформировавшегося, как правило, в течение нескольких стадий минерализации. При этом, функция распределения, которая характеризует закон распределения элемента в минерале одной парагенетической ассоциации, принимает совершенно иной вид, когда минерал рассматриваем вне зависимости от парагенезиса.

Как пример не изоморфного или же частично изоморфного элемен-

Таблица 4

Проверка гипотезы нормального распределения селена в халькопирите кварц-халькопиритовой стадии Каджаранского месторождения

Границы интервалов, г/т	Число проб (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретические частоты (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n} - P_i\right)^2}{P_i}$
до 100	2	0,0465	0,0303	0,0087
100—150	5	0,1162	0,0964	0,004
150—200	13	0,3022	0,2064	0,044
200—250	9	0,2092	0,2766	0,016
250—300	7	0,1627	0,2311	0,020
300—350	5	0,1162	0,1150	0,0
350—400	2	0,0465	0,0361	0,0026
>400	1	0,0232	0,0076	0,031

$n = 44$ $\chi^2 = 5{,}51$

$\bar{x} = 230$ г/т $\chi_a = 5{,}99$, при $a = 0{,}05$ и двух степенях свободы

$s = 70$

$V = 30\%$

та изучены также функции распределения теллура в главных сульфидах вышеупомянутых месторождений.

Селен по многим физико-химическим показателям очень близко стоит к сере, чем и определяются главные особенности его поведения в процессах рудообразования и форм его нахождения. Во многих месторождениях, как показывает аналитический материал, селен без особого предпочтения изоморфно входит в решетки сульфидов, замещая серу ($Se^{2-} \rightarrow S^{2-}$). Этот изоморфизм, согласно экспериментальным работам, [13] в некоторых системах (например PbS и PbSe) почти неограничен.

Как следует из таблиц 3 и 4, распределение селена в мономинеральном халькопирите из пирит-халькопиритовой стадии Кафана и кварц-халькопиритовой стадии Каджарана не противоречит нормальному закону. С этим же законом хорошо согласуются эмпирические данные по содержанию селена в молибдените кварц-молибденитовой стадии минерализации Каджаранского месторождения (табл. 5).

Одним из главных концентраторов рения в рудах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР является молибденит [4, 11]. В этом отношении наиболее детально изучены молибдениты Каджаранского месторождения. В гидротермальных процессах, рений, как и молибден, выступает в четырехвалентной форме, ионный радиус которого очень близок к молибдениту (по Гольдшмидту—тождественны). Изоструктурны также дисульфиды рения и молибдена [14], а экспериментально установлен неограниченный изоморфизм между ними [15]. Большими химическими и кристаллохимическими сходствами рения и молибдена обусловлены довольно широкие границы изоморфного вхождения рения в природные молибдениты.

Аналогично селену распределение частот содержаний рения в молибдените кварц-молибденитовой стадии минерализации хорошо апроксимируется с нормальной функцией распределения (табл. 6).

Таблица 5

Проверка гипотезы нормального распределения селена в молибденитах кварц-молибденитовой стадии минерализации Каджаранского месторождения

Границы интервалов г/т	Число проб (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретические частоты (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n} - P_i\right)^2}{P_i}$
до 100	10	0,1388	0,1039	0,011
100–200	11	0,1528	0,1950	0,009
200–300	25	0,3192	0,2567	0,013
300–400	15	0,2082	0,2274	0,0017
400–500	8	0,1110	0,1289	0,0024
500–600	4	0,0555	0,047	0,0015
>600	1	0,0139	0,0136	0,0

$n = 72$ $\chi^2 = 2,78$

$\bar{x} = 268$ г/т $\chi^2_a = 7,82$, при $a = 0,05$ и трех степенях свободы

$s = 150$

$V = 56\%$

Таблица 6

Проверка гипотезы нормального распределения рения в молибденитах кварц-молибденитовой стадии минерализации Каджаранского месторождения

Границы интервалов, г/т	Число проб (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретические частоты (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n} - P_i\right)^2}{P_i}$
до 100	1	0,0149	0,0165	0,0001
100—150	2	0,0298	0,0362	0,0011
150—200	8	0,1194	0,0798	0,019
200—250	9	0,1343	0,1375	0,00007
250—300	12	0,1720	0,1852	0,0002
300—350	15	0,2238	0,1955	0,004
350—400	8	0,1194	0,1615	0,0109
400—450	6	0,0895	0,1047	0,004
450—500	5	0,0746	0,0529	0,009
>500	1	0,0149	0,0294	0,07

$n = 67$ $\chi^2 = 3,57$

$\bar{x} = 311$ г/т $\chi^2_a = 9,49$, при $a = 0,05$ и четырех степенях свободы

$s = 100$

$V = 32\%$

В отличие от предыдущих элементов содержания теллура в сульфидах контролируются двумя факторами — собственными минералами и частично изоморфной примесью. Собственные минералы теллура в сульфидах устанавливаются при его ничтожных содержаниях (<0,001%). В соответствии с этим распределение теллура, в отличие от селена, характеризуется значительной асимметрией и коэффициентом вариации. Исследования показывают хорошую сходимость между эмпирическими частотами содержаний теллура и теоретическими вероятностями, вычисленными из показательной и логарифмически-нормаль-

Таблица 7

Проверка гипотезы нормального распределения ΣTR в апатитах

Границы интервалов	Число проб (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретические частоты (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n}-P_i\right)^2}{P_i}$
до 2,0	13	0,1000	0,0918	0,0007
2,0—2,5	28	0,2170	0,2068	0,005
2,5—3,0	50	0,3175	0,3207	0,014
3,0—3,5	23	0,1782	0,2497	0,020
>2,5	15	0,1162	0,1110	0,0003

$n = 129$ $\chi^2 = 5{,}16$

$\bar{x} = 2{,}8$ $\chi^2_a = 5{,}99$, при $a = 0{,}05$ и двух степенях свободы

$s = 0{,}6$

$V = 21\%$

Таблица 8

Проверка гипотезы нормального распределения церия в апатитах

Границы интервалов	Число проб (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретические частоты (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n}-P_i\right)^2}{P_i}$
до 1,0	8	0,0620	0,0854	0,008
1,0—1,2	16	0,1240	0,1053	0,003
1,2—1,4	22	0,1705	0,1778	0,0003
1,4—1,6	33	0,2557	0,2048	0,012
1,6—1,8	24	0,1867	0,1844	0,00004
1,8—2,0	13	0,1007	0,1319	0,007
2,0—2,2	6	0,0465	0,0679	0,007
>2,2	7	0,0542	0,0560	0,0006

$n = 129$ $\chi^2 = 4{,}8$

$\bar{x} = 1{,}52$ $\chi^2_a = 11{,}07$, при $a = 0{,}05$ и 5 степенях свободы

$s - 0{,}38$

$V = 25\%$

ной функций в молибдените, пирите и халькопирите как одной стадии минерализации, так и месторождения в целом.

Трехвалентные элементы редкоземельной группы в структуре апатита замещают двухвалентный кальций (при гетеровалентном замещении, например, по схеме $Ce^{3+} + Si^{4+} \rightarrow Ca^{2+} + P^{5+}$, возникает структурный редкоземельный аналог апатит,—бритолит). В исследуемых апатитах акцессорные редкоземельные элементы представлены полностью с преобладанием цериевой группы [10]; на долю La+Ce приходится около 60—70% от суммы редких земель.

Преобладание цериевой группы редких земель в апатите объясняется координационным числом кальция и структурой минерала [3], при которых вхождение других элементов редкоземельной группы в значительной степени затруднено.

Таблица 9

Проверка гипотезы нормального распределения лантана в апатитах

Границы интервалов	Число проб (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{n}\right)$	Теоретические частоты (P_i)	$\frac{\left(\frac{m_i}{n} - P_i\right)^2}{P_i}$
до 4	4	0,0310	0,0606	0,014
0,4—0,5	12	0,0930	0,0981	0,0003
0,5—0,6	29	0,2248	0,1713	0,020
0,6—0,7	37	0,2867	0,2138	0,018
0,7—0,8	23	0,1782	0,2047	0,0035
0,8—0,9	12	0,0930	0,1402	0,021
0,9—1,0	6	0,0465	0,0737	0,01
>1,0	6	0,0465	0,0376	0,002

$n = 129$ $\chi^2 = 10{,}4$

$\overline{x} = 0{,}68$ $\chi^2_a = 11{,}07$, при $a = 0{,}05$ и 5 степенях свободы

$s = 0{,}18$

$V = 26\%$

Как следует из приведенных табл. 7, 8, 9, распределение главных элементов цериевой группы—лантана и церия, а также суммы редкоземельных элементов (ΣTR) в апатитах, не противоречит нормальной функции распределения. Полученные результаты позволяют, с другой стороны, предполагать принадлежность изучаемых апатитов к единой в генетическом отношении совокупности.

Таким образом, нормальное или же приближенно-нормальное распределение является характерным для достаточно устойчивых признаков руд, пород и минералов (при значении коэффициента вариации до 30—40%). Оно присуще для однородных и локальных процессов и в этом отношении может иметь определенное генетическое значение. С увеличением коэффициента вариации (>50—60%), как правило, возрастает и степень асимметрии распределения, в соответствии с этим усиливаются расхождения от нормального закона. Условиям нормального распределения удовлетворяют распределение железа в собственно магматическом месторождении, а также изоморфных элементов — примесей в минералах из одной парагенетической ассоциации или стадии минерализации.

Распределение элементов в большинстве гидротермальных месторождений, а также распределение не изоморфных примесей в минералах, характеризующихся несравненно более высокими значениями коэффициентов вариации и асимметрии, значительно отличаются от нормального закона.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13.XII.1968.

Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ

ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐՈՒՄ ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐՈՒՄ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՆՈՐՄԱԼ ԲԱՇԽՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Համաձայն հոդվածում բերված տվյալների, հավանականությունների նորմալ բաշխմանն են ենթարկվում ինչպես երկաթի պարունակությունները մագմատիկ ծագման Ալավերդի հանքանյութերում, այնպես էլ իզոմորֆ խառնուրդների՝ Se և Re պարունակությունները մեկ ստադիային պատկանող խալկոպիրիտներում և մոլիբդենիդներում։ Նորմալ բաշխման ֆունկցիան հաստատվում է նաև ապատիտներում ակցեսոր հազվագյուտ հողային էլեմենտների (La, Ce ΣTR) պարունակությունների նկատմամբ։

Ուսումնասիրությունների արդյունքները թույլ են տալիս եզրակացնելու, որ նորմալ կամ մոտավոր նորմալ բաշխումը բնորոշ է ապարների, հանքանյութերի և միներալների առավել կայուն հատկանիշներին (վարիացիոն գործակցի մինչև 30—40% արժեքների դեպքում), որը տեղի ունի միատարր և լոկալ պրոցեսների առաջացումներում և այդ տեսակետից կարող է ունենալ նաև գենետիկ նշանակություն։ Վարիացիոն գործակցի աճի հետ մեկտեղ, որպես կանոն, մեծանում է նաև բաշխման ասիմետրիան և համապատասխանաբար աճում նորմալ բաշխումից ունեցած շեղման աստիճանը։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Азизов Т. М.** Некоторые результаты применения математических методов при изучении рассеянных элементов в углях. В сб.: «Прим. мат. методов в геологии». Алма-Ата, 1968.
2. **Вистелиус А. Б.** Проблемы математической геологии. «Геология и геофизика», № 7, 1963.
3. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I. Изд. «Наука», М., 1964.
4. **Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фарамазян А. С.** Рений в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. ДАН Арм ССР, т. XXXVII, № 2, 1963.
5. **Межлумян Г. Б.** О генезисе Сваранцского железорудного месторождения. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ., № 1, 1960.
6. **Муканов К. М., Утегенов С. М.** Вероятностно-статистические параметры распределения элементов некоторых свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана. В сб.: «Прим. мат. методов в геологии». Алма-Ата, 1968.
7. **Пароникян В. О.** Характер распределения частот содержаний металлов в теле полезного ископаемого. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1966.
8. **Пароникян В. О.** К геохимии благородных и некоторых редких элементов в колчеданной и полиметаллической формациях руд Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
9. **Радионов Д. А.** Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд. «Наука», М., 1964.
10. **Саруханян Л. Б., Мкртчян Г. М.** Распределение акцессорных редкоземельных элементов в апатите. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1968.
11. **Фарамазян А. С.** Закономерности распределения рения в рудах Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. геогр. наук, № 1, 1961.
12. **Хачатурян Э. А., Гулян Э. Х.** Железо. В кн.: «Геология Армянской ССР». т. VI, Ереван, 1967.

13. **Earley I. W.** Discription and sinthesis of the selenide minerals. Amer. Mineralogist, 35, № 5–6, 1950.
14. **Lagrenaudie J.** Comparaison des somposes de la famille de MoS_2. J. phys. et radium, 15, № 4, 1954.
15. **Naddack I., Naddack W.** Die Geochemie des heniums. *Z.* phys. Chem., № 3—4, 1931.
16. **Vistelius A. B.** The skew frequency distribution and the fundamental law of the geochemical processes. J. Geol., vol. 68, № 1, 1960.

Известия АН Армянской ССР, Науки о земле, 1, 65—71, 1970

А. И. КАРАПЕТЯН

О ПОЛИЭТАПНОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ НЕКОТОРЫХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР*

За последние годы у ряда геологов, занимающихся изучением эндогенных рудных месторождений геосинклинальных областей, все с большей отчетливостью проявляется тенденция рассматривать эндогенные месторождения как результат только позднего этапа геосинклинального развития области. Хотя на территории нашей республики известны месторождения, сформированные в ранние и средние этапы развития альпийской геосинклинали, тем не менее эта точка зрения получила признание со стороны ряда наших геологов, которые склонны все эпигенетические эндогенные месторождения рассматривать как одновозрастные (позднетретичные) образования.

