

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿՍՆ ԿՈՂՆԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դուրյանցու
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսերյան

Անդամներ՝ աշխարհագր. գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, Երկր.- հանք.
գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան,
տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կարապետյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հաս-
րայան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաբյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու
Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկր.-հանք. գիտ.
թեկնածու Ա. Ե. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Ա. Աղամալյան

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян*, докт. географ. 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. техн. наук *Б. К. Карапетян*, канд. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян*, академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян*, докт. техн. наук *Г. И. Тер-Степанян*.

Ответственный секретарь канд. геол.-мин. наук *В. А. Агамалян*.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барикамутян, 24.

Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕОРИИ ГЛУБИННОЙ ПОЛЗУЧЕСТИ СКЛОНОВ

Поверхностная ползучесть склонов

Уже давно было замечено, что на многих склонах под действием силы тяжести происходят медленные перемещения поверхностного плаща. Впервые на такие движения обратил внимание Де-ла Беш более 130 лет назад. Однако, эти движения долго оставались не изученными, и их геоморфологическое значение было установлено только спустя 60 лет Альбрехтом Пенком, а несколькими годами позже Девис изучил эти движения и дал им обобщенное толкование.

Геоморфологическое изучение этих движений оказалось очень плодотворным. На рубеже прошлого и настоящего веков были проведены обширные работы, вначале главным образом в полярных странах; первые работы принадлежат Девисону. В ряде полярных стран—Шпицберген, Скандинавия, Исландия, Фолклендские и Медвежьи острова—были изучены перемещения рыхлых отложений на склонах под влиянием сезонного промерзания и оттаивания,—так называемая полярная солифлюкция.

В дальнейшем эти исследования были осуществлены в иных климатических условиях—от Венского леса до южно-африканских просторов, Приполярного Урала и горных склонов северной Суматры, от Карпат до Аппалачского плато и тропических лесов Бразилии. Во всех этих случаях был установлен факт медленных движений, механизм которых весьма различен.

Для обозначения этих движений в полярных странах Девисон применил в 1889 году английский термин крип (сгеер), т. е. ползучесть. По мере обнаружения аналогичных движений в других условиях, содержание термина стало расширяться, и в настоящее время под этим названием описываются медленные движения горных пород на склонах, происходящие под влиянием силы тяжести и ряда сопутствующих факторов—сезонного увлажнения и высыхания, нагревания и охлаждения, замерзания и оттаивания, роста корней и деятельности животных и др. Роль этих движений была убедительно показана В. Пенком; их дифференциация была дана Шарпом. Терцаги называет эти движения сезонной или поверхностной ползучестью. Этот последний термин — **поверхностная ползучесть**—кажется более правильным.

Среди движений, происходящих в верхнем слое грунта, имеет смысл выделить собственно солифлюкцию, обозначая этим термином движения, связанные с отделением частичек грунта от общего массива, их свободном перемещением под влиянием тех или иных факторов и отложе-

нием. Такие движения, происходящие в самом верхнем слое, приближаются по своему характеру к сносу; в реологическом отношении они резко противопоставляются движениям ползучести, происходящим в расположенных под ними слоях грунта. Одним из проявлений собственно солифлюкции является образование аккумулятивных гряд. Так называются вытянутые по простиранию склонов скопления рыхлого материала, образующиеся вдоль препятствий—дорог, межей и т. д.

С глубиной скорость поверхностной ползучести убывает; на крутых склонах она выше, чем на пологих. Внешние проявления поверхностной ползучести различны—наклон молодых деревьев, саблеобразный изгиб старых деревьев, разрушение подпорных стенок, загиб голов пластов и др.

Геологические предпосылки теории глубинной ползучести склонов

Медленные движения горных пород происходят не только на поверхности грунта, но и в более глубоких зонах. Изучение этих движений позволило разработать теорию глубинной ползучести склонов, которая в состоянии объяснить многие явления, происходящие на склонах. Эта теория основывается на ряде предпосылок, которые удобно подразделить на геологические и реологические.

Имеются многочисленные геологические данные, показывающие, что горные породы, слагающие склоны, не всегда являются неподвижными и во многих случаях они подвержены медленным гравитационным движениям без нарушения их сплошности; в большинстве случаев оползни не происходят внезапно, но им предшествует период медленных подготовительных движений, длительность которых колеблется в широких пределах—от нескольких дней до многих лет. Скорость этих движений подвержена большим изменениям, смещения пород на склонах порой прекращаются и вновь возобновляются. Во всех случаях эти движения сильно ускоряются перед началом обрушения склона. Иногда эти движения продолжают и после имевшего место оползня.

Терцаги дал первый обобщенный анализ этих движений; он называет их непрерывной или массовой ползучестью. Большой вклад в развитие теории глубинной ползучести был сделан учеными, наблюдавшими и анализировавшими различные вопросы медленных движений склонов в начальной фазе оползания. Среди них должны быть названы имена Гейма, Амферера, Штини, Маслова, Попова, Терцаги, Хефели, Шахунянца, Гольдштейна, Мюллера, Заруба, Пашека, Пальшина, Емельяновой и др.

Изучение хода развития многочисленных оползней (по литературным данным, преимущественно по первоисточникам) показало, что такие предварительные движения предшествуют почти всем оползням, происходящим в самых различных геологических и климатических условиях. Исключением являются оползни, возникающие вследствие зем-

летрясений и внезапного разжижения песков под действием сотрясений.

Наиболее яркими примерами являются крупнейший оползень 1806 г. горы Россберг у Гольдау в Швейцарии, который готовился в течение почти 30 лет; затем другой очень крупный оползень 1903 г. горы Тертл у Френка в Канаде, где за 7 месяцев до того в руднике происходили сотрясения и сильные обвалы; знаменитые оползни Панамского канала у Кукарача в 1905—1911 годах; крупные оползни на правом берегу Волги у Ульяновска, Саратова, Горького и др. Классическим примером медленно готовящихся оползней являются Одесские оползни и близкие к ним по своему механизму оползни Уоррен близ Фолкстона в Южной Англии. Наконец, многие склоны постоянно находятся в медленном движении. Одним из них является Дзорагетский оползень в Армении, обнаруживающий смещения со скоростью около 2 см в год.

Реологические предпосылки теории глубинной ползучести склонов

Известно, что обрушение склонов происходит, когда сопротивление грунта сдвигу по потенциальной поверхности скольжения оказывается недостаточным. Свойство сопротивления грунтов сдвигу являются очень сложными и еще недостаточно изученными. Для возможности математической интерпретации происходящих на склоне явлений можно прибегнуть к аппроксимациям, опирающимся на экспериментальные данные и имеющим в своей основе теорию эффективных напряжений.

Вид и интенсивность деформации сдвига определяются значениями коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу $\operatorname{tg} \vartheta$, представляющего собой отношение касательных напряжений τ , действующих на площадку деформирования, к величине приведенных эффективных нормальных напряжений $\sigma_0 + \sigma'$, действующих на ту же площадку

$$\operatorname{tg} \vartheta = \frac{\tau}{\sigma_0 + \sigma'} = \frac{\tau}{\sigma + \sigma - u}, \quad (1)$$

где $\sigma_0 = c' \operatorname{ctg} \varphi'$,

c' и φ' — параметры сопротивления сдвигу τ_f , выраженному через эффективные напряжения, $\tau_f = c' + \sigma' \operatorname{tg} \varphi'$,

σ — нормальные напряжения, действующие на площадку деформирования и u — поровое давление.

Скорость относительной деформации сдвига $\dot{\gamma}$ зависит от величины избытка $\operatorname{tg} \vartheta - \operatorname{tg} \vartheta_0$ мобилизованного сопротивления сдвигу над некоторым условным порогом ползучести $\operatorname{tg} \vartheta_0$; он представляет то наибольшее значение коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу, при

котором еще не происходит длительных деформаций, $\operatorname{tg} \vartheta_0 = \frac{\tau_0}{\sigma_0 + \sigma}$; здесь

σ_0 является предельным напряжением сдвига.

При небольшой длительности действия касательных напряжений, в зависимости от значения коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу, грунт может находиться в одной из трех фаз: 1) фаза же-

сткости, при $0 < \operatorname{tg} \vartheta < \operatorname{tg} \vartheta_0$; здесь длительных деформаций не происходит; 2) фаза ползучести, при $\operatorname{tg} \vartheta_0 < \operatorname{tg} \vartheta < \operatorname{tg} \varphi'$; здесь происходят длительные деформации; 3) фаза пластичности, при $\operatorname{tg} \vartheta = \operatorname{tg} \varphi'$; здесь происходит срез.

Процесс ползучести не может длиться бесконечно; при большой длительности действия касательных напряжений, ползучесть либо постепенно затухает, либо же ускоряется; в первом случае фаза ползучести переходит в фазу жесткости, а во втором случае завершается срезом, т. е. процесс переходит в фазу пластичности. Критерием, которым определяется протекание процесса в сторону затухания или ускорения, является второй порог ползучести $\operatorname{tg} \vartheta_2$. Он представляет собой то значение коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу, при котором процесс неопределенно долго находится в фазе ползучести.

При очень большой длительности процесса большое значение обретают чрезвычайно медленные деформации, так называемая вековая ползучесть, которые происходят в области между первым порогом ползучести $\operatorname{tg} \vartheta_1$ и величиной $\operatorname{tg} \vartheta_0$.

Таким образом, при большой длительности действия касательных напряжений, в зависимости от значения коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу, грунт может находиться в одной из следующих пяти фаз:

1) фаза жесткости, при $0 < \operatorname{tg} \vartheta < \operatorname{tg} \vartheta_1$; здесь деформации не происходят;

2) фаза вековой ползучести, при $\operatorname{tg} \vartheta_1 < \operatorname{tg} \vartheta < \operatorname{tg} \vartheta_0$, здесь деформации протекают чрезвычайно медленно и проявляются только за геологическое время;

3) фаза затухающей ползучести, при $\operatorname{tg} \vartheta_0 < \operatorname{tg} \vartheta < \operatorname{tg} \vartheta_2$; здесь деформации происходят с уменьшающейся скоростью, и постепенно процесс переходит в фазу вековой ползучести;

4) фаза ускоряющейся ползучести, при $\operatorname{tg} \vartheta_2 < \operatorname{tg} \vartheta < \operatorname{tg} \varphi'$; здесь деформации происходят с увеличивающейся скоростью, и постепенно процесс переходит в фазу пластичности;

5) фаза пластичности, при $\operatorname{tg} \vartheta = \operatorname{tg} \varphi'$; здесь происходит срез или обрушение.

В фазе пластичности развивается пиковое сопротивление грунта, которое в процессе дальнейшего деформирования постепенно уменьшается и достигает своего постоянного значения; его роль в длительной устойчивости склонов была показана Скемптоном.

Теория глубинной ползучести склонов

Теорию глубинной ползучести склонов вкратце можно сформулировать следующим образом: тело склонов находится в особом напряженном состоянии. Концентрация напряжений, вызванная существованием откоса, представляет собой чисто местное явление, влияние которого быстро убывает как в глубину, так и в горизонтальном направлении. Имеется однозначная связь между напряженным состоянием и мо-

близованным сопротивлением сдвигу—тангенсы наибольших углов отклонения равняются коэффициентам мобилизованного сопротивления сдвигу; поэтому сопротивление сдвигу в различных точках грунтового массива, слагающего склоны, мобилизуется неравномерно, в зависимости от статических условий и геолого-гидрогеологической обстановки. Во всех тех точках грунтового массива, в которых коэффициент мобилизованного сопротивления сдвигу меньше первого порога ползучести, должно быть фаза жесткости, т. е. грунт не обнаруживает длительных деформаций.

В тех точках массива, в которых мобилизовано большее сопротивление сдвигу, чем этот порог, но меньшее, чем полное сопротивление сдвигу, должна происходить длительная деформация ползучести по потенциальной площадке скольжения, причем скорость деформации увеличивается вместе с увеличением избытка коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу над порогом ползучести. В зависимости от величины мобилизованного сопротивления сдвигу возникают области вековой ползучести (имеющей значение для твердых и полутвердых скальных пород при геологической длительности процесса), замедляющейся ползучести (имеющей значение для мягких пород в фазе подготовки оползания) и ускоряющейся ползучести.

В тех точках массива, в которых мобилизовано все сопротивление сдвига, происходит срез грунта. Такие точки массива обычно занимают небольшие островоподобные участки, расположенные в центральных частях потенциальной поверхности скольжения склона.