В настоящей статье сделана попытка на основании имеющегося фактического материала показать, что разновозрастные рудообразовательные процессы проявляются не только на месторождениях, приуроченных к различным этапам геосинклинального развития, но иногда и в пределах одних и тех же месторождений и рудных полей.

Интересным примером полиэтапности оруденения является Анкаванское месторождение. Здесь в пределах сравнительно небольшой площади рудного поля проявлены продукты нескольких этапов интрузивного магматизма. Это нижнепалеозойские лейкократовые граниты, дотуронские кварцевые диориты и гранодиориты (112 млн. лет) и олигоценовые гранит-порфиры (32 млн. лет) [1]. С кварцевыми диоритами связано сравнительно более раннее оруденение, представленное гранат-магнетитовыми скарнами с тонкой, местами эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Образование рудных минералов происходило в заключительные этапы ранней щелочной стадии, когда имело место повышение кислотности растворов [5, 8]. В результате наблюдается пространственное совмещение продуктов скарнового и непосредственно его сменяющего рудного процесса.

Более поздним является гидротермальное сульфидное оруденение, развитое в кварцевых диоритах и наложенное на гранат-магнетитовые и другие скарны. Возрастные взаимоотношения его с породами даечной серии довольно сложные, и на первый взгляд, даже противоречивые. Еще П. Д. Яковлевым, Г. И. Гольденбергом и др. было установлено, что приуроченная к Анкаванской интрузии молибденовая минерализация в главной своей массе моложе гранодиорит-порфиров первой генерации и древнее таковых второй генерации. Действительно, наши исследова-

---

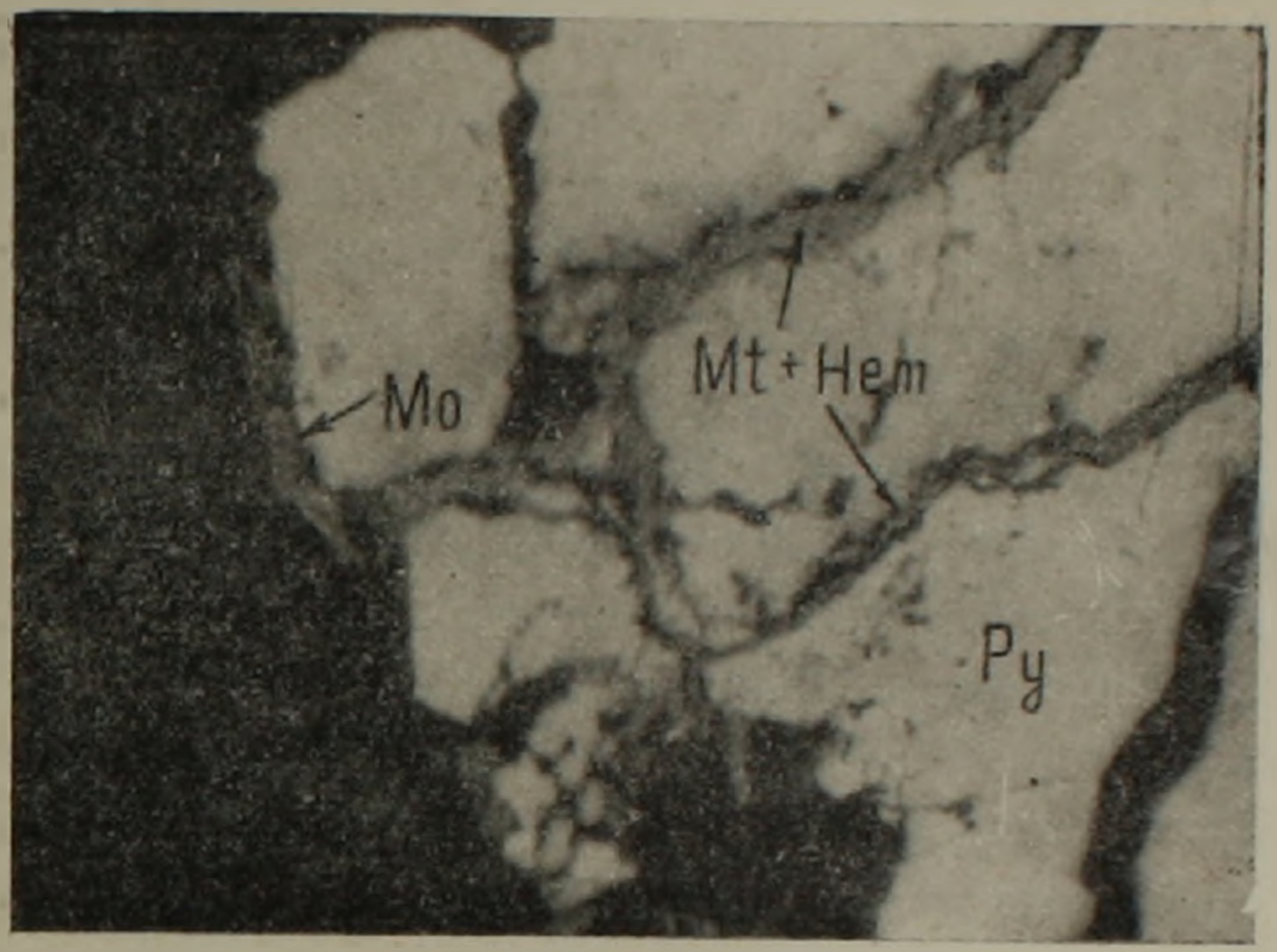
* Статья печатается в порядке обсуждения.

ния показывают, что зоны интенсивной сульфидной минерализации, охватывающие гранодиорит-порфировые дайки первой генерации, обрываются на участках развития интрузий порфировидных гранитов, которые, в свою очередь, пересекаются гранодиорит-порфировыми дайками и местами охвачены молибденитовой минерализацией. Подобные соотношения становятся вполне понятными в свете радиологических исследований [1], согласно которым существует большой разрыв (порядка 90 млн. лет) между временем формирования кварцевых диоритов и интрузией порфировидных гранитов. Следовательно, отмеченные генерации гранодиорит-порфировых даек, судя по их взаимоотношениям с малыми интрузиями порфировидных гранитов, должны быть отнесены к жильным сериям разновозрастных магматических комплексов, каждый из которых сопровождался рудной минерализацией. Образование связанного с кварцевыми диоритами молибденитового оруденения происходит из растворов стадии кислотного выщелачивания. При этом, причину наложения на скарны руд В. А. Жариков [5] видит в совокупности влияния с одной стороны, хорошей растворимости скарновых силикатов кислыми растворами, приведшими к образованию благоприятной для осаждения руд зоны пониженного давления и, с другой стороны, понижения растворимости рудных минералов вследствие нейтрализации кислых растворов при взаимодействии их с основной средой скарнов.

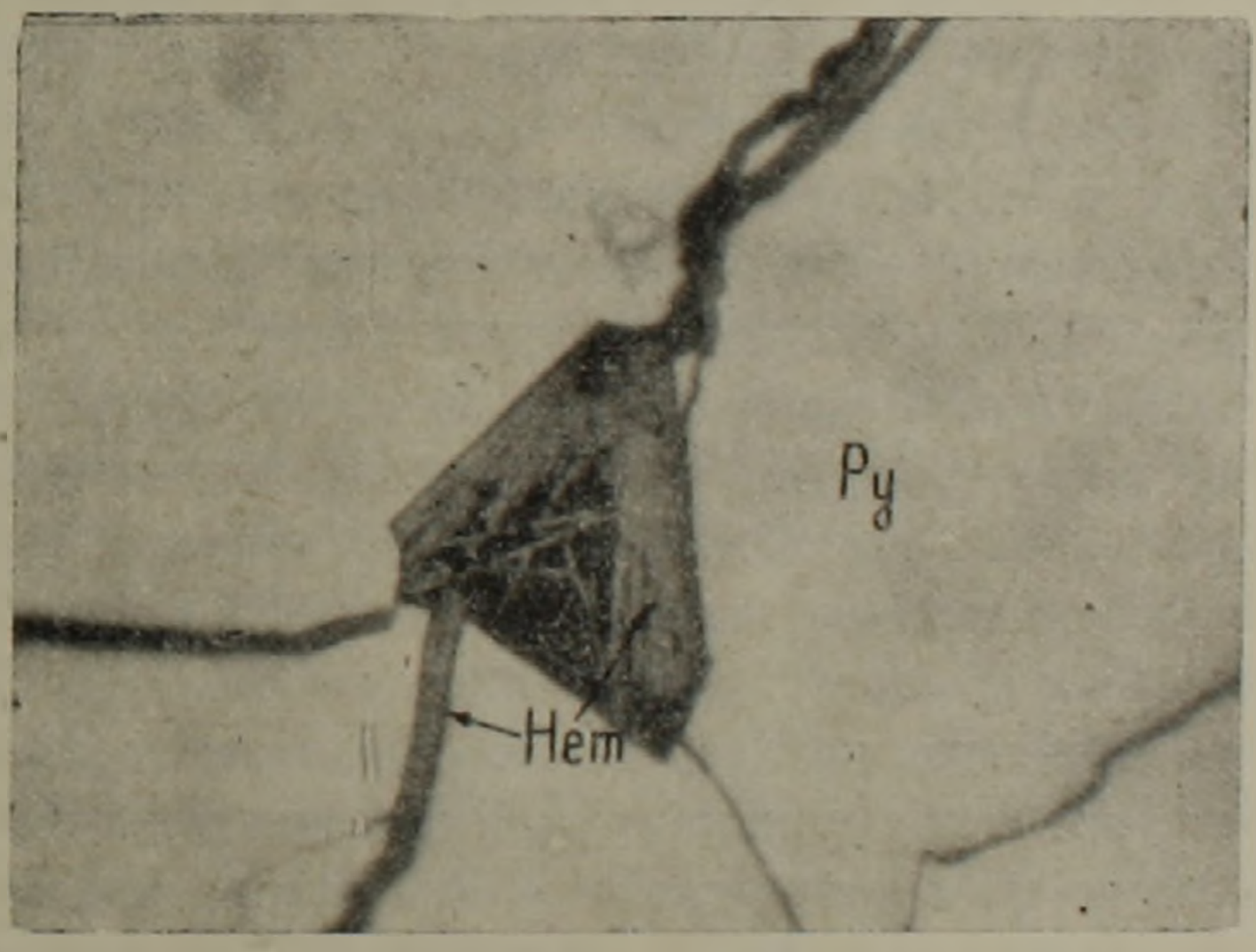
Итак рудообразовательный процесс на Анкаванском месторождении делится на два, оторванных друг от друга этапа минерализации. С кварцевыми диоритами дотуронского возраста связано гранат-магнетитовое оруденение и часть развитой в кварцевых диоритах и скарнах сульфидной минерализации. Второй этап оруденения связан с малыми интрузиями порфировидных гранитов олигоценового возраста и представлен молибденитовой и золото-теллуровой минерализацией. Таким образом, каждый из отмеченных этапов минерализации наряду со своими специфическими особенностями ознаменовался проявлением молибденитовой минерализации. Иначе говоря в пределах Анкаванского месторождения проявлена молибденитовая минерализация двух различных магматических этапов, оторванных друг от друга не менее, чем на 90 млн. лет.

Полиэтапность оруденения достаточно отчетливо проявлена и в пределах Кафанского колчеданно-полиметаллического месторождения. Здесь вдоль пострудных, относительно колчеданного оруденения, габбро-диоритовых даек послесреднеюрского возраста установлена молибденитовая минерализация [7], сопровождающаяся гематитизацией, которая является результатом контактового метаморфизма колчеданных руд под воздействием прорывающей их габбро-диоритовой дайки. По сравнению с минералами промышленных колчеданных руд (жила № 29) молибденит, также как и гематит, по времени образования является более поздним (фиг. 1, 2). Только в отличие от гематита, молибденит развит в более узкой приконтактовой полосе дайки, а гематитовая минерализация охватывает более широкую зону. Строгая приурочен-

ность молибденитовой минерализации к контактам габбро-диоритовой дайки и ее более поздний возраст по отношению к пирит-халькопиритовой минерализации дает основание связывать ее с внедрением самой



Фиг. 1. Молибденит (M_0) вдоль контакта габбро-диоритовой дайки, пересекающей жилу № 29 (гор. 746 м) вместе с гематитом и магнетитом (Mt+Нем) развивается по трещинкам в пирите. Полир. шлиф×400. Кафанское месторождение.



Фиг. 2. Гематит (Нем), пересекающий поля пирита, в пустотах образует пластинчатые кристаллы. Этот факт, свидетельствующий о высокой кристаллизационной силе гематита, рядом исследователей рассматривается в качестве доказательства о более раннем возрасте гематита. Контакт габбро-диоритовой дайки с жилой № 29 (гор. 746). Полир. шлиф×400. Кафанское месторождение.

дайки, тем самым считая ее оторванной во времени от промышленного колчеданного оруденения. Таким образом, можно считать, что в пределах Кафанского месторождения проявлены два значительно оторванных друг от друга этапа рудной минерализации. Первый из них ознаменовался образованием промышленных колчеданных руд и связан со сред-

неюрским магматизмом. Верхним возрастным пределом этого этапа оруденения считается средняя юра, учитывая строгую стратифицированность оруденения в среднеюрских образованиях и пересечение их габбро-диоритовыми и диабазовыми дайками послесреднеюрского возраста. Второй этап минерализации, согласно имеющимся в настоящее время данным, в пределах Кафанского месторождения проявлен очень слабо, его нижний возрастной предел определяется как верхняя юра на основании приуроченности продуктов данного этапа к экзоконтактам даек, пересекающих верхнеюрские породы. Верхний возрастной предел молибденовой минерализации нами условно определяется как неоком на основании допущения генетической или парагенетической связи ее с очагом габбро-диоритовых даек, которые большинством исследователей считаются жильными отщеплениями интенсивно проявленного в пределах Кафанского рудного района верхняя юра-неокомского этапа магматизма. Слабое проявление молибденитовой минерализации и наложение ее на промышленное колчеданное оруденение Кафанского месторождения значительно осложняет ее выявление и требует большого объема детальных микроскопических исследований. Не исключена возможность выявления продуктов этого этапа минерализации (представленных по всей вероятности не только молибденитом) и в верхнеюрских породах самого Кафанского месторождения, аналогично тому, что было сделано на других участках рудного района (Шикахох, Дзорастан и др.). Именно полиэтапностью, на наш взгляд, следует объяснить наличие в пределах месторождения таких фактов, на основании которых различными исследователями развиваются взаимноисключающие точки зрения относительно возраста оруденения Кафанского месторождения.