Вследствие падения сопротивления грунта от пикового к остаточному значению, происходит перераспределение касательных напряжений, островообразные области пластичности расширяются и в процесс прежде всего вовлекаются соседние участки, находившиеся в фазе ускоряющейся ползучести. Так как суммарная касательная сила, действующая вдоль потенциальной поверхности скольжения, не должна изменяться, поскольку она определяется условиями статики, увеличивается степень мобилизации сдвигу в краевых частях потенциальной поверхности скольжения. В результате происходит выравнивание распределения касательных напряжений вдоль потенциальной поверхности скольжения.

В ряде случаев глубинную ползучесть склонов можно рассматривать как самостоятельный вид деформации склонов. Такие оползни иногда называют пластичными; примером могут служить оползни Вольска на Волге. Однако, в большинстве случаев такие движения следует оценивать, как подготавливающую стадию деформации склонов. При ухудшении статических условий увеличивается степень мобилизации сопротивления сдвигу, островоподобные участки развития пикового, а впоследствии остаточного, сопротивления сдвигу распространяются на всю потенциальную поверхность скольжения, и процесс переходит в следующую стадию—оползень.

Существенное значение имеет различный характер деформации в фазе ползучести и в фазе пластичности. В фазе ползучести имеет место

перекашивание грунта, причем градиент скорости ползучести зависит от величины мобилизованного сопротивления сдвигу. Порядок величины скорости ползучести в обычных условиях составляет не более 5 см в год. В фазе пластичности к этой сравнительно малой скорости деформации добавляется значительно большая деформация среза, совершающаяся по поверхности скольжения. Величина этой деформации может достигать 50 см в час, т. е. быть приблизительно в сто тысяч раз больше. Полная скорость деформации склона представляет собой сумму этих двух величин. Понятно, что по сравнению со скоростью среза скорость ползучести пренебрежимо мала, и поэтому наблюдаемое на поверхности склона оползневое смещение в фазе пластичности следует полностью относить за счет среза, происходящего по узкой поверхности скольжения. Только в этом смысле можно говорить о переходе от зон деформации в фазе ползучести к поверхностям скольжения в фазе пластичности.

Протекание оползневого процесса зависит от многих факторов, как-то: геометрической формы склона, его размеров, геологических и гидрогеологических условий, свойств грунтов, особенностей развития оползнеобразующих причин и др. Вследствие этого каждый оползень очень индивидуален, и правы те, которые утверждают, что нет двух оползней совершенно похожих друг на друга.

Вид и характер оползней определяется геологическим строением склонов и реологическими свойствами слагающих их пород. Различные виды оползания склонов можно подразделить на три больших типа: плоскостной, вращательный и общий.

Плоскостное оползание развивается на плоских длинных склонах, сложенных пластами горных пород, падающими параллельно склону или разбитых мощными тектоническими трещинами, имеющими такую же ориентацию, или, наконец, происходящих по поверхности контакта рыхлого делювиального плаща с коренными породами. В этих случаях положение поверхности скольжения принудительно задается геологической обстановкой. Плоскостное оползание совершается по прямолинейным траекториям, направленным параллельно склону.

Вращательное оползание развивается на коротких склонах, сложенных на большую глубину однородными связными грунтами. Анализ многочисленных оползней этого типа показывает, что обрушение склона совершается по некоторой криволинейной поверхности скольжения, очертание которой приближается к круглоцилиндрической поверхности. Вращательное оползание совершается вокруг некоторого центра вращения земляных масс.

Общее оползание происходит в тех случаях, когда в геологическом строении склонов принимают участие породы, обладающие различным сопротивлением разрушению. Оползающие земляные массы вынуждены следовать подземному рельефу ложа, совершая сложные перемещения как в пространстве, так и во времени. Этот тип оползания имеет большое распространение в горных странах.

Рассмотрим последовательно эти три случая обрушения склонов, сконцентрировав внимание на подготовительной фазе глубинной ползучести.

Плоскостная глубинная ползучесть склона

В случае длинного плоского склона можно пренебречь влиянием концевых участков склона и рассматривать его, как склон бесконечной длины. Задача распределения напряжений на теле склона для этого случая аналитически решена. При допущении бесконечного откоса, линии равных значений коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу параллельны поверхности склона, а эпюра значений этого коэффициента по глубине возрастает вниз.

На некоторой глубине от поверхности грунта значение коэффициента $\operatorname{tg}\theta$ мобилизованного сопротивления сдвигу делается равным условному порогу ползучести $\operatorname{tg}\theta_0$. Грунт, расположенный выше этой границы, находится в фазе жесткости, а ниже нее—в фазе глубинной ползучести. Так как разность $\operatorname{tg}\theta - \operatorname{tg}\theta_0$ возрастает с глубиной, то наибольшую скорость ползучести обнаруживают слои грунта, расположенные непосредственно над контактом рыхлых грунтов с подстилающими коренными породами. При ухудшении статических условий склона граница зоны жесткости поднимается, а величина мобилизованного сопротивления сдвигу по поверхности контакта с подстилающими породами достигает величины предельного сопротивления сдвига, и происходит оползень.

Эта задача математически доведена до конца и получен ряд расчетных формул, позволяющих определить следующие величины: положение границы зоны жесткости; критическое нейтральное давление, способное вызвать оползание при изменении гидрогеологических условий; коэффициент устойчивости склона; допускаемая высота пьезометрического уровня, необходимая для проектирования дренажа и обеспечения расчетного коэффициента устойчивости склона, и наконец, скорость глубинной ползучести склона.

В результате имевшей место деформации, произвольная вертикаль принимает сложное очертание: криволинейное на участке глубинной ползучести, вертикальное—на участке жесткого перемещения вышележащего грунта и вновь криволинейное на участке поверхностной ползучести.

Своеобразным типом плоскостной глубинной ползучести склонов является расползание блоков, образующееся в тех случаях, когда жесткая плита, лежащая на накопленной плоскости напластования и разбитая вертикальными трещинами на блоки, подстилается выветрелыми породами или другим пластичным материалом. Обычно такие вертикальные трещины образуют ортогональную сетку. При расползании блоков образуется ортогональная система ходов, более широких в нижних частях склонов и сужающихся вверху; примером может служить

известный Лабиринт в тиссово-самшитовой роще в Хосте, у Сочи на Черноморском побережье Кавказа.

Интересны явления, которые развиваются в коренных породах, подстилающих сползающий делювиальный плащ. При такой смене пород и переходе в коренные породы все величины, определяющие скорость глубинной ползучести грунта, изменяются, и, как правило, процесс ползучести прекращается. Однако возможны и такие случаи, когда и ниже этого контакта развивается значительно более медленная ползучесть.

Если оползание происходит по плоскости напластования, то для обнаружения глубинной ползучести в коренных породах требуются специальные методы исследования, и, по-видимому, ее еще никто не наблюдал, хотя в принципе это вполне возможно.

Если геологическое строение склона таково, что падающие параллельно склону пласты представляют собой чередование плотных и мягких пород, то в подстилающих мягких пластах будет иметь место глубинная ползучесть склона, хотя вышележащие пласты коренных пород и будут находиться в фазе жесткости. Таким образом, часть коренных пород будет медленно деформироваться, другая же будет жестко перемещаться по такому ложу.

В литературе имеются описания многих случаев, для объяснения которых можно привлечь указанный механизм оползания. Таковы, например, деформации ползучести мягких девонских глин, расположенных между неповрежденными плотными глинами на участке строительства гидростанции Свирь-III под Ленинградом, или складчатость в нижнеюрских глинах, возникшая при образовании долины в Нортхэмптоне в центральной Англии. Классическим примером такого механизма оползания может служить гора Россберг в Швейцарии, которая сложена наклонными, параллельными склону пластами конгломератов нагельфлю, обладающими известковистыми связями и подстилаемыми перемежающимися пластами глины и мергеля. Только за последнее тысячелетие на южном склоне этой горы имело место около 20 крупных оползней. Упомянутый ранее крупнейший оползень 1806 года у Гольдау относится к этому числу. Значительно большее количество оползней было в доисторическую эпоху, в том числе крупнейшие оползни Оберарт и Гванделенфлю. Во всех этих случаях происходила вначале глубинная ползучесть плиты нагельфлю по подстилающим глинам и мергелям, а затем соскальзывание этой плиты, когда мобилизованное сопротивление сдвига достигло своего предельного значения; в случае оползня в Гольдау мощность плиты нагельфлю составляла около 20 м.

Если пласты круто падают в глубь склона, то явление ползучести может быть легко установлено по загибу голов пластов. Это явление было отмечено во многих районах; из этих случаев можно указать на загиб выветрелых эльбогенских гранитов у Штирна в Чехословакии, или в шиферных гнейсах у Мотто д'Арбино в Тессине, Швейцарии. Такой же механизм имеют гравитационные структуры, описанные Шульцем в долине р. Шаркратма в северо-восточной Фергане в Киргизии.

Маслов предложил метод определения коэффициента вязкости грунтов по наблюдениям за скоростью смещения поверхностных грунтов. Замкнутый вид формулы скорости плоскостной глубинной ползучести позволил решить обратную задачу—определение реологических свойств грунта по результатам наблюдений за смещением грунта на глубине в деформационных колодцах. Наблюдения на открытом деформационном колодце в Сочи позволило впервые измерить предсказанную теоретически деформацию медленной ползучести в области, расположенной ниже поверхности скольжения.

Вращательная глубинная ползучесть склонов

Рассмотрим случай вращательного оползания, которое наблюдается на склонах, сложенных однородными глинистыми грунтами на значительную глубину. Это очень распространенный случай оползания, в частности береговых склонов, сложенных рыхлыми отложениями и подмываемых реками или морями.

Напряженное состояние короткого склона, ограниченного откосом, является очень сложным, и эта задача даже для случая плоского откоса, несмотря на кажущуюся простоту постановки вопроса, еще аналитически не решена. Очень возможно, что в общем виде это решение не будет получено, а для конкретных задач должны быть применены численные методы с привлечением электронных счетных машин. Именно этим путем в последнее время в Швейцарии была решена задача для земляных плотин.

Фотоупругим методом на моделях чисто качественно было установлено, что в теле, ограниченном откосом, имеется некоторая область высокой концентрации касательных напряжений. Применяя понятие о мобилизованном сопротивлении сдвигу, можно представить себе в теле склона область, ограниченную линией $\operatorname{tg}\vartheta_0$, отвечающей значениям мобилизованного сопротивления сдвига, равного условному порогу ползучести. Вне этой области величина коэффициента мобилизованного сопротивления сдвига ниже условного порога ползучести, и поэтому грунт находится в фазе жесткости. Внутри этой области должна происходить глубинная ползучесть, интенсивность которой в каждой точке будет определяться величиной избытка $\operatorname{tg}\vartheta - \operatorname{tg}\vartheta_0$.

Точки грунта совершают вращательные движения вокруг центра потенциальной поверхности скольжения. Однако, скорость движения отдельных точек земляного массива не является одинаковой, вследствие неравномерной мобилизации сопротивления сдвига грунта в пределах зоны ползучести. В общем, наибольшие скорости движения наблюдаются в верхней части зоны ползучести, а ниже по склону они убывают. Так как зона ползучести является сплошной, то отсюда следует, что в пределах области ползучести, наряду со смещением вниз по склону, должно происходить компенсационное расширение зоны. Поэтому зона ползучести имеет изогнутую каплеобразную форму. Другим проявле-

нием этой неравномерности является перераспределение напряжений по поверхности скольжения.

Расположенная над зоной ползучести область испытывает жесткое перемещение вниз по склону, отражая своей формой и видом происходящих деформаций очертание и характер зоны ползучести.

Следствием жесткого перемещения грунта, расположенного над зоной глубинной ползучести, при неподвижности окружающего грунта, является возникновение разрывных деформаций—оползневых трещин. Анализ оползневых трещин занимает видное место в теории оползневого процесса; установлена закономерность размещения основных типов оползневых трещин. Для возможности использования оползневых трещин, с целью анализа напряженного состояния склонов, может служить морфо-генетическая классификация трещин, основанная на признаке характера напряжений, вызвавших данную трещину.

В населенных пунктах и при высокой скорости солифлюкции, где многие трещины не сохраняются, может быть с успехом применен анализ оползневых деформаций зданий и инженерных сооружений. В последнее время была разработана классификация этих явлений.

Общая глубинная ползучесть склонов

Этот весьма распространенный в горных странах тип глубинной ползучести еще недостаточно дифференцирован, и его изучение еще предстоит. Одним из видов этого типа деформации склонов является компенсационная ползучесть, возникающая в эрозионных долинах с горизонтальным напластованием, когда компетентные слои подстилаются некомпетентными. Вследствие этого разгруженное дно долины выпучивается вверх и в некомпетентных слоях проявляется мелкая складчатость. Борта долины испытывают опускание, сопровождаемое разламыванием компетентных пород на блоки. Блоки наклоняются и движутся вместе с массой подстилающих мягких пород по направлению к дну долины. В результате возникает выпучивание в средней части долины и выгибание—в боковых ее частях.

Впервые явление компенсационной ползучести было описано в хорошо известных исследованиях геологического строения долины р. Холлоуел на Нортгемптонском железорудном месторождении в центральной Англии. Здесь в мощных пластичных глинах лейаса возникла мелкая складчатость вследствие врезки неглубокой (до 30 м) долины и происшедшей при этом перегрузки бортов долины; образование долины началось еще в доледниковое время, следовательно, образование этого типа ползучести связано с значительной длительностью процесса. Разламывание бортов долины и медленное сползание блоков компетентных пород хорошо изучено в районе Братского водохранилища. Здесь крупные блоки коренных пород — доломитов и песчаников ордовика и траппов—мощностью до 80 м и длиной до 3 км весьма медленно смещаются по аргиллитам и алевролитам верхнего кембрия без образования по-

верхностей скольжения; процесс начался в верхнем плейстоцене и вероятно продолжается до настоящего времени.

Такого же типа глубинная ползучесть склона, сопровождаемая медленным перемещением крупных блоков четвертичных столбчатых базальтов, залегающих на третичной осадочной толще, хорошо наблюдается в долине р. Азат в Гарни в Армении.

Весьма интересный пример компенсационной глубинной ползучести наблюдался в Островском районе в Чехословакии. Здесь происходило медленное смещение блоков диабазовой интрузии по нижнемеловым мелкочешуйчатым сланцам. Это смещение происходит без образования поверхностей скольжения, т. е. представляет собою типичную глубинную ползучесть склонов.

Приложения теории глубинной ползучести склонов

Глубинная ползучесть склонов развивается под действием ряда оползнеобразующих факторов. Часть этих факторов действует постоянно, другие монотонно возрастают, а третьи подвержены систематическим колебаниям, носящим сезонный или производственный характер. По этой причине скорость глубинной ползучести склонов является изменяющейся величиной, могущей служить удобным мерилем интенсивности воздействия оползнеобразующих факторов и позволяющих составить суждение о состоянии оползневого процесса, так же, как измерение температуры больного позволяет судить о ходе болезни.

Графики оползания, дающие связь между временем, интенсивностью действия оползнеобразующих факторов и скоростью глубинной ползучести склонов могут дать удобную оценку состояния склона, составлять прогнозы оползания, устанавливать эффективность применяемых противооползневых мер. В этой связи представляет интерес возможность осуществления стадийной борьбы с оползнями, заключающейся в последовательном применении противооползневых мер, начиная с наиболее эффективных и ведения наблюдений за ходом затухания оползневого процесса.

Ввиду отсутствия надежных методов точных наблюдений за движениями оползней, был развит дифференциальный метод Келля. Для рационализации этого метода были широко применены номограммы. В результате получен достаточно удобный и точный метод наблюдений.

Для получения данных о разных типах оползней, развивающихся в различных геологических и климатических условиях, были организованы инструментальные наблюдения на ряде оползней как в Армении (оползни на трассе деривации Канакерской ГЭС, у головных сооружений Дзорагетской и Ереванской ГЭС, у здания Гюмушской, Атарбекянской ГЭС, оползни в Арзни и Дилижане), так и вне республики (Лихский оползень на Сурамском перевале в Грузии, Кара-Чухурский оползень близ Баку в Азербайджане, оползень на Пролетарском спуске в Ульяновске, склоны у примыкания плотины Егорлыкской ГЭС на Север-

ном Кавказе, оползни юго-западного склона горы Бытхи в Сочи и др.).

В Ульяновске и Дилижане было обнаружено, что при сложной пластике оползневого ложа смещающиеся массы напоминают земляную реку, извивающуюся в своих берегах.

В Хосте у Сочи наблюдался случай слияния двух медленных земляных потоков. Инструментальными наблюдениями было установлено отклонение струи главного потока вследствие воздействия бокового потока, т. е. явление, хорошо наблюдаемое в реках.

Большое практическое значение имеет площадное изучение глубинной ползучести склонов. Карты распределения движущихся масс позволяют районировать территорию по признаку подвижности. Такие работы, осуществленные в Дилижане, позволили выделить участки для различных хозяйственных целей — тяжелое и облегченное строительство, парки и др.; могут быть также выработаны типы сооружений на оползнях.

Была показана возможность эффективного укрепления оползневого склона с помощью колонн из закрепленного грунта, учитывающая механизм оползания; сечение колонн и их количество могут быть подобраны расчетом.

Важной областью применения теории глубинной ползучести является возможность прогноза оползания; так, для оползания в Ульяновске был дан прогноз обрушения за несколько месяцев до оползня.

Служба краткосрочных прогнозов оползней была организована в военные годы на одном крупном оползне в Грузии, по которому проходила магистральная железная дорога, затем в Армении на зданиях ГЭС. а в последние годы такие работы ведутся в Сочи на фуникулере санатория.

Большой теоретический и практический интерес представляет впервые изученный в Сочи многоярусный оползень. Здесь первый ярус образует вращательная глубинная ползучесть, в котором участвует толща крупных блоков третичных пород мощностью до 60 м; над ним расположен второй ярус оползня — плоскостная глубинная ползучесть, в которую вовлечена толща раздробленных аргиллитов мощностью до 20 м. Вверху проходит третий ярус оползня — медленный земляной поток мощностью до 6 м. Траектория движения земляных масс во всех трех телах и их скорость различны, что и позволяет их выделить и дифференцировать.

Многоярусные оползни, вероятно, не представляют собой редких явлений. В Армении близ средневекового храма Гегарт нами обнаружен чрезвычайно интересный двухярусный оползень; его первый ярус представляет крупный скальный оползень, над которым протекает медленный земляной поток.

Дальнейшее изучение медленных движений грунта в фазе глубинной ползучести позволило выявить многие новые закономерности образования и развития этих деформаций, представляющие особое значение для всего альпийского пояса.

Գ. Ի. ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

ԼԱՆՋԵՐԻ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՍՈՂՔԻ ՏԵՍՈՒԹՅԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱԿԻՑ ԴՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Լանջերում գրունտի դանդաղ դեֆորմացիաները կատարվում են տարբեր ձևերով:

Մակերևույթային շերտի դանդաղ տեղաշարժումների դեմոստրացիոգիական կարևոր դերը հանրահայտ է: Ավելի խորը գոտիներում նույնպես կատարվում են դանդաղ շարժումներ:

Բազմաթիվ երկրաբանական տվյալները վկայում են սողանքներին նախորդող՝ լանջերի խորքային սողքի երկարատև ժամանակաշրջանի մասին: Որոշ դեպքերում լանջերը միշտ գտնվում են այդ փուլում: Նկարագրվում են լանջերի խորքային սողքի ուղղագիական նախադրյալները: Այդ դանդաղ շարժումները պարտական են շոշափող լարումների երկարատև ներգործությանը, որոնք անբավարար են խզում առաջացնելու համար, բայց բավականաչափ ինտենսիվ են սողքի համար: Նկարագրվում են լանջերի խորքային սողքի տեսակները՝ հարթակային, պտտական և ընդհանուր:

Մի քանի օրինակներով լուսաբանվում է լանջերի խորքային սողքի տեսութայան գործնական կիրառումը:

Ֆ. Ս. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ, Դ. Ա. ԴՈՂՈՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԵՐԻՏՈՐԻԱՅԻ ՄՈՐՖՈՄԵՏՐԻԱԿԱՆ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՐԳՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ժողովրդական տնտեսության զարգացման բարձր տեմպերի, բնակչության աճի, ինչպես նաև խիստ սահմանափակ հողային ռեսուրսների պայմաններում հանրապետության բարդ լեռնային ռելիեֆի բազմակողմանի ուսումնասիրությունը և նրա նպատակասլաց օգտագործումը ներկա ժամանակաշրջանում դարձել է կենսական անհրաժեշտություն:

Առանց ռելիեֆի որակական և քանակական ցուցանիշների մանրակրկիտ ուսումնասիրությունների անհնար է գյուղատնտեսության արտադրության կազմակերպումը, որը բավականի զգայուն է ռելիեֆի թեքությունների, մասնատվածության, ինչպես նաև լանջերի դիրքադրությունների նկատմամբ:

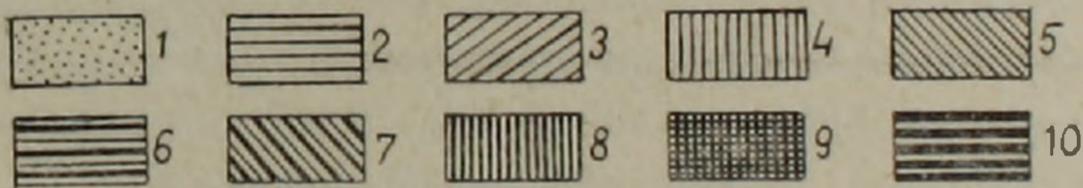
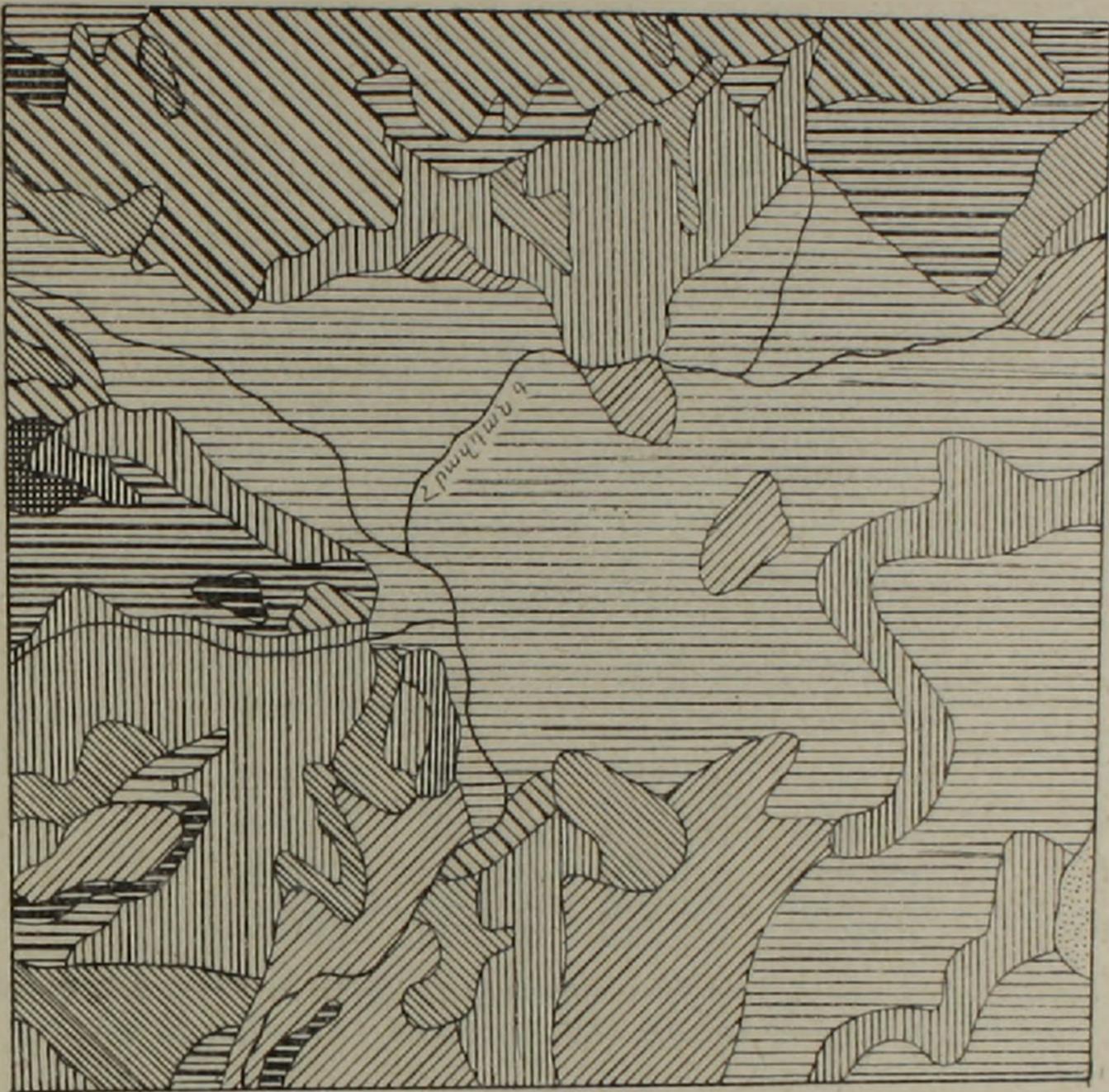
ՀՍՍՀ ԳԱ աշխարհագրության բաժնում վերջին տարիներս աշխատանքներ են տարվում հանրապետության տերիտորիայի մորֆոմետրիական խոշոր մասշտաբի քարտեզների կազմման և դասակարգման ուղղությամբ: Կազմված քարտեզների օգնությամբ հաշված են ցուցանիշների գրաված մակերեսները:

Հողվածում բերված է հանրապետության տերիտորիայի մասնատման խորության, խտության և լանջերի դիրքադրությունների քանակական տվյալները մշակված ըստ բարձրագույն գոտիների և վարչական շրջանների (աղյուսակ 1, 2), որոնք հնարավորություն են տալիս որոշակի նպատակների համար դասակարգել հանրապետության տերիտորիայի ռելիեֆը, ըստ նրանց քանակական հատկանիշների, որը արժեքավոր նյութ կարող է տալ պլանավորող, նախագծող կազմակերպություններին և գյուղատնտեսության բնագավառում աշխատող շատ մասնագետներին: Այդ տվյալների օգնությամբ կարելի է բացահայտել գյուղատնտեսական կալտուրաների տեղաբաշխման վարչական շրջանների ռելիեֆային պատասցի պատենցիալ հնարավորությունները, ինչպես նաև միջոցառումներ մշակել ճիշտ օգտագործելու եղած գյուղատնտեսական հողահանդակները:

Մորֆոմետրիկ ցուցանիշները քարտեզագրելիս մենք առաջնորդվել ենք ոչ թե միասնական, տիպային լեզենդայով, այլ մշակել ենք նոր լեզենդաներ, ելնելով ուսումնասիրվող տերիտորիայի առանձնահատկություններից, քարտեզի մասշտաբից, ուսումնասիրության բնույթից և նպատակից:

Լեռնային երկրներում ռելիեֆի կարևորագույն մորֆոմետրիկ ցուցանիշների թվին են պատկանում մակերևույթի թեքությունները (նկ. 1), որոնք անմիջական ազդեցություն են գործում տերիտորիայի ամբողջական յուրացման և օգտագործման վրա, ընդ որում այդ ազդեցությունը փոփոխվում է կախված տնտեսության ճյուղից և թեքության քանակական մեծությունից¹:

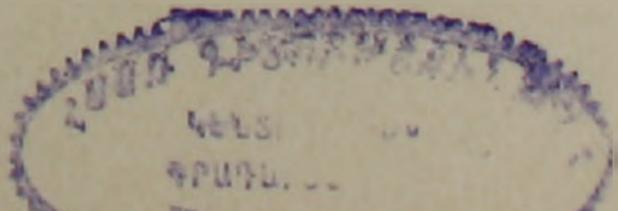
¹ Մակերևույթի թեքությունների քարտեզագրման և ստացված քանակական տվյալների վերլուծության արդյունքները հրատարակված են առանձին հոդվածով (Валесян Л. А., Геворкян Ф. С., Погосян Д. А., Тамазян А. А. Некоторые результаты картирования и хозяйственной оценки уклонов поверхности Армянской ССР «Изв. АН Арм. ССР, Науки о земле», XIX, № 6, 1966).

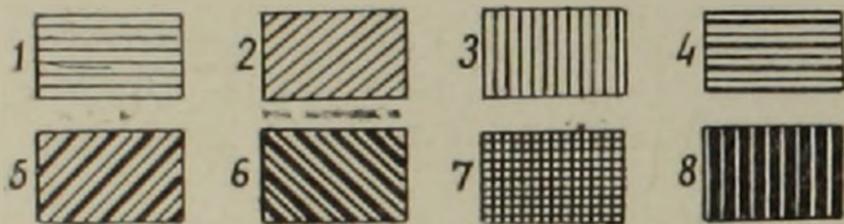
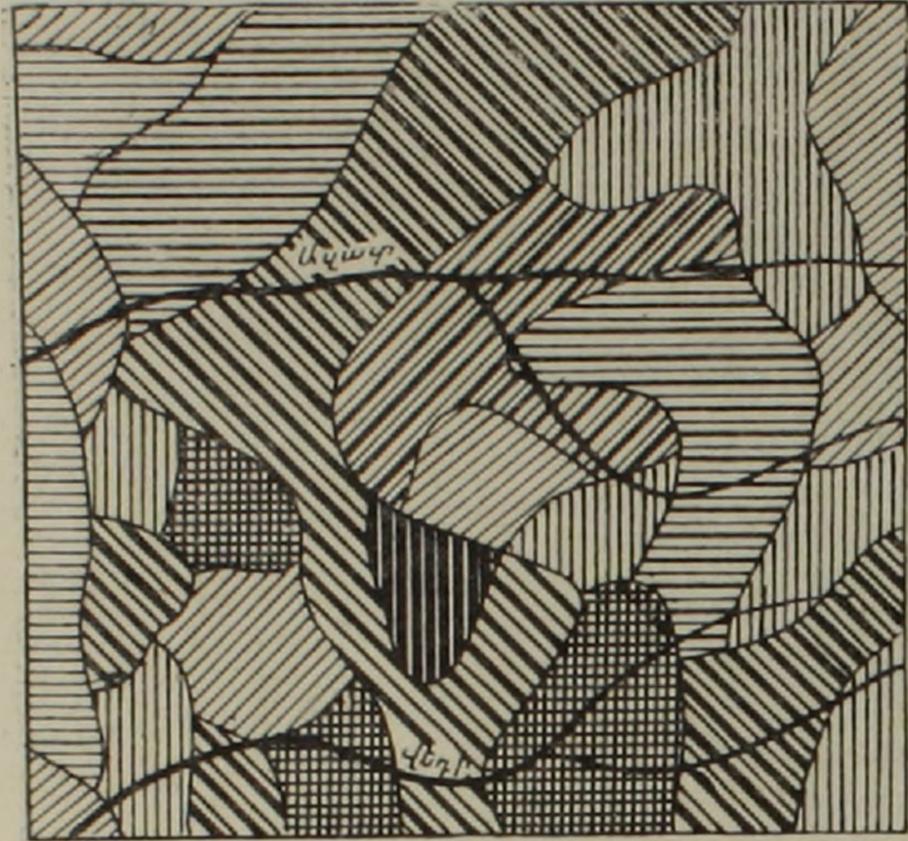


Նկ. 1. Հատված ՀՍՍՀ-ի մակերևույթի թեքությունների քարտեզից (աստիճաններով):
 1. Մինչև 1, 2. 1—3, 3. 3—5, 4. 5—8, 5. 8—12, 6. 12—16, 7. 16—20, 8. 20—30,
 9. 30—40, 10. 40 և ավել:

ՀՍՍՀ-ի մակերևույթը կտրտված է տարբեր մեծության ու ուղղության բազմաթիվ հովիտներով, որոնք խիստ դժվարացնում են տերիտորիայի յուրացումը: Մեկիեֆի կտրտվածությունը բնութագրելիս օգտագործվում է «մասնատված», «թույլ մասնատված», «խիստ մասնատված» և այլ տերմիններ, որոնք արտահայտում են միայն մասնատման որակական կողմը: Մասնատումը քանակապես բնութագրելիս գոյություն ունի մասնատման խտության գործակից մեծությունը, որը ցույց է տալիս միավոր մակերեսի վրա հովտածորակային ցանցի երկարությունը (նկ. 2): Մասնատման խտության գործակցի մեծությունը կախված է մթնոլորտային տեղումների քանակից և հաճախականությունից, ջրհոսքի ներծծման և գոլորշիացման հարաբերակցությունից, ապարների դիմադրողականությունից և այլ գործոններից: Այս գործակցի մեծացմանը նպաստում է նաև գյուղատնտեսական աշխատանքների սխալ կազմակերպումը (լանջերի ոչ ճիշտ վարը, անասունների անսխստեմ արածեցումը, ոռոգման ցանցի անորակ կառուցումը, անտառահատումը և այլն):

Ելնելով մասնատման խտության աստիճանից, հանրապետության տերիտորիայում կարելի է առանձնացնել հետևյալ տիպի տեղանքներ:





Նկ. 2. Հատված մասնատման խտության քարտեզից (կմ/կմ²): 1. Մինչև 0.2, 2. 0.2—0.4, 3. 0.4—0.6, 4. 0.6—0.8, 5. 0.8—1.0, 6. 1.0—1.2, 7. 1.2—1.4, 8. 1.4—1.6:

1. Չմասնատված և թույլ մասնատված տեղանքներ (գործակիցների մինչև 0,2 մեծությամբ): Նման մասնատում ունեն Արարատյան դաշտի կենտրոնական մասը, Շիրակի դաշտի արևելյան հատվածը, Արագածի արևմտյան լանջերը, Հրազդանի և Եռաթմբերի հրաբխային սարավանդները և այլն: Էրողիոն պրոցեսները այստեղ արտահայտված են թույլ, մակերևույթային հոսքի կարգավորման համար հատուկ հակաէրողիոն միջոցառումներ չեն սլահանջվում: Այս տեղամասերը գրավում են հանրապետության տերիտորիայի 5,81% -ը:

2. Միջին մասնատվածության (0,2—0,6 գործակիցներով) տերիտորիաները են հանդիսանում հարթավայրային մնացած շրջանները, հրաբխային սարավանդները (Սղվարդի, Կոսույքի, Շամիրամի, Եռաբլուրների), Արագած լեռնադանգվածի և Գեղամա բարձրավանդակի մերձ-դազաթային հատվածները: Այստեղ նկատվում է էրողիոն պրոցեսների աշխուժացում, սակայն տեղումների մեծ մասը ջրաթափանց ապարների տարածման շրջաններում ներծծվում է և մակերևույթային հոսքը մասամբ բացակայում է: Ցածրալեռնային և նախալեռնային շրջաններում նպաստավոր սլայմանների կան սելավների ձևավորման և դարգացման համար: Միջին մասնատվածության տերիտորիաները գրավում են 6771,24 քառ. կմ տարածություն (23,84%):

3. Խիստ մասնատված տերիտորիաները (0,6—1,2 գործակիցներով) զբաղեցնում են հանրապետության 60,05% -ը և տարածվում են ինչպես հրաբխային, այնպես էլ ծալքաբեկորային լեռներում: Այստեղ զարգացած են էրողիոն պրոցեսները, հատկապես նախալեռնային շոր գոտիներում:

4. Շատ ուժեղ մասնատված տեղանքները (1.2-ից բարձր գործակիցներով) հիմնականում դտնվում են Վեղու շրջանի, Վայքի և Զանգեզուրի միջին բարձրու-