Другим примером полиэтапного оруденения является Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Здесь И. Г. Магакьяном, С. С. Мкртчяном, С. А. Мовсесяном и К. А. Карамяном [10, стр. 138] выделяются два этапа рудной минерализации, которые также, как и на Анкаванском месторождении, наряду с отличительными особенностями имеют определенное сходство, выраженное в проявлении в каждом из них молибденитовой минерализации. Первый этап отмеченными исследователями связывается с монцонитовой интрузией, возраст которой согласно радиологическим исследованиям Р. Х. Гукасяна, Б. М. Меликсетяна [4]; Г. П. Багдасаряна, Р. Х. Гукасяна и К. А. Карамяна [2] соответствует верхнему эоцену (35—41 млн. лет). Второй этап минерализации охватывает развитые в пределах Каджаранского месторождения наиболее молодые интрузивные породы (порфировидные граниты и их жильная фация), возраст которых радиологическими исследованиями [2, 4] определяется как нижний миоцен (23 млн. лет).

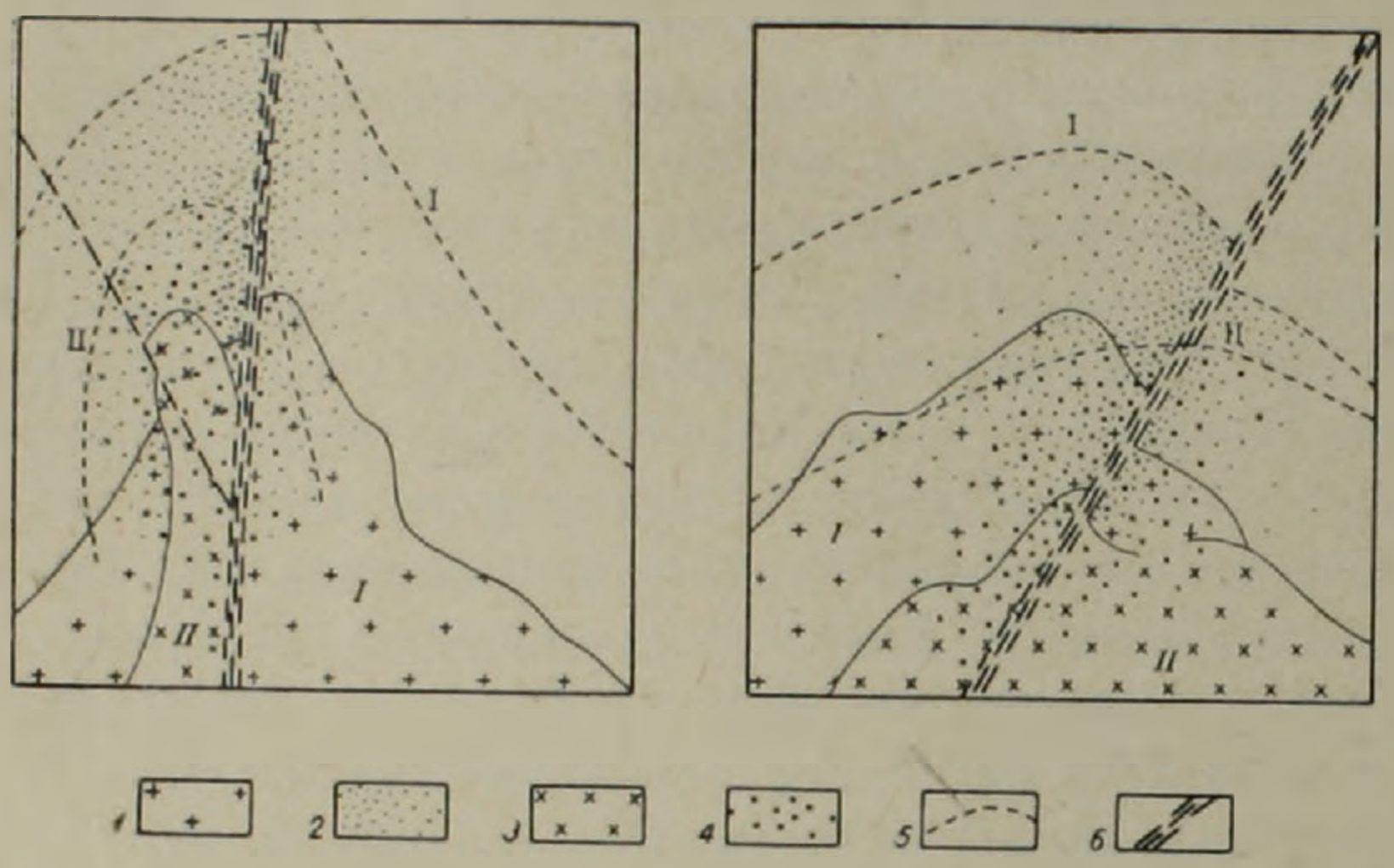
Таким образом, образование руд Каджаранского месторождения происходило в результате наложения рудообразовательных процессов, оторванных друг от друга на 15—18 млн. лет. В связи с этим возникает вопрос о возрасте и генетической связи основного промышленного оруденения. Группой отмеченных выше исследователей [10] считается, что

второй этап является наиболее ценным в промышленном отношении. Вполне согласуясь с этим, мы все же считаем, что нет никаких оснований первый этап минерализации считать, совершенно неинтересным в промышленном отношении. Наоборот, полученные Р. Х. Гукасяном и Б. М. Меликсетяном [4] данные о наличии промышленного медно-молибденового оруденения в связи с каждым из отмеченных этапов магматизма на продолжении проходящего здесь Дебаклинского разлома (Агаракское и Айгедзорское месторождения в связи с верхнеэоценовым этапом и Джиндаринское и Дастакертское с нижнемиоценовым) и интенсивная проявленность продуктов обоих этапов магматизма в пределах Каджаранского месторождения, дают основание проявленное здесь промышленное оруденение считать суммарным результатом двух интенсивно проявленных рудообразовательных процессов. Этим мы склонны объяснить несравненно большие масштабы и интенсивность оруденения Каджаранского месторождения. Сходство минерального состава продуктов этих процессов рудообразования существенно осложняет отделение их на месторождении. Косвенным доказательством полиэтапности оруденения могут служить противоречивые факты о последовательности образования продуктов различных стадий минерализации, которые позволили различным исследователям (Г. О. Пиджян, К. А. Карамян, А. С. Фарамазян, М. П. Исаенко и др.) предложить схемы стадийности развития рудообразовательного процесса, находящиеся в явном противоречии друг с другом [6, 10, 12]. При проведении дальнейших минералого-геохимических исследований в пределах Каджаранского месторождения должна быть учтена возможная полиэтапность образования его руд, что безусловно поможет правильному пониманию многих фактов.

Как нетрудно заметить из вышеизложенного, к числу основных факторов, благоприятствующих полиэтапности оруденения рассматриваемых месторождений, относятся геолого-структурные условия их формирования и, в частности приуроченность к долгоживущим региональным разломам. Последние по глубине заложения, длительности и перманентности геологического развития соответствуют интрагеосинклинальным разломам, которые, служа путями внедрения магмы, определяют пространственное совмещение продуктов различных этапов магматизма и связанных с ними гидротермальных месторождений (В. И. Смирнов, 1965).

Кроме геолого-структурных условий, в совместном проявлении продуктов разновозрастных рудообразовательных процессов, важное значение имеет глубинность, размеры и относительный уровень внедрения сменяющих друг друга интрузий, которые, определяя температуру и масштабы подвергающихся перегреву окружающих пород, обусловливают относительное расположение зон, благоприятных для рудной минерализации [11]. При этом важнейшим условием совместного проявления продуктов разновозрастных рудообразовательных процессов являются сравнительно меньшие размеры или сравнительно более глубокое рас-

положение более поздних интрузивных образований (фиг. 3). Здесь речь идет не только об образовании, но и о сохранении сравнительно более ранней минерализации. Нет необходимости доказывать, что большие размеры более поздних интрузий приведут к значительной ассимиляции и переотложению образовавшейся до этого рудной минерализации, если она будет развиваться по тем же структурам и на тех же уровнях.



Фиг. 3. Благоприятные для полиэтапного оруденения взаимные расположения сменяющих друг друга интрузивных тел. Условные обозначения: 1—2—интрузии и гидротермальная минерализация первого этапа магматизма, 3—4—интрузии и гидротермальная минерализации второго этапа магматизма, 5—уровни перегрева надинтрузивных зон, благоприятных для выпадения рудной минерализации, 6—тектонические нарушения.

В связи с наличием разновозрастных (гетерогенных) рудных образований в пределах эндогенных месторождений возникает вопрос о соответствующей терминологии для отличия их от месторождений, связанных с одним магматическим источником.

Известно, что в настоящее время наиболее крупной единицей периодизации процессов формирования отдельных рудных месторождений считается этап минерализации, который согласно формулировке А. Г. Бетехтина [3] отражает периоды минералообразования, отделенные друг от друга весьма значительными интервалами времени, но связанные с одним и тем же магматическим источником. В соответствии с этим указанные выше пространственно совмещенные разновозрастные рудообразовательные процессы не могут быть названы этапами минерализации, поскольку они связаны с различными магматическими источниками. Применение же другого названия привело бы к обозначению различными терминами одних и тех же понятий, что вряд ли можно считать целесообразным. Поэтому нам кажется возможным этапами минерализации называть значительно оторванные друг от друга периоды минералообразования, характеризующиеся определенными физико-химическими условиями, независимо от магматического источника. Что же касается совокупности нескольких, связанных с одним и тем же магматическим источником, этапов минерализации (пневматолитовый, гидро-

термальный и т. д.), то для них, по-видимому, можно применить термин цикл минерализации. Например, дотуронский (неокомский?) цикл минерализации Анкаванского рудного поля состоит из скарнового и гидротермального этапов минерализации, а в целом сульфидная минерализация сложена продуктами скарнового этапа дотуронского магматизма и гидротермальных этапов дотуронского и олигоценового магматизма.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.II.1969.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՄԻՆԵՐԱԼԻԶԱՑԻԱՅԻ ԲԱԶՄԷՏԱՊՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

(Հայկական ՍՍՀ-ի մի քանի էնդոգեն հանքավայրերի օրինակով)

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Վերջին տարիներս մի շարք երկրաբանների մոտ ավելի ու ավելի որոշակի է արտահայտվում տենդենց էնդոգեն հանքավայրերի դիտել իբրև գեոսինկլինալային զարգացման միայն վերջին էտապի արդյունք։ Ջնայած մեր հանրապետության սերիտորիայում հայտնի են գեոսինկլինալային զարգացման վաղ և միջին էտապներում առաջացած բազմաթիվ հանքավայրեր, այնուամենայնիվ այդ տեսակետը ճանաչում է գտել մեր մի շարք երկրաբանների մոտ, որոնք հակված են այստեղ հայտնի բոլոր էնդոգեն հանքավայրերը դիտել որպես ուշ երրորդական հասակի առաջացումներ։

Հոդվածի հեղինակը մի շարք հանքավայրերի (Հանքավան, Ղափան, Քաջարան) օրինակով փորձել է ցույց տալ որ Հայկական ՍՍՀ-ի տերիտորիայում տարբեր հասակի հանքայնացում է տեղի ունեցել ոչ միայն տարբեր հանքավայրերի շրջանում, այլ նույնիսկ միևնույն հանքավայրերի և հանքային դաշտերի սահմաններում։

Բազմէտապ հանքայնացումը պայմանավորող գործոններից ամենակարևորը դա երկրաբանա-ստրուկտուրային պայմաններն են և մասնավորապես հարատև գործող այսպես կոչված ինտրագեոսինկլինալային խախտումների առկայությունը Պայմանավորելով երկրակեղևում մագմատիկ օջախների առաջացումը և տեղաբաշխումը, նրանք ըստ էության, ստեղծում են բարենպաստ պայմաններ տարբեր էտապների մագմատիզմի և նրանց հետ կապված հանքայնացման համատեղ հանդես գալու համար։ Վերջիս մեծապես կախված է նաև միմյանց հաջորդող ինտրուզիոնների չափերից և նրանց հարաբերական դիրքից։

Առավել բարենպաստ են այն դեպքերը, երբ ուշ ներդրվող ինտրուզիվ ապարները ունեն ավելի փոքր չափեր կամ գրավում են համեմատաբար ավելի խորը դիրք։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Багдасарян Г. П.** О возрастном расчленении интрузий северной Армении в свете радиологических исследований. В сб.: «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». М., 1966.
2. **Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А.** Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Армянской ССР. Известия АН СССР. № 5, 1968.
3. **Бетехтин А. Г.** О стадиях минерализации в эндогенных рудных месторождениях. В кн.: «Структуры и текстуры руд», М., 1958.
4. **Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М.** Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, т. 18, № 3—5, 1965.
5. **Жариков В. А.** Скарновые месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., 1968.
6. **Карамян К. А., Фарамазян А. С.** О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, № 3—4, 1960.
7. **Карапетян А. И.** Об обнаружении молибденитовой минерализации в пределах Кафанского колчеданного месторождения ДАН Арм. ССР, т. 47, № 4, 1968.
8. **Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР. М., 1957.
9. **Магакьян И. Г.** Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, № 4, 1966.
10. **Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Мовсесян С. А., Карамян К. А.** Молибден. В кн.: «Геология Армянской ССР». Металлические полезные ископаемые, т. VI, 1967.
11. **Овчинников Л. Н.** Плутоногенные гидротермальные месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., 1968.
12. **Пиджян Г.-О.** К минералогии руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, № 2, 1960.
13. **Смирнов В. И.** Геология месторождений полезных ископаемых. М., 1966.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 73—84, 1970

Р. С. МКРТЧЯН

СВЯЗЬ ЗАМОРОЗКОВ С УРОВНЕМ ТЕМПЕРАТУРЫ В УСЛОВИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Для более полной оценки сельскохозяйственной значимости сроков заморозков необходимо показать температурный и фитофенологический фон, на котором прекращаются поздние весенние и наступают ранние осенние заморозки. Без такой характеристики заморозков только одни даты не вскрывают степени опасности заморозков.