Աղյուսակ 1

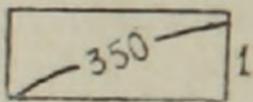
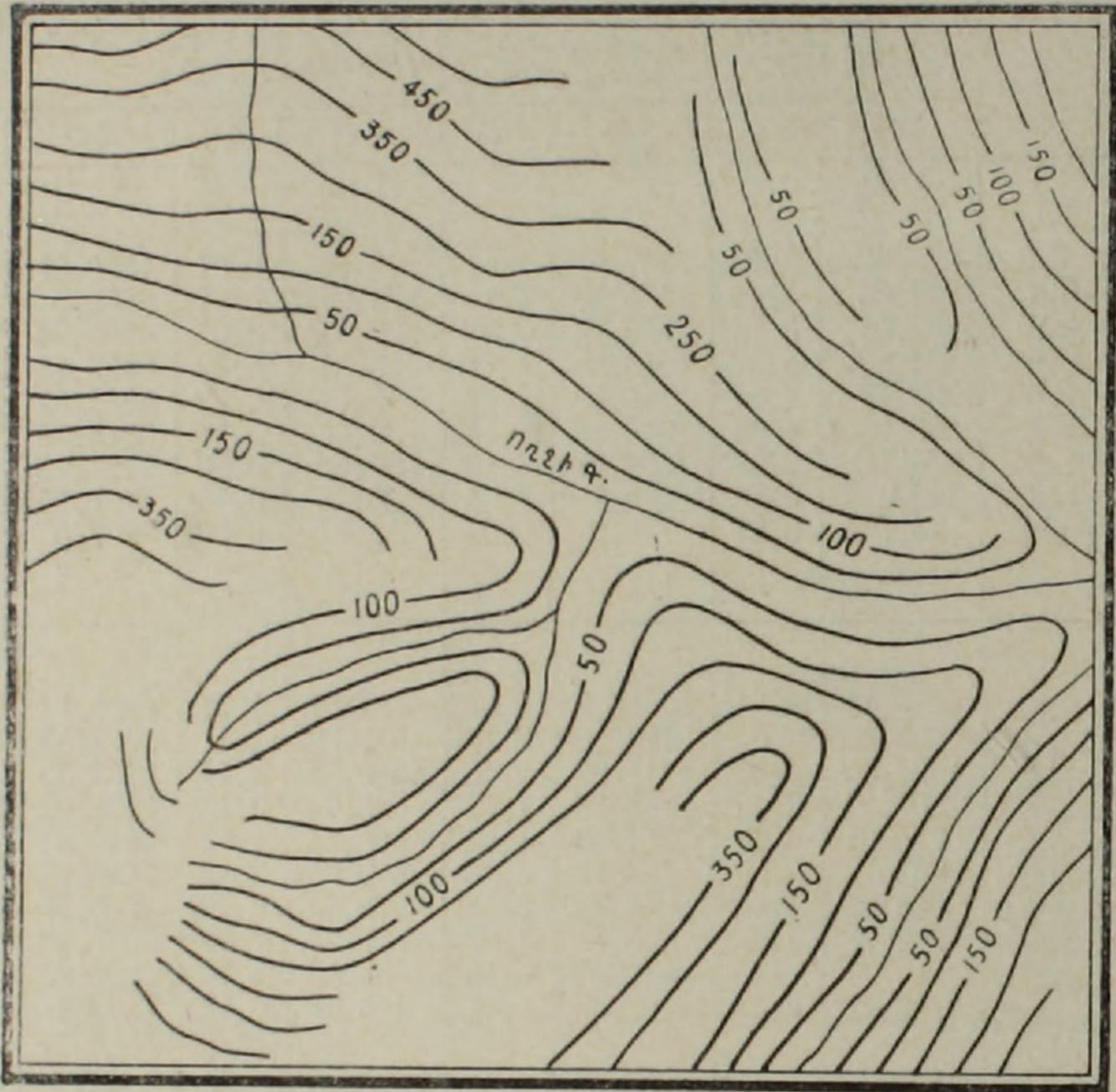
Հայկական ՍՍՀ մորֆոմետրիկ ցուցանիշների մակերևույթը
ըստ բարձրագիր գոտիների (կմ²)

Մորֆոմետրիկ ցուցանիշներ	Խելիկեֆի բարձրագիր գոտիներ (մետրերով ծովի մակերևույթից)						Ընդամենը Հայ- կական ՍՍՀ-ում	
	Ցածր լեռնային (մինչև 1500)		Միջին բարձրու- թյան լեռներ (1500—2500)		Բարձր լեռներ (2500-ից ավել)			
	կմ ²	0/0	կմ ²	0/0	կմ ²	0/0	կմ ²	0/0
Մասնատման խտություն (հովտա-ձորակային ցանցի երկարությունը կմ/կմ ² վրա)								
Մինչև 0.2	886.37	3,12	742,97	2,61	20,33	0,07	1649,57	5,8
0.2—0.4	1266.04	4,46	1165,89	4,1	174,07	0,61	2606,0	9,17
0.4—0.6	1065.66	3,75	2076,78	7,32	1022,8	3,6	4165,24	14,67
0.6—0.8	1554.33	5,5	3254,04	11,46	1283,81	4,52	6092,18	21,48
0.8—1.0	1293,17	4,54	3265,59	11,51	1337,05	4,72	5895,82	20,77
1.0—1.2	1386,02	4,86	2944,15	10,37	732,88	2,58	5063,05	17,81
1.2—1.4	674,1	2,37	1302,47	4,59	150,65	0,53	2127,22	7,5
1.4—1.6	148,4	0,52	299,7	1,05	49,85	0,18	497,95	1,75
1.6 և ավել	75,7	0,27	196,0	0,69	25,6	0,09	297,3	1,05
Մասնատման խտություն (գե- տերի տալիսիցների խտությունը ջրարժանից, մետրերով)								
Մինչև 50	2815,15	9,51	35980,8	12,67	481,87	1,71	6895,1	24,29
50—100	852,9	3,0	1640,99	5,78	879,66	3,1	3373,55	11,88
100—200	1437,63	5,06	4111,83	14,48	1183,85	4,17	6733,31	23,71
200—300	907,19	3,19	2205,73	7,77	885,0	3,12	3998,02	14,08
300—400	714,61	2,52	1374,28	4,84	460,73	1,62	2549,62	8,98
400—500	649,1	2,29	898,47	3,16	600,65	2,12	2150,23	7,57
500—600	534,21	1,88	619,36	2,18	72,5	0,26	1226,07	4,32
600—700	284,78	1,0	303,0	1,07	80,1	0,28	667,88	2,35
700—800	—	—	43,02	0,15	38,85	0,14	81,87	0,29
800-ից ավել	152,22	0,54	416,55	1,47	148,91	0,52	718,68	2,53
Գիրքագրություններ								
Հարթու- թյուններ	3599,5	12,67	2614,67	9,21	174,5	0,61	6388,67	22,49
Հյուսիսային	525,46	1,85	1745,2	6,15	703,85	2,48	2974,51	10,48
Հարավային	848,66	2,99	1858,79	6,54	590,12	2,08	3297,57	11,61
Արևելյան	343,37	1,2	781,22	2,75	609,67	2,15	1734,26	6,1
Արևմտյան	276,31	0,97	1752,0	6,17	426,15	1,5	2454,46	8,64
Հյուսիս- արևելյան	684,88	2,41	2046,85	7,21	724,09	2,55	3455,82	12,17
Հյուսիս- արևմտյան	688,69	2,42	1145,72	4,04	446,11	1,57	2280,52	8,03
Հարավ- արևելյան	845,25	3,0	1422,43	5,0	560,27	1,97	2827,95	9,97
Հարավ- արևմտյան	535,67	1,89	1844,43	6,51	600,47	2,13	2980,57	10,51
Գոտու մակերեսը	8347,79	29,39	15211,31	53,57	4835,23	17,04	28394,33*	100

* Առանց Սևանա (1326,26 կմ²) և Արփի (22,0 կմ²) լճերի մակերեսների:

Թյան լեռներում, զբաղեցնելով 2922.47 քառ. կմ մակերես (10.3%): Այստեղ ուժեղ կերպով դարգացած են էրոզիոն պրոցեսները, ինտենսիվ կերպով տեղի է ունենում ուլիկեֆի կերպարանափոխում (լվացում, տեղատարում):

Ինչպես երևում է երկրորդ աղյուսակից, մասնատման բարձր խտությամբ աչքի են ընկնում Ազիզբեկովի ($155,4 \text{ կմ}^2$), Եղեգնաձորի ($121,2 \text{ կմ}^2$), Ղափանի ($285,72 \text{ կմ}^2$) շրջանները: Թույլ մասնատում ունեն (մինչև 0.2) էջմիածնի (291.4 կմ^2) և Հոկտեմբերյանի (237.8 կմ^2) շրջանները:



Նկ. 3. Հատված մասնատման խորության քարտեզից: 1. Գետերի էրոզիոն բազիսների հարարերական խորությունների իզոգծեր (մետրերով):

Ռելիեֆի մյուս կարևոր մորֆոմետրիկ ցուցանիշը խորքային մասնատման մեծությունն է, որը ցույց է տալիս գետերի տալվեգների խորությունը ջրաբաժանների նկատմամբ, կամ գետերի էրոզիոն բազիսի, խորությունը (նկ. 3): Մեծանալով խորքային մասնատումը, իջնում է էրոզիոն բազիսը, որի հետ կապված ուժեղանում է ռելիեֆի հորիզոնական մասնատումը: Հանրապետության տերիտորիայում նվազագույն խորությունները դասվում են հարթավայրերում և հրաբխային սարավանդներում, առավելագույնը՝ ծալքաբեկորային լեռներում և հատկապես Զանգեզուրում: Այսպես, Ղափանի շրջանում ունենք 800 մ և ավելի մասնատման խորություններ, որոնք գրավում են $32,49 \text{ կմ}^2$ տարածություն: Մինչև 50 մետր խորությունները տարածված են Հոկտեմբերյանի ($538,42 \text{ կմ}^2$), էջմիածնի (581.82 կմ^2), Աբովյանի ($525,10 \text{ կմ}^2$) և Աշտարակի ($570,59 \text{ կմ}^2$) շրջաններում:

Կարևոր կիրառական և տեսական նշանակություն ունեն լանջերի դիրքագրությունների քարտեզները (նկ. 4):

Ինչպես հայտնի է, լեռանալանջերն արևի նկատմամբ ունեն տարբեր դիրք-

Հայկական ՍՍՀ-ի ուղիների մորֆոմետրիկ ցուցանիշների մակերեսները

Վարչական շրջանների անվանումը	Հորիզոնական մասնատվածությունը (հովտային ցանցի երկարությունը կմ/կմ ²)									Մասնատվածության խորությունը (դետերի տալիքների ջրածաններից) (մետրերով)					
	մինչև 0,2	0,2—0,4	0,4—0,6	0,6—0,8	0,8—1,0	1,0—1,2	1,2—1,4	1,4—1,6	1,6 և ավել	մինչև 50	50—100	100—200	200—300	300—400	400—500
1 Արովյանի	63,3	280,9	188,3	197,27	33,58	82,0	—	—	—	525,1	64,2	184,85	9,7	61,5	—
2 Ագիգրեկովի	—	—	54,1	156,0	199,4	275,22	235,85	97,8	155,4	—	260,75	315,05	485,32	85,00	27,0
3 Ալավերդու	—	—	75,77	335,6	392,79	317,16	—	—	—	—	3,8	158,7	460,26	169,29	54,0
4 Ախուրյանի	81,1	187,5	121,5	139,4	52,5	5,4	25,2	—	—	316,1	133,2	163,3	—	—	—
5 Ամասիայի	—	40,2	113,05	189,1	69,11	177,0	—	—	—	168,5	193,41	201,25	24,8	—	—
6 Անիի	71,7	77,49	185,8	80,61	13,5	—	—	—	—	177,61	251,49	—	—	—	—
7 Աշտարակի	77,6	145,9	81,63	417,63	209,2	—	—	—	—	570,59	131,8	78,7	33,94	—	65,0
8 Արթիկի	—	30,32	92,6	307,4	274,0	188,7	56,41	5,31	—	328,02	114,41	449,6	49,61	—	—
9 Արտաշատի	10,4	47,22	152,35	149,6	57,6	52,3	—	26,34	—	251,55	129,02	96,24	—	—	19,0
10 Ապարանի	99,16	105,5	55,23	95,3	64,57	99,2	20,2	5,0	—	250,26	211,97	113,43	23,85	70,05	44,0
11 Բասարգեշարի	78,46	287,6	290,2	290,5	46,8	140,56	—	—	—	315,8	240,4	247,12	292,6	38,2	—
12 Գորիսի	21,8	31,21	99,4	217,7	183,04	198,81	—	—	—	—	77,9	232,0	187,94	66,3	66,0
13 Գուգարբի	—	—	28,63	97,99	268,64	261,7	135,2	—	—	—	—	97,5	156,4	157,04	58,0
14 Կղզիկաձորի	—	—	46,87	80,1	173,89	208,2	357,4	146,4	121,2	—	58,7	146,1	347,06	332,5	130,0
15 Էջմիածնի	291,21	202,0	46,81	41,8	—	—	—	—	—	581,83	—	—	—	—	—
16 Թալինի	63,4	219,0	311,7	346,32	212,78	134,4	—	—	—	1030,1	257,5	—	—	—	—
17 Իջևանի	—	24,89	104,85	370,9	476,25	260,9	80,0	33,8	—	—	17,9	259,75	247,1	120,39	400,0
18 Կալինինոյի	—	—	153,44	261,4	189,6	85,13	—	—	—	174,1	88,8	308,43	73,7	19,04	25,0
19 Կամոյի	139,21	32,9	225,0	51,2	181,3	—	23,1	—	—	342,01	145,2	—	—	65,5	—
20 Կրասնոսելսկի	—	81,4	123,01	27,23	86,25	85,4	48,22	—	—	11,5	12,0	252,87	123,3	8,3	—
21 Հոկտեմբերյանի	237,8	231,8	202,86	9,7	19,56	—	—	—	—	538,42	127,5	35,8	—	—	—
22 Հրազդանի	114,8	127,44	137,1	191,6	192,74	110,9	56,4	16,1	—	289,0	8,0	292,58	175,1	78,6	79,0
23 Դափանի	—	—	—	58,6	427,83	598,94	285,72	—	—	—	—	135,7	169,4	356,51	164,0
24 Դուկասյանի	—	—	30,2	189,51	239,41	65,18	20,0	—	—	107,18	81,4	289,12	29,9	36,7	—
25 Մարտունու	34,8	70,33	286,0	467,18	171,8	83,7	56,7	—	—	341,11	179,3	246,9	210,2	41,9	151,0
26 Մեղրու	—	—	108,6	187,67	—	—	242,32	125,0	—	—	—	67,7	6,5	387,95	77,0
27 Նոյեմբերյանի	—	62,88	97,7	170,8	93,37	113,2	—	—	—	—	48,1	195,97	216,68	77,2	—
28 Շամշադինի	6,3	5,42	134,4	249,8	228,8	199,7	—	—	—	—	—	60,7	31,3	73,2	395,0
29 Սևանի	147,63	—	80,3	86,9	24,43	101,6	—	18,1	—	206,3	—	138,73	113,93	—	—
30 Սիսիանի	—	31,1	334,4	252,3	703,49	295,59	81,2	—	20,7	—	409,0	879,0	42,79	142,0	167,0
31 Սյրիտակի	17,1	42,84	36,6	99,6	153,63	170,5	75,9	—	—	24,8	—	390,5	81,14	90,23	—
32 Ստեփանավանի	—	—	21,7	75,22	305,6	175,89	58,1	—	—	—	50,8	303,99	116,5	73,22	—
33 Վեդու	38,6	140,8	253,74	142,85	141,76	388,1	269,3	24,1	—	250,3	247,0	341,87	289,0	—	221,0
34 Քաղ. Երևան Լ՛նդամենը	55,2	99,36	—	—	—	—	—	—	—	95,2	—	59,36	—	—	—
	1649,57	2606,0	4165,24	6092,18	5895,82	5063,05	2127,22	497,95	297,3	6895,1	3373,55	6733,31	3998,02	2549,62	2150,0

* Առանց Սևանա (1326,26 կմ²) և Արփի (22,0 կմ²) լճերի մակերեսների

քաղրություն, որի հետևանքով նրանց մակերևույթները ստանում են տարբեր շանակությամբ արեգակնային ջերմություն, ստեղծելով տարբեր միկրոկլիմայական պայմաններ: Այսպես՝ ջերմաստիճանների տատանումները և գոլորշիացումը բարձր են հարավահայաց լանջերում, այստեղ ձյունածածկն ավելի շուտ է հալվում, վարարումները և հորդացումներն ունեն բուռն բնույթ: Հանրապետության տերիտորիայում ընդարձակ տարածում ունեն հյուսիս-արևելյան (12,17%), հարավային (11,61%), հարավ-արևմտյան (10,51%) դիրքադրությունները, իսկ հարթ տեղանքները կազմում են 22,49%, որի մոտ կեսը գտնվում է ցածր լեռնային գոտում:

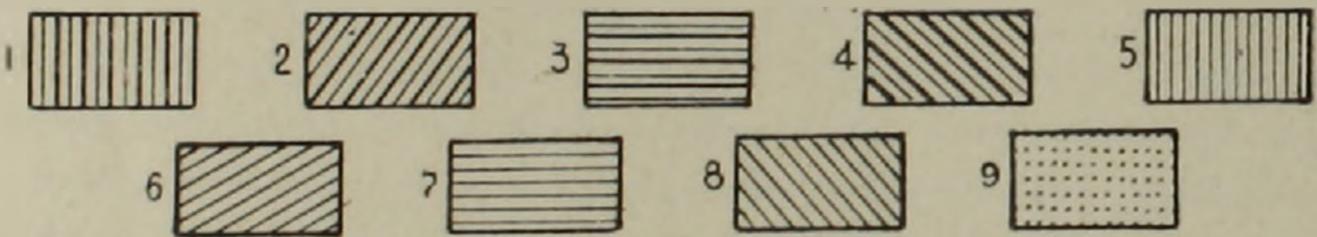
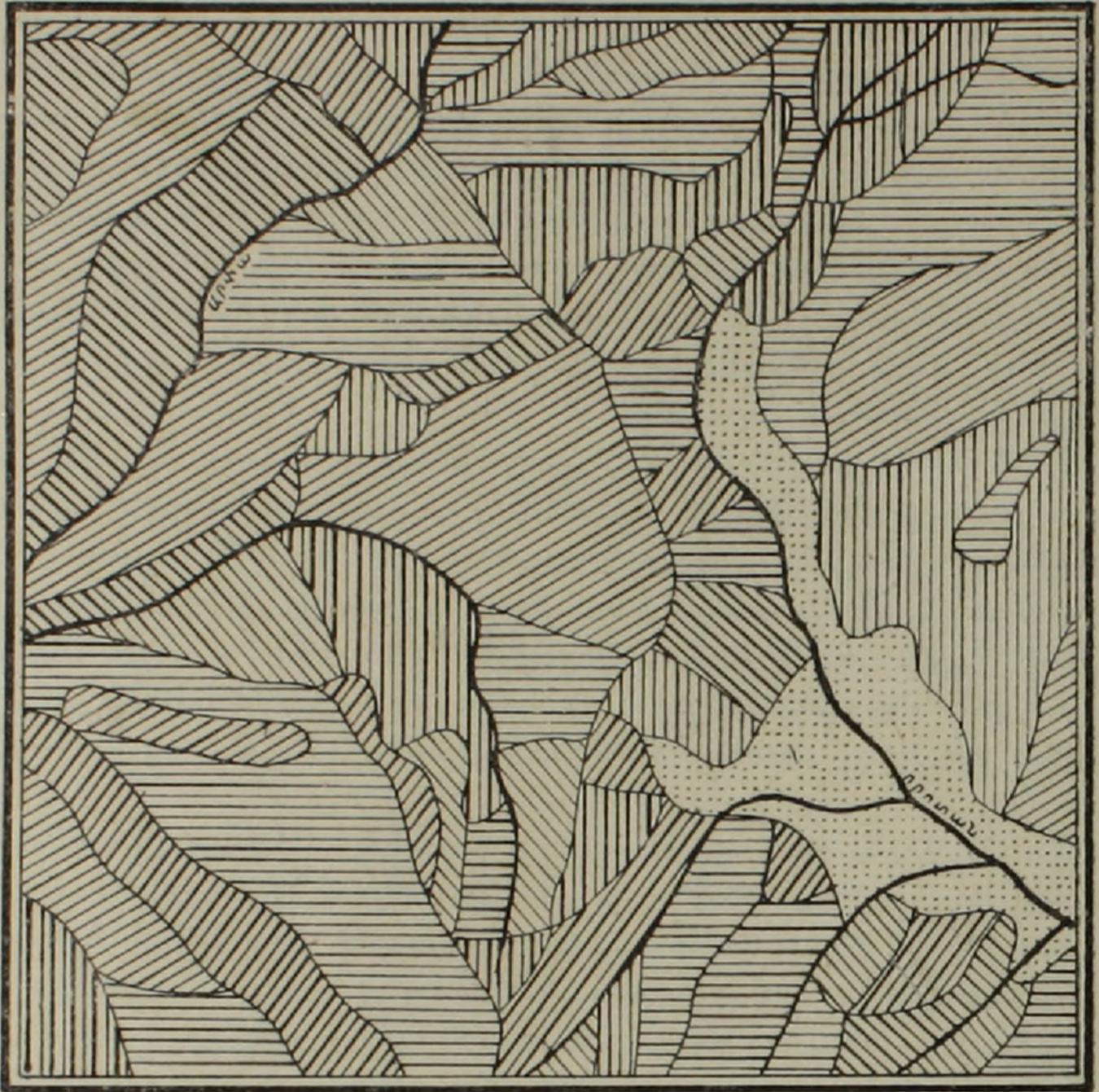
Գոյություն ունեն մորֆոմետրիկ ցուցանիշների խիստ տարբերություններ, ինչպես լեռնային գոտիների, այնպես էլ Ռելիեֆի հիմնական մորֆոգենետիկ տիպերի (հրաբխային, ծալքաբեկորային և միջլեռնային գոգավորությունների) միջև: Առավել մասնատման խորություն և խտություն նկատվում է հատկապես միջին բարձրության լեռնային գոտում և ծալքաբեկորային լեռներում: Միջլեռնային գոգավորությունները և հրաբխային սարավանդներն ու լեռները բնութագրվում են թույլ մասնատման խտությամբ և նվազագույն խորքային մասնատմամբ:

Ռելիեֆի մորֆոմետրիկ քարտեզները և քանակական տվյալներն ունեն սյրակտիկ կարևոր նշանակություն: Հանրապետության գյուղատնտեսական աշխատանքների զգալի մասը կատարվում է տարբեր թեքության և կտրտվածության լեռնալանջերին, որի հաշվառումը կարևոր է գյուղատնտեսական տարբեր մեքենաների կողմից ծախսվող վառելանյութը նորմավորելու, վարի լավագույն տարբերակները ընտրելու, մեխանիզատորների աշխատանքը վարձատրելու գործում: Մորֆոմետրիական քարտեզները կարելի է օգտագործել նաև հակաէրոզիոն միջոցառումներ մշակելիս: Դիրքադրությունների քարտեզները կարևոր նշանակություն ունեն գյուղատնտեսական աշխատանքների սլանավորման համար: Հարավային դիրքադրության լանջերում հողը 1—2 շաբաթ առաջ պատրաստ է լինում հերկման և մշակման համար, քան հյուսիսայինը: Դիրքադրությունների հաշվառումը կարևոր է նաև այգիների էտի, սրսկման, ջրամատակարարման, ինչպես նաև անասունների արածման, խոտհարքների հնձման ժամկետների սլանավորման համար:

Վերջապես, մորֆոմետրիկ քարտեզների նշանակությունը մեծ է հատկապես հողերի սահմանադատման և գնահատման բնագավառում: Լեռնային երկրների հողերի գնահատման համար որոշիչ են ոչ միայն հողածածկի որակը (օրգանական նյութերի պարունակությունը, հզորությունը, մեխանիկական կազմը, ռոտյման աստիճանը), այլև նրա մորֆոմետրիական առանձնահատկությունները (մակերևույթի թեքությունները, դիրքադրությունները, մասնատման խտությունը և խորությունը): Վերջիններիս դերը լեռնային երկրներում հիմնականում գերազանցում է հողային ծածկի դերին: Ռելիեֆի մորֆոմետրիական հատկանիշների փոփոխությունը պայմանավորում է տարբեր որակի հողերի գոյացումը, փոփոխելով նրանց օգտագործման հնարավորությունները:

ՀՍՍՀ-ի տերիտորիայում, ըստ մորֆոմետրիական ցուցիչների կարելի է սահմանադատել հետևյալ հողային միավորները՝ լավագույն, լավ, միջին, ցածր որակի և ոչ ուիտանի հողատարածություններ (աղյուսակ 3):

Տարբեր որակի հողերի սահմանադատումը ըստ մորֆոմետրիական հատկանիշների ունի գյուղատնտեսական խոշոր նշանակություն, այն կարող է հիմք



Նկ. 4. Հատված գիրքադրությունների քարտեզից: 1. Հյուսիսային, 2. հյուսիս-արևելյան, 3. արևելյան, 4. հարավ-արևելյան, 5. հարավային, 6. հարավ-արևմտյան, 7. արևմտյան, 8. հյուսիս-արևմտյան, 9. հարթ տեղանքներ

Աղյուսակ 3

Հայկական ՍՍՀ տարբեր որակի հողերի սահմանադատումը և գնահատումը ըստ մորֆոմետրիկ ցուցանիշների

Հողի որակը	Թեքությունները (աստիճաններով)	Մասնատման խտու- թյունը (կմ/կմ ²)	Մասնատման խո- րությունը (մետ- րերով)
լավագույն	մինչև 3	մինչև 0,2	մինչև 5
լավ	3—8	0,2—1,0	5—10
միջին	8—16	1,0—2,0	10—20
ցածր	16—30	2,0—3,0	20—100
ոչ պիտանի	30 և ավել	3,0 և բարձր	100 և բարձր

հանդիսանալ հանրապետության հողային կադաստրների կազման և հողերի տնտեսական գնահատման համար:

ՀՍՍՀ ԳԱ

Նրկրարանական ինստիտուտ

Ստացվել է 21.11. 1959.