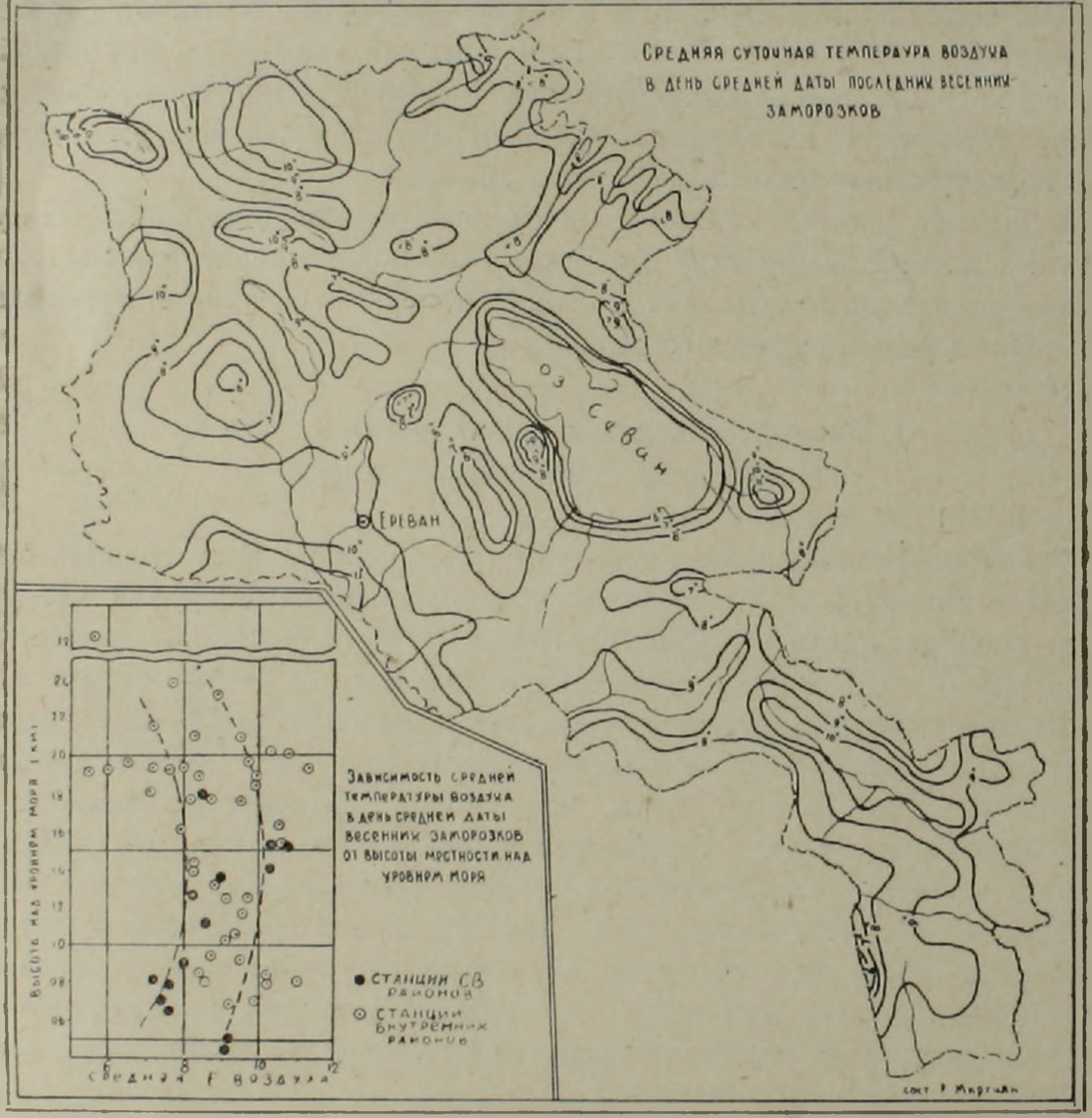
В данной работе основное внимание обращено на связь между средними датами заморозков и средней суточной температурой воздуха в день средних дат последних весенних и первых осенних заморозков в различных условиях горного рельефа.

1. Зависимость между сроками заморозков и уравнением температуры воздуха

Значение средних температур снято по годовому ходу средних декадных температур, а затем составлен корреляционный график между этими температурами и абсолютной высотой (фиг. 1, 2). Из графиков видно, что в высокогорной зоне (выше 3000 м), где летом средние суточные температуры вообще низкие (редко доходят до 15—20°) заморозки весной прекращаются и осенью наступают при низком уровне температуры (6—7°). При таком же уровне температуры заморозки наблюдаются на склонах северо-восточных районов в зоне 600—800 м. Однако, несмотря на одинаковый уровень температуры, эти две зоны по степени опасности заморозков для сельскохозяйственных культур резко отличаются друг от друга. Если в высокогорной зоне заморозки могут быть в разгар вегетации, то в нижней зоне они наблюдаются в начале весны, когда вегетация только начинается, и в конце осени, когда вегетация уже прекращается.

Если вообразим, что на графиках (фиг. 1 и 2) исключены справа холодные котловинные станции, а слева теплые склоновые и приозерные станции, то по оставшимся склоновым станциям прослеживается криволинейная связь между температурой средних дат заморозков и высотой местности. Согласно этой кривой в период заморозков наиболее высокие температуры наблюдаются в среднегорной зоне (1400—1800 м). Выше и ниже этой зоны температура снижается. Такая закономерность аналогична той, которая выявлена И. А. Гольцберг (1948) по Союзу в целом, где в период заморозков наиболее низкие уровни температур приходятся на крайние северные (ниже 8—9°) и крайние южные районы (7—8°). В средних же широтах заморозки наблюдаются при температуре 9—11°.

Как видно из карт (фиг. 1, 2), в республике самые низкие средние суточные температуры воздуха, при которых наступают или прекращаются заморозки, наблюдаются в прибрежной зоне оз. Севан. Здесь заморозки прекращаются при 5—6°, а осенью наступают при 6—7°. Низкий фон температуры наблюдается также на станциях Мартирос, Фонтан, Кошабулах. Это районы самых безопасных заморозков.

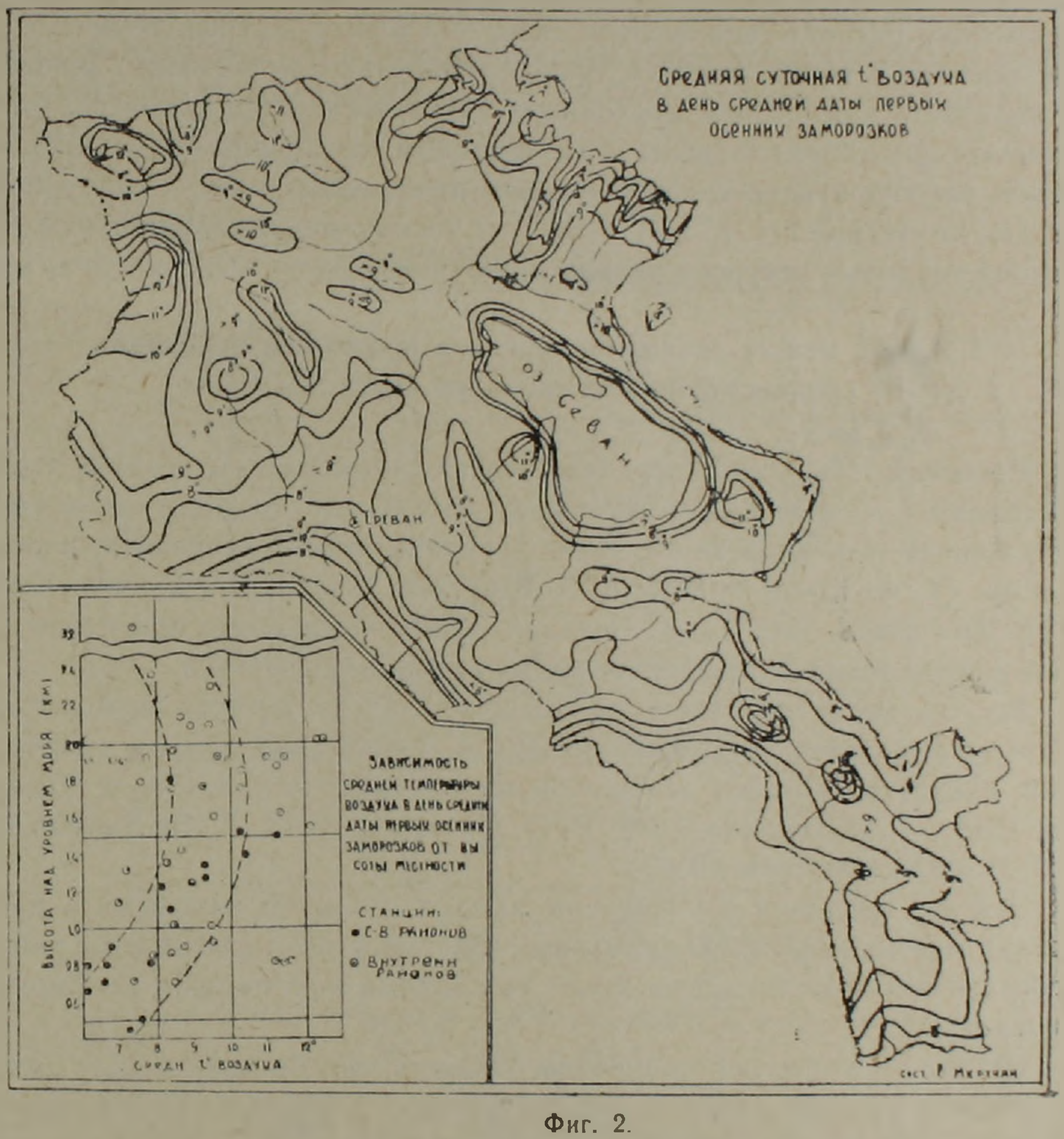


Фиг. 1.

На станциях, расположенных на дне котловин или широких долин, последние весенние заморозки прекращаются при средней суточной температуре воздуха около 10—11°, а осенью наступают при 11—13°. Это наиболее опасные районы заморозков, среди которых особенно отличаются донные части Араратской, Лорийской, Ширакской, Апаранской, Сисианской, Севанской, Верхнеахурянской, Верхневоротанской и др. котловин.

Рекордно высокий уровень температуры при последних весенних заморозках имеют Мазра 11,3°, Октемберян 11,0°, Шурабад и Калинино 10,8°, а при первых осенних заморозках: Шурабад 12,6°, Базарчай 12,4°, Ленинакан 12,2°. Аналоги таких районов в Союзе находим весной в

Восточной и Западной Сибири, а осенью в степях Казахстана и Средней Азии, т. е. в самых холодных и самых жарких континентальных районах Союза.



Фиг. 2.

В этом отношении Араратская равнина весной напоминает районы среднего течения рек Енисея, Оби, Нижней Волги и Якутию, осенью же— Казахстан и Среднюю Азию.

Из сказанного можно сделать практический вывод о том, что при определении начала сева или высадки рассады теплолюбивых культур нельзя ориентироваться только по уровню средней суточной температуры, как иногда предлагают в агроправилах, и работы начинать с наступлением температуры 8—10°. В таких случаях многие районы могут понести значительные убытки от последующих заморозков. Конечно, в агроправилах невозможно предусмотреть микроклиматические особенности каждого района, тем более подрайона и хозяйства. Но имея представление о характере распределения ночных минимальных температур и сроках заморозков в зависимости от формы рельефа и других факторов, можно внести некоторые коррективы в выбор наиболее це-

лесообразных сроков посева, высадки рассады и уборки урожая теплолюбивых культур. При этом необходимо учесть, что на дне блюдцеобразных форм рельефа весной выгоднее несколько задержать работы по высадке рассады или посеву, зная, что благоприятные температурные условия в таких районах, правда, наступают значительно раньше, но опасность заморозков продолжает оставаться. Если хозяйства располагают средствами борьбы с заморозками, то вполне целесообразно весной работы начать с наступлением соответствующих температур, осенью же задержать уборку урожая с целью максимального использования тепловых ресурсов района и получения более высоких урожаев.

2. Связь между датами заморозков и сроками переходов среднесуточных температур через 5 и 10°

Известно, что переход средней суточной температуры воздуха через 5° знаменует возобновление вегетации многих плодовых деревьев умеренной зоны: черешни, вишни, сливы, груши, яблони, абрикоса, персика и др. (К. Ф. Костина, 1936; А. А. Щиголев, 1951; Н. Г. Жучков, 1954; А. П. Драгавцев, 1956; У. Х. Чендлер, 1960). Осенью же при переходе температуры ниже 5° прекращается их активная вегетация.