Ф. С. ГЕВОРКЯН, Д. А. ПОГОСЯН

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Р е з ю м е

Рациональное и эффективное освоение и использование территории требует всестороннего и детального изучения рельефа как с качественной, так и с количественной стороны. Из отраслей народного хозяйства, сельское хозяйство наиболее чувствительно к морфометрическим особенностям рельефа.

В статье приводятся некоторые результаты картирования морфометрических показателей (густоты и глубины расчленения и экспозиции), проведенные авторами в отделе географии Института геологических наук АН Армянской ССР. На основе этих карт рассчитаны площади, занимаемые этими показателями, и полученные данные обработаны по высотным поясам и административным районам республики (таблицы 1 и 2).

Территория республики изрезана многочисленными долинами, которые весьма затрудняют комплексное освоение территории и ограничивают возможности ее рационального использования.

По величине глубины и коэффициенту густоты выделены следующие типы участков: нерасчлененный и слаборасчлененный, среднерасчлененный, сильно расчлененный и очень сильно расчлененный. С увеличением расчлененности территории увеличиваются эрозионные процессы, происходит интенсивный размыв и снос почв.

Большое практическое значение имеют также карты экспозиций, особенно при планировании сроков сельскохозяйственных работ (подрезывание, опрыскивание, водоснабжение, выпас скота, косьба, сенокос, пахота и т. д.).

Практика показывает, что морфометрические карты могут дать ценный материал планирующим и проектирующим организациям сельского хозяйства по нормированию горючего для сельскохозяйственных машин, выбора оптимального варианта пахоты, оплаты работ механизаторов, для разработки противоэрозионных и противоселевых мероприятий.

Особенно велико значение этих карт в разграничении и оценке земель в горных странах. Изменение морфометрических признаков обус-

лавливает образование почв различного качества. Разграничение земель по их морфометрическим признакам может стать основой для составления земельного кадастра республики и его экономической оценки.

А. С. ФАРАМАЗЯН, С. К. КАЛИНИН, С. Л. ТЕРЕХОВИЧ

К ГЕОХИМИИ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ
В МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
АРМЯНСКОЙ ССР

В литературе имеются ограниченные сведения о содержании элементов платиновой группы в рудах постмагматических гидротермальных месторождений. В частности, до сих пор остается невыясненной возможность их концентрации в сульфидных минералах медно-молибденовых месторождений.

В настоящее время, в связи с разработкой высокочувствительной спектрографической методики определения указанных элементов [5, 8], оказалось возможным приступить к более детальному изучению их распространения в месторождениях конкретных рудных регионов. В последние годы этому вопросу уделяется значительное внимание; уже опубликовано ряд работ по месторождениям Казахстана [4], Узбекистана [1, 2] и других районов [3, 9, 10].

Нами проведено изучение распределения элементов платиновой группы в рудах медно-молибденовых месторождений Армении — Каджарана, Агарака, Дастакерта, Айгедзора и Джиндары. Исследуемые месторождения приурочены к Памбак-Зангезурскому структурно-металлогеническому поясу [6, 7], прослеживающемуся в СЗ—ЮВ направлении через всю территорию республики сравнительно узкой полосой шириной в среднем до 40 км. Они располагаются среди интрузивных пород, иногда в породах кровли, всегда в непосредственном экзо- и эндоконтакте рудоносных гранитоидов. Пространственно и генетически, в смысле общности магматического очага, оруденение связано с порфирированными гранитами и гранодиоритами олигоцен-миоценового возраста.

Наиболее широко развитым и промышленно важным является прожилково-вкрапленный тип оруденения, представленный штокверками гидротермально измененных (окварцованных, серицитизированных) пород с густой сетью тонких кварц-сульфидных прожилков и с вкрапленностью рудных минералов в основной массе породы. Второстепенное значение имеет жильный тип оруденения. Медно-молибденовые руды относятся к классу гидротермальных высоко-среднетемпературных образованных в зоне умеренных глубин. Формирование этих руд происходило в несколько (от 6 до 10) последовательных стадий минерализации. Порядок привноса металлов гидротермами для изученных месторождений установлен следующий: молибден, медь, цинк, свинец. Минеральный состав руд довольно постоянный: главными рудными минералами являются халькопирит и молибденит; второстепенными — пирит, борнит, сфалерит, галенит, блеклые руды, энаргит, висмутин и др. К редким минералам относятся: самородное золото и серебро, а также теллуриды свинца, висмута, золота, серебра и др.

Исследованию подвергались руды, промышленные концентраты (медные, молибденовые) и мономинеральные фракции главных рудообразующих сульфидов, а также шламы электролитного цеха медно-химического комбината, перерабатывающего руды этих месторождений. Для сравнения анализировались руды из колчеданно-полиметаллических месторождений Кафан и Ахтала.

Определение элементов платиновой группы производилось с помощью комбинированной методики, состоящей из предварительного их концентрирования в серебряном корольке пробирным методом с последующим спектральным анализом полученного продукта (фиг. 1). Корольки весом 1—5 мг и соответствующие навески эталонов помещались в кратер угольного электрода-анода и испарялись в электрической дуге при 15а. Регистрация спектров велась на дифракционном спектрографе ДФС-13, во втором порядке решетки 1200 штр/мм. Элементом сравнения служило серебро (табл. 1). Чувствительность анализа менялась от 0,001 до 0,01 г/т в зависимости от степени обогащения, которая определялась концентрацией серебра в исследуемых пробах. Средняя относительная арифметическая ошибка при трехкратном определении не превышала $\pm 20\%$.

Таблица 1

Аналитические линии

Определяемый элемент	Элемент сравнения	
	для анализа шламов	для анализа серебряных корольков
Pd 1 3404,60	Zr 1 3234,12	
Pd 1 3065,31	Zr 1 3120,74	
Pt 1 3064,71		Ag 1 3099,12
Os 1 3058,66		
Rh 1 3434,89		
Rh 1 3396,98	Zr 1 3234,12	
Ir 1 3220,78		
Ru 1 3436,74		

Шламы, где содержание металлов платиновой группы было относительно высоким, анализировались прямым методом без предварительного обогащения. Перед анализом шламы разбавлялись в отношении 1 : 3 буферным веществом, состоящим из 75% угольного порошка и 25% сернокислого стронция с добавлением 0,03% циркония. Последний использовался в качестве внутреннего стандарта. В этих условиях чувствительность анализа составляла для палладия и родия—0,1 г/т, рутения, иридия—1 г/т, платины и осмия—3 г/т. Наряду с платиновыми металлами в исследуемых пробах определялось также содержание золота, серебра, меди и молибдена*. Результаты выполненных анализов сведены в таблицы 2 и 3.

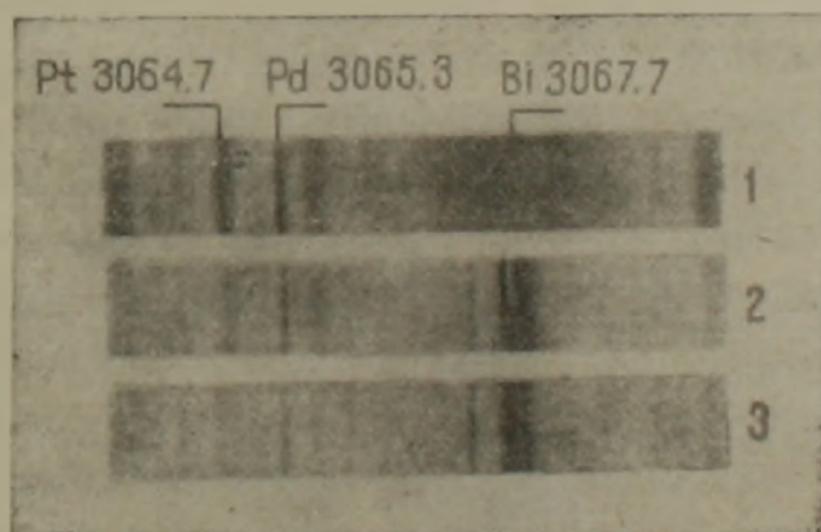
* Медь и молибден определялись в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР химиком-аналитиком Н. А. Иванян.

Таблица 2

Содержание платины и палладия в рудах и концентратах медно-молибденовых месторождений

Месторождение	Содержание элементов						
	Mo, %	Cu, %	Au, г/т	Ag, г/т	Pd, г/т	Pt, г/т	Отношение Pd : Pt
Образцы руд (штуфы)							
Каджаран	10,65	9,43	сл.	30,0	0,023	не обн.	—
Каджаран	8,86	13,77	сл.	15,5	0,08	0,018	4,5 : 1
Агарак	0,034	0,87	сл.	6,8	0,025	не обн.	—
Агарак	0,029	0,62	0,6	4,4	0,06	0,015	4,0 : 1
Дастакерт	0,064	0,77	не обн.	не обн.	0,01	0,002	5,0 : 1
Молибденовые концентраты							
Каджаран	49,40	0,55	1,0	30,3	0,22	0,39	0,6 : 1
Каджаран	33,50	0,15	сл.	11,0	0,03	0,05	0,6 : 1
Агарак	50,66	1,08	0,5	31,0	0,03	0,04	0,8 : 1
Агарак	45,10	3,20	сл.	7,8	0,10	0,30	0,3 : 1
Дастакерт	49,74	0,84	1,0	56,0	0,05	0,05	1,0 : 1
Айгедзор	24,00	0,21	сл.	6,0	0,005	0,01	0,4 : 1
Медные концентраты							
Каджаран	0,11	16,57	2,0	45,0	0,07	0,008	8,8 : 1
Каджаран	0,10	16,34	1,6	38,6	0,06	0,008	7,5 : 1
Агарак	0,40	18,00	0,9	49,8	0,05	0,02	2,5 : 1
Агарак	0,06	17,50	1,0	20,6	0,07	0,007	10,5 : 1
Агарак	0,43	18,43	1,0	47,0	0,16	0,02	8,8 : 1
Дастакерт	0,15	21,56	2,0	88,0	0,05	0,02	2,7 : 1
Дастакерт	0,13	24,64	3,0	63,0	0,05	0,01	5,0 : 1
Айгедзор	0,002	23,50	18,0	410,0	0,02	не обн.	—
Джиндара	0,003	16,60	1,3	43,6	0,009	не обн.	—

Как видно из приведенных в таблицах данных, в рудах изучавшихся месторождений установлено наличие платины и палладия, причем



Фиг. 1. Участок спектра серебряных корольков, полученных из руд месторождения Каджаран: 1—молибденовый концентрат; 2—медный концентрат; 3—пирит.