Весной, когда средняя суточная температура воздуха доходит до 10°, возобновляется вегетация винограда, приступают к севу хлопчатника, кукурузы, высадке теплолюбивых овощных и т. п. (Ф. Ф. Давитая, 1948; Т. Д. Лысенко, 1949; В. Н. Степанов, 1938; Л. Н. Бабушкин, 1957; В. И. Эдельштейн, 1964).

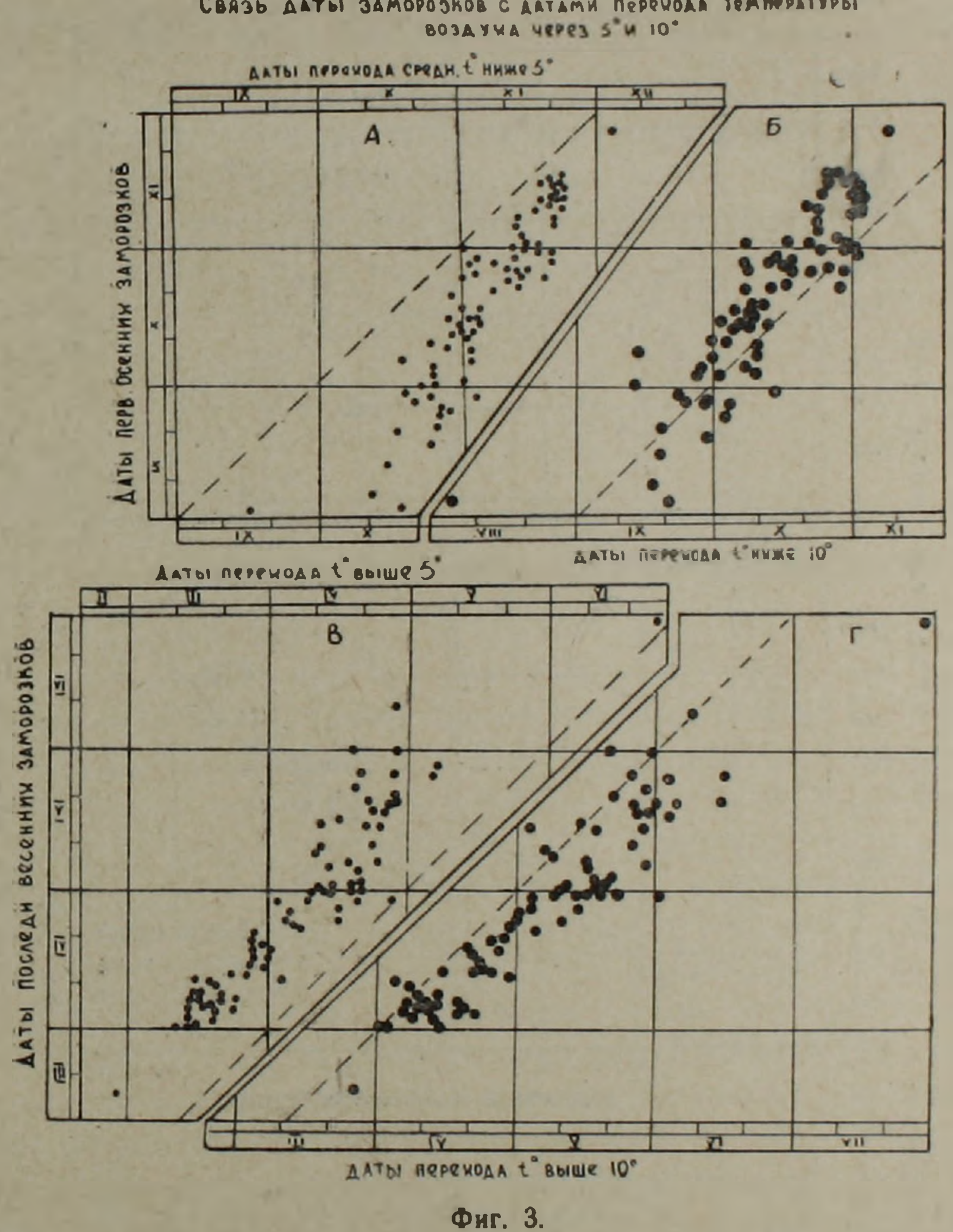
Эти две градации температуры являются как бы веховыми в проведении многих сельскохозяйственных кампаний, если даже сроки работ в абсолютном смысле не совпадают со сроками наступления указанных температур.

Исходя из этого, целесообразно показать взаимосвязь между датами заморозков и переходов температур через 5 и 10° (фиг. 3). Из графиков видно, что весной на всех метеостанциях последние заморозки прекращаются после перехода среднесуточной температуры выше 5°, а осенью наступают до опускания ее ниже 5° (фиг. 3, А и В). Наибольшее расхождение между датами заморозков и переходом температуры через 5° наблюдается на дне котловин, причем в нижней зоне (в Араратской равнине) оно составляет 15—20 дней, а в верхней зоне (в Севанской котловине)—35—40 дней.

В районах с относительно мягким климатом это различие составляет в нижней зоне примерно 5—15, а в верхней зоне 10—30 дней. Наименьшее различие между сроками заморозков и переходом температуры через 5° наблюдается у берегов оз. Севан (Севан-остров, Шоржа).

Таким образом, начальные процессы возобновления вегетации большинства плодовых культур (набухание и распускание почек), а также прекращение их активной вегетации (осеннее окрашивание листьев и листопад) на территории Армянской ССР обязательно протекают при наличии заморозков.

Наибольший интерес представляет связь между датами заморозков и переходом среднесуточной температуры через 10°, когда растения становятся более уязвимыми, а сельскохозяйственные работы в этот период проводятся широким фронтом. Осенью же при средней суточной температуре воздуха в 10° вегетация всех растений продолжается, а у многих урожай не убран, поэтому даже слабые заморозки наносят большие убытки.

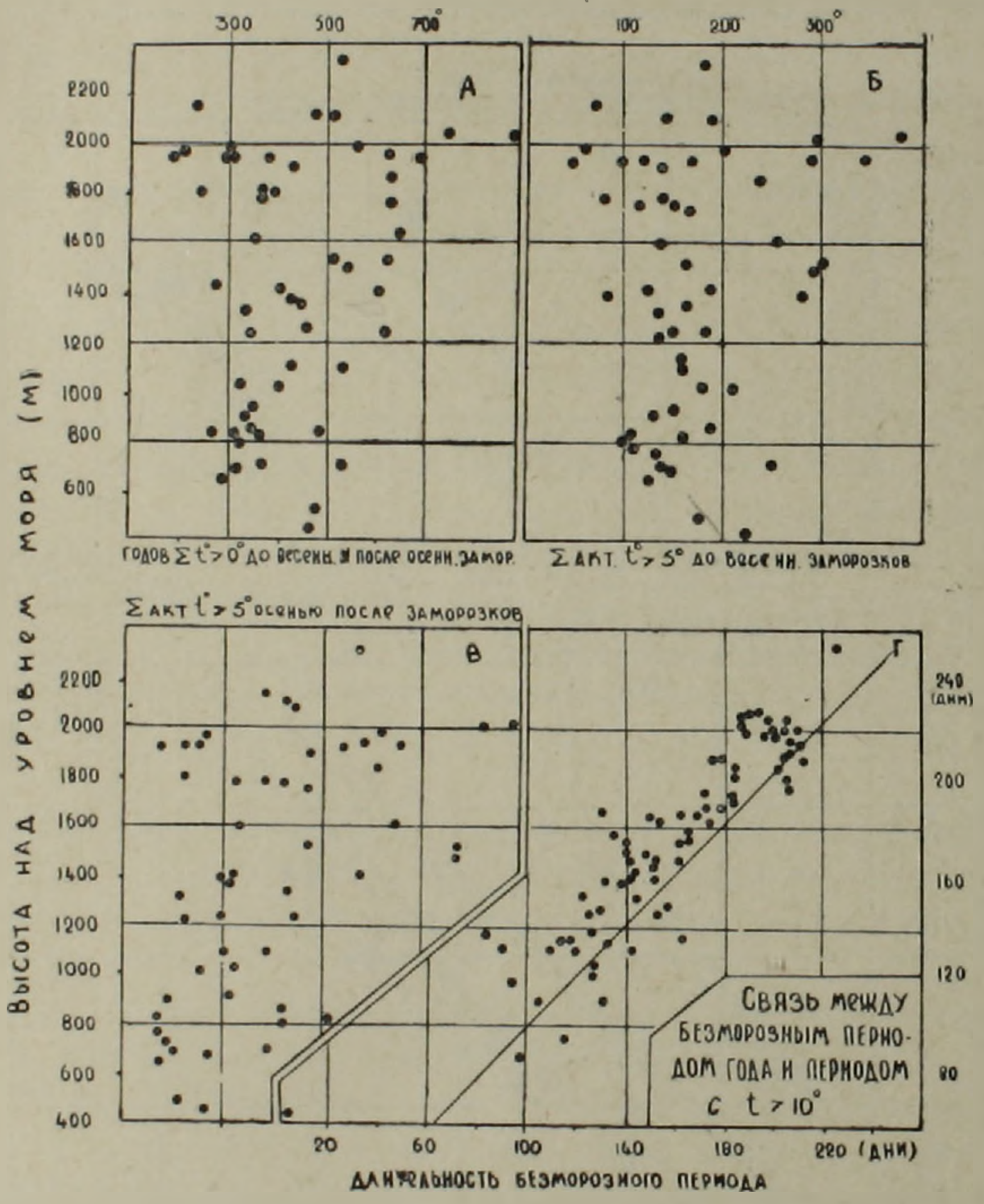


Фиг. 3.

Из графиков (фиг. 3, Б и Г) видно, что на подавляющем большинстве станций весной заморозки прекращаются до установления 10° температуры, а осенью наступают после перехода температуры ниже 10°. Однако на котловинных станциях (Шурабад, Базарчай, Гукасян, Басаргечар, Мазра, Камо, Апаран, Ленинакан, Калинино, Степанаван, Сисиан, Арташат, Октемберян и др.) отмечено, что весенние заморозки прекращаются на 2—10 дней позже и осенние наступают на 5—20 дней раньше даты перехода температуры через 10°. Поэтому в районах указанных станций заморозки представляют большую опасность для мно-

гих культур. Здесь речь идет не только о непосредственном повреждении сельскохозяйственных культур от заморозков, но и о сокращении длительности вегетационного периода, которая также снижает урожайность культур.

Например, в Октемберяне и Арташате (фиг. 4Г) период с температурой выше 10° длится 204 и 206 дней, однако безморозный период составляет 201—196 дней, т. е. в этих районах весь период вегетации пол-



Фиг. 4.

ностью не может быть использован теплолюбивыми растениями. Поэтому приходится культивировать более скороспелые сорта растений, которые часто по количеству и качеству урожая, уступают позднеспелым, или посев и высадку производить с опозданием, урожай убирать преждевременно. Подобное положение создалось с хлопчатником в Араратской равнине, где позднее прекращение заморозков весной не давало возможности приступить к севу с начала апреля, т. е. при переходе температуры выше 10°, а ранние осенние заморозки повреждали расте-

ния до перехода температуры ниже 10°, т. е. до созревания и раскрытия хотя бы 50% коробочек на кустах.

Вследствие позднего прекращения весенних и раннего начала осенних заморозков в Араратской равнине часть суммы температур выше 10° не используется растениями и как бы «теряется» без пользы. В среднем сумма «потерянных» за год температур выше 10° составляет 50—100°, т. е., примерно столько, сколько требуется для появления всходов хлопчатника (табл. 1).

Таблица 1

Средняя сумма температур (градусы) выше 10°, накапливающаяся до прекращения весенних и после наступления осенних заморозков на некоторых котловинных станциях

Метеостанции	Весной	Осенью	За год
Базарчай	93	175	268
Шурабад	10	105	115
Камо	0	103	103
Мазра	10	10	20
Сисиан	11	54	65
Ленинакан	116	173	289
Калинино	20	88	108
Степанаван	30	30	60
Арташат	60	43	103
Октемберян	40	10	50

Большие «потери» температуры наблюдаются также в котловинах Севанского бассейна. Например, в Камо и Басаргечаре сумма таких температур за год вполне хватила бы для того, чтобы картофель прошел от фазы всходов до фазы образования боковых побегов.

Особенно большие «потери» температур наблюдаются в Ленинакане. Здесь весной заморозки прекращаются после того, как сумма активных температур выше 10° достигает 116°, а осенью после первых заморозков устанавливается теплая погода, в течение которой набирается 173°. Напомним, что столь большие «потери» наблюдаются только на дне высокогорной Воротанской котловины (Базарчай), где возделывается очень ограниченное количество культур.

Таким образом, в Ленинакане «теряется» примерно такая сумма температур, которая требуется для периода от посева до всхода картофеля, кукурузы, сахарной свеклы. Эта сумма значительно больше, чем требуется для межфазного периода от набухания цветковых почек до начала цветения абрикоса, сливы, персика, вишни. За счет такой суммы температур можно было бы вместо среднеспелого сорта кукурузы возделывать позднеспелый, более урожайный, сорт и получить урожай в фазе молочно-восковой спелости.

Анализ хода температуры весной в период от перехода средней суточной температуры выше 5° до средней даты последнего заморозка в воздухе показал (фиг. 4Б), что на территории всех котловинных станций накапливается такая сумма эффективных температур, которая вы-

зывает цветение миндаля, алычи, абрикоса, вишни, сливы и персика. В Мазре же эта сумма достигает 172°, что хватило бы даже для цветения груши. Важно отметить, что процесс от набухания почек до цветения вышеуказанных плодовых, протекает в условиях частых заморозков и больших суточных амплитуд температуры, которые в известной мере повышают морозостойкость растений.

Как показывает график (фиг. 4Б), величина суммы температур выше 5°, набирающаяся до прекращения весенних заморозков, не зависит от высоты над уровнем моря, а обусловлена формой рельефа и другими факторами.

Осенью, в период между средними датами первых заморозков и переходом температуры ниже 5°, также имеется значительная сумма температур выше 5° (фиг. 4В). Однако, первые осенние заморозки почти не повреждают растения, биологический ноль которых находится в пределах 5°, поэтому для таких растений указанные суммы температур нельзя считать «потерянными». Наоборот, первые осенние заморозки являются началом подготовки многих древесных растений к завершению вегетации, причем частые слабые ночные заморозки и большие суточные амплитуды температуры способствуют лучшей подготовке растений к перезимовке (ускоряются сахаронакопление, осеннее расцвечивание листьев и листопад).

При сравнении длительности безморозного периода и периода с температурой выше 10° (фиг. 4Г) установлено, что из 78 метеостанций на 12 котловинных станциях безморозный период на 2—26 дней короче периода вегетации теплолюбивых культур, а на 17 станциях, расположенных на плато, период вегетации длиннее безморозного периода не более, чем на 10 дней. Только на склоновых станциях и станциях, расположенных в теплых долинах, на горных перевалах и у берегов оз. Севан, безморозный период почти всегда длиннее, чем вегетационный период. В этом отношении особый интерес для распространения теплолюбивых культур (виноград, овощные и др.) в горной зоне представляют склоны с южной экспозицией, узкие долины широтного направления, где наряду с благоприятным соотношением вегетационного и безморозного периодов имеется также достаточная сумма температур для полного завершения годового цикла вегетации. Преимущество же прибрежной полосы оз. Севан заключается в большой интенсивности солнечной радиации. При умелом выборе сорта, агротехнических приемов возделывания и микроклимата в таких районах можно выращивать ряд теплолюбивых растений, которые в обычных полевых условиях не культивируются (Ф. Ф. Давитая. 1948; О. А. Геодакян, 1949; С. С. Хачатрян и Г. Х. Паронян, 1951).

3. Зависимость между суточной амплитудой температуры воздуха и датами заморозков

Известно, что в районах континентального климата поздние весенние и ранние осенние заморозки более интенсивны и губительны для

растений, чем в других районах. Вероятность возникновения радиационных заморозков здесь несравненно больше, чем в районах с мягким климатом. Поэтому изучение суточной амплитуды в период заморозков дает возможность наметить термические границы радиационных заморозков, возникающих в результате суточного хода температуры. Выявление особенностей этого процесса в дальнейшем может способствовать решению задач по предвычислению радиационных заморозков и организации борьбы с ними.

Фиг. 5.

Из графика (фиг. 5) видно, что величина средней суточной амплитуды температуры по всей республике колеблется в период осенних заморозков от 5,1 до 15,6°, а в период весенних заморозков от 3,5 до 12,7°. Сравнительно большая изменчивость амплитуды в период осенних заморозков говорит о некотором увеличении континентальности климата осенью за счет ее сухости.

На ряде станций (Мазра, Кафан, Мегри, Шнох, Иджеван и др.) суточные амплитуды весной на 2—3° больше, чем осенью. Особенно большие суточные амплитуды наблюдаются на дне всех межгорных котловин, где заморозки носят более губительный характер (Базарчай, Шурабад, Сисиан, Камо, Мазра, Калинино, Спитак, Ленинакан, Арташат, Октемберян, Апаран и др.).

Из данных таблицы 2 видно, что средние минимальные температуры в период весенних и осенних заморозков в различных климатических зонах между собой резко не различаются. Большие различия в суточных амплитудах температуры создаются в основном за счет различных дневных температур в разных климатических зонах. Например, средние минимальные температуры средней даты осенних заморозков в Шурабаде и в Шорже равны между собой (2,8°), но средняя температура в 13 часов в Шурабаде примерно на 9° выше, чем в Шорже, поэтому и суточная амплитуда в Шурабаде больше на такую же величину.

Таким образом, в континентальных районах Армянской ССР в период заморозков средние величины дневных прогревов достигают 15—

Таблица 2

Средняя суточная амплитуда температуры средних дат заморозков

Метеостанции	Средние температуры воздуха в средние даты заморозков					
	весной			осенью		
	минимум	в полдень	амплитуда	минимум	в полдень	амплитуда
В условиях резко континентального климата						
Шурабад	2,7	15,4	12,7	2,8	18,3	15,5
Базарчай	3,2	15,2	12,0	3,8	19,4	15,6
Сисиан	3,7	15,7	12,0	4,0	18,2	14,2
Мазра	3,5	15,8	12,3	3,3	16,7	13,4
Камо	3,3	14,2	10,9	3,7	16,7	13,0
Калинино	4,4	15,0	10,6	4,4	16,4	12,0
Спитак	3,4	12,1	8,7	4,0	16,1	12,1
Ленинакан	4,7	15,5	10,8	4,8	16,5	11,7
Арташат	3,6	14,5	10,9	4,0	15,8	11,8
Октемберян	4,0	14,7	10,7	1,9	13,6	11,7
Апаран	3,8	13,4	9,6	4,3	16,0	11,7
В условиях слабо континентального климата						
Севан—остров	3,9	7,4	3,5	3,3	8,4	5,1
Шоржа	2,6	8,7	6,1	2,8	9,5	6,7
Берд	4,2	10,8	6,6	3,5	10,0	6,5
Иджеван	2,8	11,3	8,5	3,1	10,5	7,4
Арагац в. г.	1,9	7,7	5,8	4,3	10,5	6,2

19°, а в условиях менее континентального климата 7—11°. Если судить не по средним, а по экстремальным величинам температуры, с учетом ночной инверсии, то значения суточных амплитуд, по крайней мере, на 4—5° будут больше, т. е. в континентальных районах суточные амплитуды температуры в период заморозков могут доходить до 20—25°. Это значит, слабые радиационные заморозки могут наступать даже в те ночи, когда накануне днем максимальная температура воздуха была в пределах 20—25°. Например, в Базарчае 27 сентября 1935 г. максимальная температура воздуха достигла 23,7°, а ночью минимальная опустилась до—1,7°, т. е. суточная амплитуда достигла 25,4°. Такая же суточная амплитуда температуры наблюдалась 29.IX.1937 г. в Камо.

Большая суточная амплитуда температуры в период заморозков значительно повышает морозостойкость растений (И. И. Туманов, 1940; П. А. Баранов, 1940; З. А. Мищенко, 1962; К. С. Погосян, 1962 и др.). Частично этим можно объяснить тот факт, что в условиях Севанской котловины, на высоте 1920—1970 м над уровнем моря, с успехом возделывается табак, причем ранние осенние заморозки, порядка —1, —3°, иногда повреждают листья настолько слабо, что урожай от этого мало страдает. Между тем, в северо-восточных, более влажных районах, где суточная амплитуда температуры, как правило, не превышает 8—9°, первые осенние заморозки для того же табака становятся губительными.

Таким образом, в котловинах большие суточные амплитуды температуры, предшествующие поздним весенним и ранним осенним заморозкам, несколько увеличивают морозостойкость растений и косвенно смягчают губительность заморозков, тогда как в условиях мягкого лесного климата в период заморозков закаленность растений остается слабой, и опасность повреждения относительно увеличивается. Именно этим можно объяснить тот факт, что отдельные, очень редкие заморозки на северо-востоке оказываются более губительными, чем таковые в других районах республики.

Распределение суточной амплитуды температуры по территории Армянской ССР тесно связано со степенью континентальности климата и формой рельефа, поэтому вертикальные градиенты суточной амплитуды в целом выражены нечетко. Например, Октемберян, Калинино, Сисиан, Мазра, Шурабад расположены в совершенно различных высотных зонах, но поскольку все они находятся на дне котловин с континентальным климатом, суточная амплитуда в период весенних и осенних заморозков у них почти одинаковая и составляет 10—12°. Имеются также другие примеры, когда станции, расположенные на одинаковой высоте над уровнем моря, имеют различные суточные колебания температуры (Фонтан, Раздан, Джаджур ж. д., Лермонтово, Артик, Красносельск и др.).

Таким образом, строить общий корреляционный график зависимости суточной амплитуды температуры от абсолютной высоты места для горных областей, в частности для Армянской ССР, нецелесообразно. Правильнее подобные графики строить отдельно для каждой формы рельефа (склон, плато, дно котловин и др.) и каждого климатического района.

Зак. НИГМИ Поступила 12.I.1968.

Ռ. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ՑՐՏԱՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՋԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ-ՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ուշ գարնանային և վաղ աշնանային ցրտահարությունների ճիշտ ագրոկլիմայական գնահատականը տալիս անհրաժեշտ է գիտենալ ոչ միայն նրանց ժամկետները, այլև պարզաբանել ջերմաստիճանային այն ֆոնը, որի վրա դիտվում են ցրտահարությունները։

Հայկական ՍՍՀ բարձրալեռ գոտում (3000 մ բարձր), որտեղ ամռանը օդի օրվա միջին ջերմաստիճանը 15—20°-ից վեր չի բարձրանում, ցրտահարությունները դիտվում են 6—7°-ի պայմաններում (օրվա միջինը)։ Ամենից բարձր ջերմաստիճանային ֆոն (10—13°) լինում է միջին գոտում՝ 1400—1800 մ և գոգավորությունների հատակում։ Այդ պատճառով այստեղ ցրտահարություն-

ների վտանգն ավելի մեծ է, քան մյուս շրջաններում, որտեղ ցրտահարությունների ժամանակ օդի միջին ջերմաստիճանը լինում է ցածր՝ 6—8°։

Տարվա ընթացքում ցրտահարություններից ղերծ ժամանակաշրջանը գոգավորություններում միջին հաշվով 10—30 օրով պակաս է, քան ջերմասեր կուլտուրաների վեգետացիոն շրջանը (10°-ից բարձր ջերմաստիճանով օրերի թիվը)։ Այդ պատճառով 10°-ից բարձր ջերմաստիճանների տարեկան գումարից մոտ 120° չի օգտագործվում ջերմասեր բույսերի կողմից։ Հարավային լանջերում ընդհակառակը՝ առանց ցրտահարությունների ժամանակաշրջանն ավելի երկար է, քան վեգետացիոնը։ Ցրտահարությունների ժամանակ օդի ջերմաստիճանի օրական տատանումները միջին հաշվով կազմում են 4—16°, ընդ որում տատանումների մեծությունը հիմնականում կախված է ցերեկվա ջերմաստիճաններից, քանի որ նվազագույն ջերմաստիճանների տարբերությունները 1—2°-ից չի անցնում։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гольцберг И. А.** Географическое распределение опасных заморозков. Тр. ГГО, вып. 12(74), 1948.
2. **Костина К. Ф.** Абрикос. Л., 1936.
3. **Шиголев А. А.** Руководство для составления фенологических прогнозов. Методические указания ЦИП, вып. 15, 1951.
4. **Жучков Н. Г.** Частное плодоводство, сельхозгиз, М., 1954.
5. **Драговцев А. П.** Яблоня горных обитаний. М., 1956.
6. **Чендлер У. Х.** Плодовый сад. М., 1960.
7. **Давитая Ф. Ф.** Климатические зоны винограда в СССР, 1948.
8. **Лысенко Т. Д.** Влияние термического фактора на продолжительность фаз развития растений. М., 1949.
9. **Степанов В. Н.** Характеристика с/х культур по устойчивости их к заморозкам. «Советская агрономия», № 4, 1938.
10. **Бабушкин Л. Н.** Оценка влияния погоды на скорость развития хлопчатника. Сб. метод указаний. Гидрометиздат. Л., 1957.
11. **Эдельштейн В. И.** Овощеводство, М., 1964.
12. **Геодакян О. А.** Климатические зоны винограда в Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, серия II, № 5, 1949.
13. **Хачатрян С. С., Паронян Г. Х.** Рост и одревеснение виноградной лозы в условиях различных высотных зон. «Агробиология», № 5, 1958.
14. **Туманов И. И.** Современное состояние и очередные задачи физиологии зимостойкости растений. Сб. «Физиолог. устойчив. растений», изд. АН СССР, М., 1960.
15. **Баранов П. А.** Проблема крайних условий среды в разрешении вопроса освоения новых территорий. Сб. «Растение и среда», 1940.
16. **Погосян К. С.** Физиологич. особенности закаливания и зимовки виноградной лозы (автореферат). Ереван, 1961.
17. **Мищенко З. А.** Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. Л., 1962.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 85—88, 1970

А. С. ПАПОЯН

К ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИИ КОРАЛЛОВ АРМЯНСКОЙ ССР В РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ

До настоящего времени в литературе не освещен вопрос о характере, составе и связи раннекаменноугольной коралловой фауны южного Закавказья (Армения) с фауной одновозрастных отложений других регионов.

В связи с этим, на основании детальных исследований, нам представилась возможность дать как характеристику общего облика ругоз, так и наметить основные сходства и различия в развитии этой фауны в Армении и в других одновозрастных бассейнах. В настоящее время, в предложенной группой авторов [8] схеме районирования морей карбона СССР выделены две провинции: Европейско-Среднеазиатская и Казахстано-Сибирская. В первую из них, наряду с Украинско-Донецким, Восточно-Русским и Уральским районами, вошел и Закавказский. Однако, ввиду слабой изученности и отсутствия материалов по коралловой фауне бассейна Закавказского района не указаны какие-либо сведения по составу фауны и связи бассейна данного района с другими, как в упомянутой выше работе, так и в ряде других [3, 7]. Наши исследования привели к следующим выводам (последние являются лишь предположениями и не претендуют на бесспорность).

В целом коралловый комплекс бассейна исследованной территории отличается смешанным характером. Здесь присутствуют широко распространенные европейские роды и виды, что сближает фауну данного бассейна с западноевропейской. С другой стороны, он характеризуется обилием типичных азиатских форм (в большинстве китайских). Последние на территории СССР обнаружены обломками единичных экземпляров представителей рода Kueichouphyllum в Казахстане [1, 2] и рода Pseudouralinia на Новой Земле [5]. Подчиненное значение имеют местные вариации либо европейских, либо азиатских видов. Вышеуказанный состав фауны исследованной территории, на наш взгляд, не дает основания отнести бассейн Закавказского района к Европейско-Среднеазиатской провинции, куда вошли также бассейны районов Украины, Донбасса, Восточно-Русской впадины и Урала. Для последних характерно обилие западно-европейских родов и видов, и большое количество эндемиков, с которыми фауна данного бассейна почти не имеет общих форм. Из указанных районов некоторое сходство намечается только с фауной Урала.

Сравнение бассейна исследованной территории с районами другой—Казахстано-Сибирской провинции (куда входят Казахстанский, Кузнецкий, Таймырский, Алтайский, Забайкальский и др.) приводит к следующему заключению: здесь можно говорить только о связи данного бас-

сейна с бассейном Казахстана (наличие некоторых азиатских и общих эндемичных форм) с помощью которой, вероятно, осуществлялась связь этих бассейнов с бассейнами Ирана, Китая и др.

Таким образом, бассейн Закавказского района в Европейско-Среднеазиатской провинции проявлял очень слабую связь только с Уралом, а в Казахстано-Сибирской—несколько большую с Казахстаном. Отсюда вероятно, что морской бассейн исследованной территории ни в одну из выделяемых группой авторов [8] зоогеографических провинций войти не может.

Из числа южных районов Азии (Иран, Китай, Япония) наибольшая близость обнаруживается с эндемичной фауной Китая, которая, до настоящего времени, изучена лучше всего.

Таким образом, по характеру кораллового комплекса, раннекаменноугольный бассейн Закавказья заметно отличается от указанных выше провинций своим смешанным составом, в результате чего фауна носит евраазиатский облик.

При этом, в исследованном бассейне наблюдается следующая закономерность в смене и распределении состава фауны во времени. Виды, встреченные в раннетурнейское время в данном бассейне, принадлежат 6 родам. Из них преобладающее большинство (Zaphrentites, Caninia, Sychnoelasma, Cyathoclisia и др.) носит европейский облик. Это роды, широко распространенные и характерные для турнейских отложений Западной Европы (Англо-Бельгийский бассейн). Противоречивым кажется наличие в данном комплексе представителей типичного азиатского рода Cystophrentis, известного до настоящего времени лишь из одновозрастных отложений южных провинций Китая [4].

В результате, для раннетурнейского времени исследованного бассейна характерны:

1. Широкие и свободные связи с бассейнами Западной Европы (Англо-Бельгийский бассейн).

2. Слабые связи с южными бассейнами Азии (Иран, Китай).

В позднетурнейское время намечается обновление состава фауны, появление новых родов (Pseudouralinia, Keyserlingophyllum и др.), не встреченных в нижних горизонтах. Существующая в раннетурнейское время связь морского бассейна исследованной территории с Китаем продолжается и возможно несколько расширяется за счет появления представителей рода Pseudouralinia. Появление представителей другого рода (род Keyserlingophyllum), столь типичного для верхнетурнейских отложений Урала и Казахстана, свидетельствует о существовании связей с последними. На связь с бассейнами Западной Европы указывают представители лишь одного рода (род Siphonopllia) и имеющие здесь подчиненное значение представители рода Cyathoclisia.

Таким образом, для морского бассейна конца турнейского времени на описываемой территории характерно:

1. Ослабление связи с бассейнами Западной Европы.

2. Существование связи с южными бассейнами Азии (в частности Китая) и тенденция к ее расширению.

3. Возникновение связи с бассейнами Урала и Казахстана.

В ранневизейское время на территории исследованного бассейна наблюдается смена состава коралловой фауны и отсутствие форм, встреченных в нижележащих горизонтах. Комплекс этого времени включает многочисленных представителей рода Kueichouphylum (род представлен пятью видами), известных пока из верхневизейских отложений Казахстана, Ирана, Китая и Японии. Род Kueichouphyllum, известный до настоящего времени из отложений верхнего визе (зона Yuanophyllum= зона $Д_1$), в Армении встречен в отложениях нижнего визе. В данном районе его более примитивные представители обнаружены еще в верхнетурнейских отложениях. Не исключается возможность зарождения этого рода в Закавказье в раннекаменноугольное время и его последующее расселение в бассейны Казахстана, Ирана, Китая и Японии. В ранневизейском комплексе заслуживают упоминания также единичные экземпляры представителей родов Dibunophyllum и Koninckophyllum, широко распространенных повсеместно в визейских отложениях и так типичных для Западной Европы.

Наличие в данном районе только отложений ранневизейского времени ограничивает нас в вопросе полной оценки состава коралловой фауны и установления связей бассейна данного времени с другими одновозрастными. Однако, можно предположить, что в ранневизейское время в нижнекаменноугольном морском бассейне Закавказья (Армения) в составе коралловой фауны преобладали типичные азиатские виды. Единичные экземпляры европейских видов были представлены спорадически.

В целом, характер состава коралловой фауны данной территории, наряду с значительным числом эндемиков, возможно и наводят на мысль о выделении Закавказья в самостоятельную зоогеографическую провинцию. Однако, этот вопрос, требуя охвата обширного материала, с учетом анализа географического распространения всех групп фаун, встречающихся в отложениях нижнего карбона Закавказья, пока не может быть решен. Исходя из этого, нами сделана лишь попытка указать на специфику этого бассейна в раннекаменноугольное время, являющегося вероятно стыковой зоной.

Институт геологических наук
Академии наук Армянско ССР

Поступила 19.XI.1969 .

ЛИТЕРАТУРА

1. **Быкова М. С.** Нижнекаменноугольные кораллы Восточного Казахстана. Изд. Наука, Каз. ССР, Алма-Ата, 1966.
2. **Волкова М. С.** Нижнекаменноугольные отложения р. Ишим и их коралловая фауна. Матер. по геол. и полезн. ископаем. Казахстана, вып. 4, 1938.
3. **Войновский-Кригер К. Г., Василюк Н. П.** Очерк палеозоогеографии кораллов карбона на территории СССР. Палеонтол. журнал, № 2, 1961.

4. **Ли Сы-Гуан**. Геология Китая. Изд. ИЛ., М., 1952.
5. **Рогозов Ю. Г.** Pseudouralinia и Cystophrentis из верхнего турне Приполярного Урала. Палеонтол. журнал, № 2, 1960.
6. **Синицын В. М.** Палеогеография Азии. Изд. АН СССР. М.—Л., 1962.
7. **Устрицкий В. И.** Палеозоогеографические провинции карбона и перми СССР. Acta palaentol. sinica, vol. 6, 1958.
8. **Эйнор О. Л., Войновский-Кригер К. Г., Василюк Н. П., Вдовенко М. С., Гораки С. В., Дунаева Н. Н.** Основные черты палеозоогеографии СССР в каменноугольном периоде. Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. Тр. международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона, V сессия, 1965.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 89—92, 1970

Е. В. САМВЕЛЯН

РУТИЛ В АКТИНОЛИТОВЫХ СЛАНЦАХ АРЗАКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИТАНА (ЦАХКУНЯЦКИЙ ХРЕБЕТ)

На территории Армянской ССР Цахкуняцкий хребет характеризуется распространением метаморфических пород, которые слагают древний фундамент и представлены в основном сланцами (слюдяными, кварц-слюдяными, графитовыми, роговообманковыми, актинолитовыми, хлоритовыми и др.). Возраст их, согласно данным А. Е. Назаряна [5], датируется как палеозой-допалеозой. По последним данным Г. П. Багдасаряна и Р. Х. Гукасяна [1] по калий-аргоновому методу он определен 131—171 млн. лет, т. е. как среднеюрский, хотя для метаморфических пород он мог быть несколько омоложен.

В результате площадной шлиховой съемки А. Г. Мидяна и П. М. Бартикяна на данной территории установлена титаноносность актинолитовых сланцев, несущих минерализацию рутила. Они распространены на правом берегу р. Даллар, в 1,5 км к северо-западу от с. Арзакан и прослеживаются к северо-востоку на 2000 м, со средней мощностью 80 м. Эти сланцы входят в среднюю (по А. Е. Назаряну) толщу метаморфического комплекса и в ней занимают также среднее место. Они являются сланцеватыми породами светлозеленого цвета с сероватым или голубоватым оттенком, иногда с заметными зернами красного рутила. Актинолитовые сланцы часто секутся мелкими прожилками кварца и лейкократовых гранитов.

В минеральный состав актинолитовых сланцев входят: кварц, полевые шпаты, амфибол, эпидот; акцессорные: ильменит, турмалин, флюорит, апатит, сфен, лейкоксен; рудные: магнетит, галенит, сфалерит, антимонит, самородный свинец, а также барит и кальцит. В данной ассоциации минералов особое место занимает рутил, который в этих породах может представлять промышленный интерес.

Рутил наблюдается в виде удлиненных тетрагональных призм (фиг. 1) или игольчатых зерен и их обломков красно-оранжевого цвета разной интенсивности. Излом неровный, раковистый, блеск алмазный до металловидного. Величина зерен варьирует от 0,01 до 1,5 мм. Обычными размерами являются 0,1—0,3 мм. Часто иголочки рутила бывают изогнуты, по-видимому, под воздействием давления. Под микроскопом иногда наблюдается неравномерность окраски и слабый плеохроизм от желтоватого (N_o) до красного (N_e).

Рутил составляет около 90% тяжелой неэлектромагнитной фракции. В актинолитовых сланцах TiO_2 составляет от 0,30 до 3,70%, обычно 1,8—2,2%, большую часть которого можно приписать рутилу*.

---

* Часть рутила представлена сагенитом.

Фиг. 1. Рутил из актинолитовых сланцев. ×48.

Спектральный анализ рутила показывает наличие в нем пестрой ассоциации элементов (табл. 1).

Таблица 1

Спектральные анализы рутилов Арзаканского месторождения

№№ проб	Содержание в вес. % %								
	0,0001—0,0003	0,0003—0,001	0,001—0,003	0,003—0,01	0,01—0,03	0,03—0,1	0,1—0,3	0,3—1	>1
400	Cu, Yb		Mn, Y		Al, Zr	Fe	Si, Mg	Ca	Ti
401	Cu		Mn		Ba, Nb	Al, La	Mg	Si, Fe, Ca	Ti
402	Yb		Ni, Co, Sc, Cu, Cd, Y, Ca	Cr, Sn	V, Zn, Sr, Nb, Zr	Mn, Fe	Si; Al	Ca, Mg	Ti
590		Si			Al, Ca, Fe		Mg		Ti
601			Cr		Nb	V	Al, U	Si, Ca, Mg	Ti, Fe
631	Cu				Zr, Si, V	Nb, Fe			Ti

Привлекает внимание наличие в рутиле ниобия и тантала, которые совместно с железом, очевидно, замещают титан. А. Н. Жердеева и В. К. Абулевич [2] наличие ниобия в рутиле связывают с присутствием железистого колумбита—$Fe(NbO_3)_2$, аналогично чему наличие тантала можно связать с железистым танталитом—тапиолитом—$Fe(TaO_3)_2$.

Наблюдаются очень тесные срастания рутила с актинолитом. Актинолит достигает 90% тяжелой электромагнитной фракции. Цвет актинолита бутылочно-зеленый, иногда с легким голубоватым оттенком. Кристаллы призматические, игольчатые, с совершенной спайностью (амфиболовой) $c : Ng = 10°$. В шлифах и шлихах отчетливо наблюдается хлоритизация.

Таблица 2

Химический состав рутилов Арзаканского месторождения титана

№ пр.	TiO_2	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Сумма
1	93,86	1,92	1,03	1,57	сл.	0,18	0,28	0,28	0,23	0,16	0,24	0,028	99,77
2	98,43			0,47	0,77						0,23	0,023	99,92

Примечание: анализ № 1 произведен в ИМГРЭ, а № 2 в Арм. ГУ Ц. М. Айвазян и Б. Д. Акопян, 1968).

Таблица 3

Межплоскостные расстояния (d/n) и интенсивность линий (I) рутилов Арзаканского месторождения

№ линий	№ 590 Арзакан		По Михееву (4)		№ линий	№ 590 Арзакан		По Михееву	
	d/n	I	d/n	I		d/n	I	d/n	I
1	—	—	3,598	3	17	1,36	3	1,362	6
2	3,23	7	3,242	9	17	1,35	1	1,347	3
3	—	—	2,75	1	18	1,17	1	1,169	2
4	2,48	5	2,488	8	19	1	—	1,149	2
5	2,30	1	—	—	20	1,09	4	1,093	4
6	—	—	2,294	2	21	1,08	1	1,082	2
7	2,18	4	2,189	7	22	1,04	1	1,041	5
8	2,05	2	2,053	3	23	1,03	1	—	—
9	—	—	1,870	4	24	—	—	0,962	3
10	—	—	1,800	2	25	0,905	1	0,903	2
11	1,69	10	1,689	10	26	0,892	1	0,888	4
12	1,62	6	1,624	8	27	0,879	1	0,874	5
13	—	—	1,573	1	28	0,847	1	0,841	3
14	1,48	2	1,482	3	29	0,834	1	—	—
15	1,45	2	1,453	4	30	0,823	1	—	—

Условия съёмки: камера РКД, диаметр камеры 57,3 мм. 2 r = 0,4, Cu — антикатод, Ni — фильтр, 30 кв. экспозиция 7 часов.

Из других минералов титана присутствуют: магнетит (богатый титаном), ильменит, сфен и лейкоксен. Первые три минерала встречаются в небольшом количестве и часто лейкоксенизированы. Лейкоксен всегда сопутствует рутилу. Наблюдается он в неправильных зернах кремового цвета, не образует псевдоморфоз ни по какому минералу, а находится в колломорфных зернах и в виде налета на других минералах. Зерна лейкоксена почти всегда содержат в себе мельчайшие иголочки рутила.

В разрезе метаморфических пород Арзакана повышенные содержания титана наблюдаются также в амфиболовых, слюдяных, кварц-слюдяных, эпидотовых, графитовых и др. сланцах, изучение которых поможет понять происхождение рутила. В почти аналогичном случае для девонских отложений Воронежского кристаллического массива Писарчук Я. К. [7] указывает, что образование минералов титана возможно происходило при выносе Ti из коры выветривания в виде коллоидных и молекулярных растворов и отложения его в условиях, благоприятных

для его концентрации. Титан первоначально входил в форме лейкоксеноподобного соединения—$TiO_2 \cdot nH_2O$, которое при метаморфизме дегидратизировалось и превратилось в рутил. Сперва образовались мелкие светлые иголочки рутила, которые при дальнейшем метаморфизме становились более темными и крупными.

По данным М. Г. Исакова [3], выделение титана могло идти и за счет других титансодержащих минералов в условиях восстановительной среды.

В районе Арзаканского месторождения обнажаются также вторичные кварциты, богатые титаном. В результате высоких содержаний рутила они часто окрашиваются в красный цвет. Содержание TiO_2 в кварцитах составляет от следов до 10,12%. Они возможно образовались за счет песчаников, обогащенных рутилом, в результате регионального метаморфизма, аналогично рутилоносным вторичным кварцитам Центрального Казахстана [6].

Итак, из всех метаморфических пород наиболее обогащены титаном актинолитовые, амфибол-хлоритовые сланцы и кварциты. Генезис рутила тесно связан с генезисом самих метаморфических пород. Он образовался из коллоидального вещества, находящегося в виде гидратов титана (лейкоксен—$TiO_2 \cdot nH_2O$), которое затем при метаморфизме дегидратировалось и раскристаллизовалось в рутил. Это доказывается общей зараженностью титаном многих метаморфических сланцев месторождения, а также взаимоотношениями лейкоксена и рутила. Особая обогащенность рутилом актинолитовых и других амфиболовых сланцев объясняется их происхождением из основных и вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород, а в некоторых случаях и из древних габбро, богатых титаном.

Конечно, этот вопрос еще требует дальнейшего детального изучения.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 21.III.1969.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.** О возрасте палеозойских интрузий. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 4, 1961.
2. **Жердеева А. Н., Абдулевич В. К.** Минералогия титановых россыпей. Изд. «Недра», 1964.
3. **Исаков М. Г.** Минералогический состав титаносодержащих песчаников. Сб. «Титан и его свойства», вып. 5, АН СССР, 1961.
4. **Михеев В. И.** Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
5. **Назарян А. Е.** Геологическое строение Арзакан-Апаранского кристаллического массива (Цахкуняцкий хребет). Автореферат кандидатской диссертации. 1964.
6. **Пантелеев П. Г., Данилов Ю. С., Панкратова Н. Л.** Рутилоносные кварциты северо-восточной части Кокчетавского антиклинория. Тр. Казах. Науч. исслед. института минер. сырья, вып. 3, 1960.
7. **Писарчук Я. К.** О титанистых глинах девона Русской платформы. Бюлл. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 3, 1961.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 1, 93—95, 1970

А. С. САРДАРЯН

О НЕКОТОРЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРАХ, ВЫЗЫВАЮЩИХ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ВО ВРЕМЕНИ

Земная кора и верхняя мантия Земли, как известно, непрерывно испытывают сложные разнообразные колебания, различающиеся по активности движений, по области их распространения и по вызывающим их причинам. Эти движения можно классифицировать:

I. По активности на 1) быстрые—сейсмические и другие коротко-периодические движения, которые главным образом связаны с лунно-солнечными воздействиями и различными сейсмическими толчками; встречаются в основном в орогенических областях;—и на 2) медленные или вековые движения, источники которых находятся на больших глубинах в земной коре и в подкорковом слое; встречаются главным образом в платформенных областях и развиваются на протяжении по крайней мере нескольких столетий.

II. По вызываемым силам на 1) эндогенные и на 2) экзогенные. С эндогенными силами связаны как медленные вековые, так и сейсмические движения, а с экзогенными—в основном короткопериодические колебания.

III. По длине волны движения на 1) длинноволновые и на 2) коротковолновые.

Длинноволновые (700—1000 км) движения наблюдаются, как правило, в платформенных областях. Здесь наблюдается медленный переход от областей поднятия к областям опускания. В орогенических областях наблюдаются главным образом коротковолновые движения земной коры, длина которых имеет порядок 180—250 км [1].

В настоящее время, по данным повторного нивелирования, составлены карты современных вертикальных тектонических движений земной коры для Европейской части СССР, Финляндии, Великобритании, Италии и других областей. Очевидно, что такие карты несут в себе только малую часть информации о протекании современных глубинных процессов. Большая же часть геотектонических явлений затухает на больших глубинах в верхней мантии и в земной коре, не проявляясь непосредственно в колебаниях земной поверхности. Однако на глубинах, в земной коре и в верхней мантии, по мере своей активности они изменяют свойства вещества, приводящие к изменению физических полей горных пород. Следовательно, хотя на поверхности Земли вертикальные движения могут не наблюдаться,— это еще не говорит о том, что в земной коре не существуют тектонические движения. С другой стороны, чтобы ответить на какой глубине и с какими процессами связаны вертикальные и горизонтальные движения и наклоны земной поверхности, надо

применять геофизические методы изучения глубинных процессов. Пока что для этой цели ставятся наблюдения за изменениями гравитационного и магнитного полей. Рассмотрим некоторые возможные геотектонические факторы, которые могут привести к изменениям гравитационного поля во времени, наблюдаемым на поверхности Земли.

В настоящее время в качестве одного из основных источников движений в недрах Земли предполагается тепловая конвекция. Давно была высказана мысль о том, что силами, изменяющими вид земной поверхности, являются силы сжатия земного шара под влиянием непрерывного его охлаждения. В результате всестороннего сжатия возможно появление горизонтальных напряжений, приводящих, в конечном счете, к движению масс в земной коре и деформации верхних ее слоев. Действие этих сил будет различно в разных областях в зависимости от физической неоднородности строения земной коры и верхней мантии. Представляется, что на некоторой глубине внутри Земли возможно схоронилась поверхность с избытком охлаждения, отсюда возникают сжатия на более глубоких внутренних частях земли, которые преобразуясь и дают медленные вековые движения земной поверхности.

Силы другого рода, которые могут вызывать накопления напряжений, а следовательно и изменения аномальных физических полей горных пород, возможно связаны с неравномерным вращением полюса Земли. Ось вращения Земли, как известно, имеет конические движения, и полюс описывает небольшие круги. Деформации земной поверхности могут возникать также и вследствие переменных нагрузок от распределения атмосферного давления, от изменения осадков. Это наблюдается и наклономерами и гравиметрами, причем земная поверхность между областями низкого и высокого давления может изменяться (т. е. изменится уровенная поверхность) до десяти сантиметров и более, что вызывает изменения гравитационного поля на несколько сотых долей миллигала. Эти силы могут вызывать быстрые короткопериодические колебания Земли.

Важную роль в развитии движения земной коры может играть разница в температуре и давлении между континентом и океаном. Действительно, на границе между континентами и океанами на глубине 4 км разность температуры достигает 120° по горизонтали. Глубина океана в среднем равна 4 км, а температура на его дне составляет лишь около 2°С. Такое неравномерное состояние приведет к процессам его компенсирования между теплыми и холодными частями, что отразится и на гравитационном поле переходной области.

Далее, на глубине 4 км от уровня моря для континентов, где средняя высота точек земной поверхности также 4 км, при плотности вещества 2,7 г/см^3, давление будет равно 1300 кг/см^2, тогда как на дне океана, на этой глубине оно составляет лишь 400 кг/см^2.

Разность давления может привести к зональным и горизонтальным перемещениям и циркуляции вещества внутри Земли.

Известно [5], что в поле силы тяжести происходит дифференциация

по плотности. В процессе всплывания легкого вещества в мантии и опускания тяжелых пород на различных уровнях возможна инверсия плотности.

Наконец, изменение расстояний между Землей, Луной и Солнцем обусловливает периодические приливные изменения гравитационного поля Земли, фиксируемые современной аппаратурой.

Перечисленные явления вызывают внутриземные процессы, приводящие, с одной стороны, к перемещениям во времени уровенной поверхности, а с другой стороны — к изменениям во времени плотности вещества, его перераспределению в Земле, главным образом в земной коре и верхней мантии.

Все это в той или иной мере должно изменять во времени и аномальное гравитационное поле, в связи с чем представляется целесообразным проведение исследований по изучению временных возмущений гравитационного поля, по профилям, пересекающим разнородные геологические области.

Ереванский университет

Поступила 8.X.1969.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Мещеряков Ю. А.** Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований в сб. «Современные движения земной коры». № 1, Изд. АН СССР. 1963.
2. **Бончкевский В. Ф.** Внутреннее стремление Земли, Изд. АН СССР, 1953.
3. **Жарков В. И.** Термодинамика оболочки Земли. Известия АН СССР, сер. геоф., № 9, 1959.
4. **Peceris C L.** Astron. Soc. Geophys. Supplement, т. 3, № 8, 1935.
5. **Артюшков Е. В.** Гравитационная конвекция в недрах Земли. Известия АН СССР, Физика Земли, № 9, 1963.

АЖС 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 1 том XXIII 1970 год

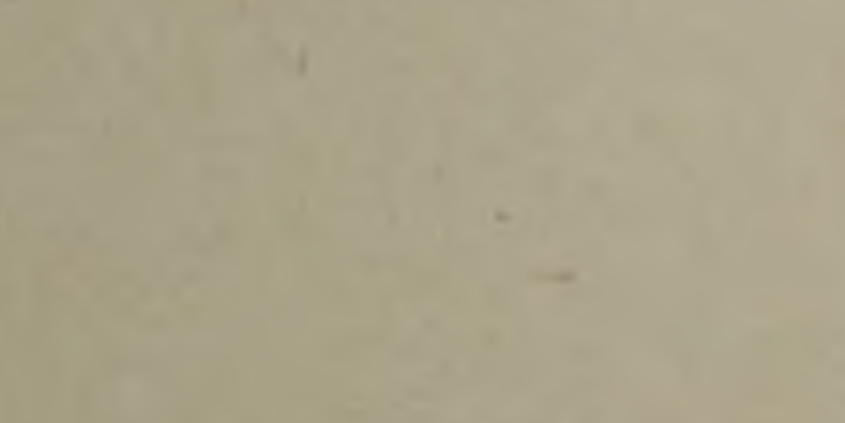
СОДЕРЖАНИЕ

М. Л. Лачинян О «кварцевых порфирах» Алавердского района Армянской ССР . 3
Э. Х. Харазян Центры извержений в районе Кечутского хребта (Армянская ССР) 15
А. З. Алтунян К вопросу о стратиграфии района Шамлугского месторождения и перспективы оруденения 25
Р. Л. Мелконян Закономерности распределения лития, рубидия и таллия в геосинклинальных интрузивных формациях Алавердского рудного района . 33
К. А. Карамян К вопросу о периодизации постмагматических процессов . . 42
В. О. Пароникян О нормальном распределении содержаний элементов в рудах и минералах 55
А. И. Карапетян О полиэтапности минерализации на примере некоторых эндогенных месторождений Армянской ССР 65
Р. С. Мкртчян Связь заморозков с уровнем температуры в условиях Армянской ССР 73

Научные заметки

А. С. Папоян К палеозоогеографии кораллов Армении в раннекаменноугольное время 85
Е. В. Самвелян Рутил в актинолитовых сланцах Арзаканского месторождения титана (Цахкуняцкий хребет) 89
А. С. Сардарян О некоторых геотектонических факторах, вызывающих изменения гравитационного поля во времени 93

ՊՊ-1210



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 1 ՀԱՏՈՐ XXIII 1970

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Մ. Լ. Լաչինյան — *Հայկական ՍՍՀ Ալավերդու շրջանի «Կվարցային պորֆիրների» մասին* 3
Է. Խ. Խաչազյան — *Կեչուտի լեռնաշղթայի շրջանի արտավիժման կենտրոնները (Հայկական ՍՍՀ)* 15
Ա. Զ. Ալթունյան — *Շամլուղի հանքավայրի շրջանի ստրատիգրաֆիայի հարցերը և հանքայնացման հեռանկարները* 25
Ռ. Լ. Մելիոնյան — *Ալավերդու հանքային շրջանի գեոսինկլինալային ինտրուզիվ ֆորմացիաներում լիթիումի, ռուբիդիումի և տալիումի տեղաբաշխման օրինաչափությունները* 33
Կ. Ա. Քարամյան — *Հետմագմատիկ պրոցեսների պարբերայնացման հարցի շուրջը* . 42
Վ. Հ. Պարոնիկյան — *Հանքանյութերում և միներալներում էլեմենտների պարունակությունների նորմալ բաշխման մասին* 55
Ա. Ի. Կարապետյան — *Միներալիզացիայի բազմէտապության մասին* 65
Ռ. Ս. Մկրտչյան — *Ցրտահարությունների ջերմաստիճանային պայմանները Հայկական ՍՍՀ-ում* 73

ԳԻՏԱԿԱՆ ՆՈՒՐԻՐ

Ա. Ս. Պապոյան — *Հայկական ՍՍՀ վաղաքարածխային դարաշրջանի կորալների հնեակենդանաաշխարհագրության մասին* 85
Ե. Ե. Սամվելյան — *Ռուտիլը Արզաքանի տիտանի հանքավայրի ակտինոլիտային թերթաքարերում (Ծաղկունյաց լեռնաշղթա)* 89
Ա. Ս. Սաոդարյան — *Ժամանակի ընթացքում գրավիտացիոն դաշտի փոփոխություններ առաջացնող որոշ կեոտեկտոնական գործոնների մասին* 93