палладий присутствовал во всех исследуемых пробах, в то время как платина отмечена лишь в части образцов. Наиболее высокими содержа-

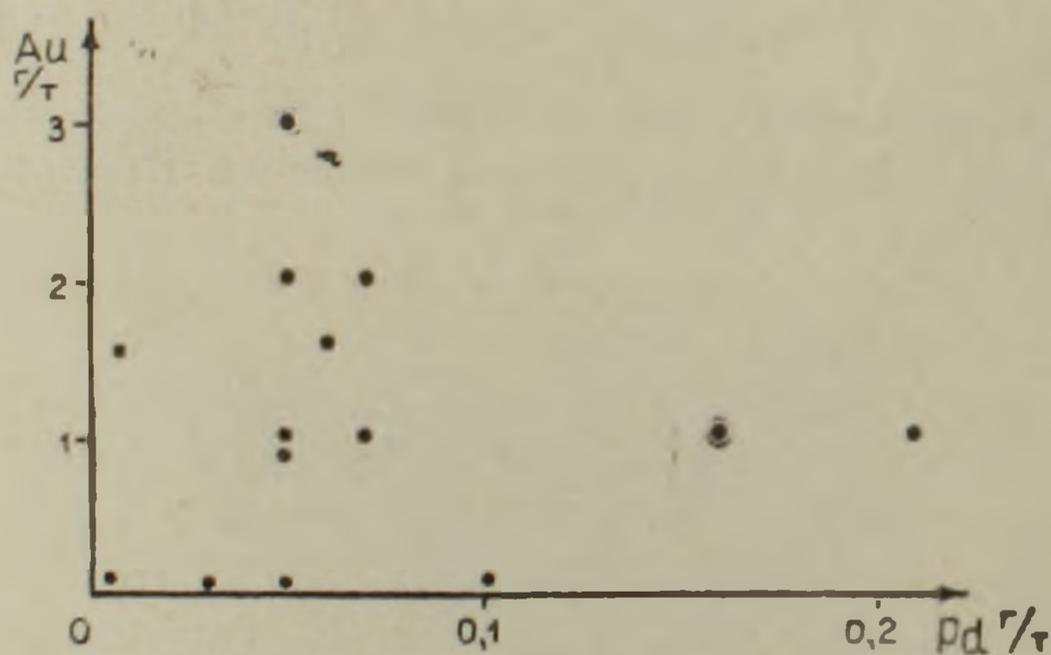
Содержание палладия в мономинеральных сульфидах*

Минералы	Месторождения	Содержание элементов, г/т		
		Au	Ag	Pd
Халькопирит	Каджаран	0,5	81,0	0,019
Халькопирит	Агарак	0,7	36,5	0,008
Халькопирит	Дастакерт	—	—	0,007
Борнит	Дастакерт	20,0	216,0	0,15
Пирит	Каджаран	не обн.	не обн.	0,013
Пирит	Каджаран	не обн.	не обн.	0,031
Пирит	Агарак	не обн.	не обн.	0,025
Пирит	Агарак	следы	2,0	0,011

* Содержание платины в минералах было менее 0,01 г/т (предел чувствительности анализа при навеске 10 г вещества).

ниями этих элементов характеризуются молибденовые концентраты (среднее $\Sigma_{Pd, Pt} = 0,21$ г/т), что наблюдалось и для других районов [1]. Среднее содержание $\Sigma_{Pd, Pt}$ в медных концентратах оказалось равным 0,06 г/т*. Отношение палладия к платине в молибденовых концентратах изменялось от 0,33:1 до 1:1 (в среднем составляло 0,6:1), в то время как в рудах и медных концентратах палладия обычно содержалось в 5—6 раз больше, чем платины. Это близко к соотношениям установленным для медно-никелевых руд Норильска $Pd:Pt = 6—8$ [3] и Содбери 4—6 [11].

Корреляции между платиновыми металлами и содержанием в исследуемых рудах золота и серебра не установлено. На диаграмме (рис. 2), выражающей зависимость содержания палладия от содержания золота, точки оказались очень разбросанными. Отношение $Pd:Au$ колебалось от 1:1 до 1:60.



Фиг. 2. Зависимость между содержанием золота и палладия в рудах и концентратах.

* В минеральном составе медно-молибденовых руд ведущая роль принадлежит халькопириту, количество которого от 20 до 40 раз превышает молибденит. Поэтому, главным минералом-носителем $\Sigma_{Pd, Pt}$ в рудах является халькопирит, а не молибденит, хотя в последних содержания и Pd и Pt значительно выше, чем в халькопиритах.

Формы вхождения палладия и платины в руды медно-молибденовых месторождений еще не выяснены. Спектрографическое изучение руд показало, что эти металлы распределены в них весьма неравномерно. Например, в отдельных точечных пробах молибденового концентрата (проба 2253) содержание платины колебалось от 0,026 до 1,1 г/т (0,66; 0,36; 1,1; 0,046; 0,026 и 0,13 г/т). Такой разброс результатов анализа свидетельствует о том, что платиновые металлы присутствуют в рудах, вероятно, не только в виде изоморфной примеси в основных рудных минералах, но и образуют субмикроскопические выделения собственных минералов, размеры которых находятся на грани разрешения светового микроскопа. По аналогии с рудами медно-никелевых месторождений здесь можно ожидать наличия сульфидов, арсенидов, висмутидов и других соединений платиновых металлов. Исследованиями О. Е. Юшко-Захаровой, В. В. Иванова и др. [10] было показано, что эти минералы устанавливаются под микроскопом при содержании в руде 10—20 г/т Pd и 5—10 г/т Pt. Интересно отметить, что платино-палладиевые минералы (сперрилит, куперит, поликсен, порпецит, аллопалладий, потарит) были недавно установлены Т. С. Тимофеевой [9] в рудах одного из золото-колчеданных месторождений в тесной парагенетической ассоциации с обычными сульфидами гидротермальных руд—халькопиритом, пирротинном и др. По времени отложения из растворов они подразделяются автором на высокотемпературный комплекс, в составе которого платина обычно преобладает над палладием, и низкотемпературный—представленный собственно палладиевыми соединениями. Установленные нами различия в распределении палладия и платины в молибденовых и медных концентратах, по-видимому, обусловлены этими же причинами: минералы платины с примесью палладия ассоциируются с ранней более высокотемпературной молибденовой стадией минерализации, а минералы палладия с примесью платины с поздней сравнительно низкотемпературной (медной) стадией.

Отношение Pd:Pt в концентратах различных минералов может быть использовано с учетом других критериев в качестве геохимического показателя последовательности выделения минералов. О. Е. Юшко-Захарова, В. В. Иванов и др. [10], изучавшие руды медно-никелевых месторождений, отмечали увеличение этого отношения до ≥ 50 и выше в сульфидах из наиболее поздних кварц-карбонатных прожилков.

Анализ концентратов, полученных из руд колчеданно-полиметаллических месторождений (табл. 4), показал, что содержание платиновых металлов в них ниже, чем в соответствующих концентратах из медно-молибденовых месторождений, хотя в распределении их существенных различий не отмечается: здесь также палладий преобладает над платиной, содержание которой находится за пределами чувствительности метода.

При переработке медных руд элементы платиновой группы совместно с золотом и серебром переходят в черновую медь, а при электролитическом рафинировании последней в шламы, где достигается высокая.

Таблица 4

Содержание благородных металлов в концентратах колчеданных месторождений

Наименование концентратов, содержание основных компонентов	Месторождение	Содержание, г/т			
		Au	Ag	Pd	Pt
Медный к-т (Cu—18,0 ‰)	Кафан	0,33	40,5	0,01	не обн.
Медный к-т (Cu—12,8 ‰, Pb—7,0 ‰, Zn—6,0 ‰)	Ахтала	8,2	344,0	0,01	не обн.
Цинковый к-т (Cu—2,7 ‰, Pb—2,6 ‰, Zn—35,2 ‰)	Ахтала	2,7	162,5	0,04	не обн.
Свинцовый к-т (Cu—6,8 ‰, Pb—51,6 ‰, Zn—12,1 ‰)	Ахтала	2,0	392,0	0,01	не обн.

степень их концентрации по отношению к исходной руде. Результаты спектрографического анализа обезмеженных шламов медно-химического комбината, перерабатывающего медные концентраты изучаемых месторождений приведены в таблице 5.

Таблица 5

Содержание благородных металлов в обезмеженных шламах (г/т)

Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os	Отношение Pd : Pt
65,7	24,0	0,7	не обн.	не обн.	не обн.	2,7 : 1
62,9	20,0	0,5	не обн.	не обн.	не обн.	3,1 : 1
77,1	32,0	2,4	не обн.	не обн.	не обн.	2,7 : 1

Как видно из таблицы, наряду с палладием и платиной в шламах установлен родий в количествах 0,5—2,4 г/т. В исходной руде и концентратах присутствие родия не было обнаружено. Отношение Pd:Rh в среднем составило 57. Такое низкое содержание родия можно объяснить тем, что этот элемент обычно концентрируется в пирротиновых рудах и в меньшей степени в халькопиритовых [3].

Наши данные расходятся с результатами, приведенными в работе [10], согласно которым родий установлен в халькопиритах медно-молибденовых, медно-колчеданных и других типов месторождений приблизительно в таких же количествах, как и палладий, а в халькопирите месторождения Каджаран концентрация родия оказалась даже выше (Rh—0,056 г/т, Pd—0,042 г/т).

Данные о содержании платиновых металлов в шламах позволяют получить представление об их относительном распределении в сульфидных рудах медно-молибденовых месторождений Армении, так как шламы концентрируют благородные металлы из значительной по объему массы руды. По нашим определениям, соотношение между Pd:Pt:Rh может быть охарактеризовано следующими цифрами 57:21:1. Интересно отметить, что близкие к этим соотношения, но при более высоких абсолютных содержаниях, установлены и для сульфидных руд медно-никелевых месторождений.

* * *

На основе приведенных выше данных можно сделать следующие выводы.

1. Палладий, платина и родий являются характерной примесью руд сульфидных гидротермальных (медно-молибденовых и колчеданных) месторождений Армении.

2. Наиболее высокие содержания этих элементов приурочены к рудам ранней высокотемпературной молибденовой стадии минерализации, для которой также характерно преобладание платины над палладием ($Pd:Pt < 1$). С понижением температуры рудообразования (медная стадия минерализации) содержание платиновых металлов падает, а соотношение между палладием и платиной увеличивается ($Pd:Pt > 5$).

3. При обогащении медно-молибденовых руд основная часть платиновых металлов переходит в медные и молибденовые концентраты. Реальным источником для их извлечения могут служить шламы, получаемые при электролитическом рафинировании меди, где платиновые металлы накапливаются совместно с золотом и серебром.

4. Полученные данные восполняют сведения о распространении элементов платиновой группы в рудах Армении, которые раньше при их изучении пропускались. Разработанная методика спектрографического анализа может быть положена в основу дальнейших исследований по геохимии этих элементов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.VI.1969

Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева АН КазССР

Ա. Ս. ՅԱՐԱՄԱԶՅԱՆ, Ս. Կ. ԿԱԼԻՆԻՆ, Ս. Լ. ՏԵՐԵՆՈՎԻՉ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՊՂԻՆՁ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ ՊԼԱՏԻՆԻ ԽՄԲԻ ՏԱՐՐԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱՅԻ ՀԱՐՏԻ ՇՈՒՐՁԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում դիտարկվում է Հայկական ՍՍՀ պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում (Քաջարան, Ագարակ, Դաստակերտ և այլն) պլատինի խմբի տարրերի վարքագիծը: Նշված հանքավայրերում հեղինակների կողմից հայտնաբերվել են պլատինի և պալադիումի ցածր պարունակություններ, որոնք բաշխման մեջ նկատվում են հետևյալ օրինաչափությունները՝

1. Հանքանյութերում, ինչպես նաև պղնձի հարստանյութերում պալադիումի պարունակությունը բարձր է պլատինից $Pd:Pt > 1$, իսկ մոլիբդենային հարստանյութերում այդ հարաբերությունը փոքր է մեկից և միջին հաշվով կազմում է 0,6: Հստ որում, ուսումնասիրված նմուշներում ինչպես պալադիումը, այնպես էլ պլատինը բաշխված են խիստ անհավասարաչափ:

2. Պալադիումի և պլատինի ամենաբարձր պարունակությունները նկատ-

վում են մոլիբդենիտում, որը և հանդիսանում է այդ տարրերի միներալ-կոնցենտրատորը: Չնայած դրան պլատին խմբի տարրերի կուտակման գործում խալկոպիրիտի դերը ավելի մեծ է, որը կապված է նրա ավելի լայն տարածման հետ:

3. Պղնձի հարստանյութերի մետաղաձուլական մշակման պրոցեսում ստացվող նյութերի ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ պլատինոիդները ոսկու և արծաթի հետ մեկտեղ կուտակվում են պղնձազերծ շլամներում հետևյալ հարաբերակցությամբ՝ $Pd : Pt : Rh = 57 : 21 : 1$: Վերջինս, ըստ երիվուլթին, բնորոշ է նաև մշակվող հանքանյութերին և պղնձի հարստանյութերին:

4. Ենթադրվում է, որ պլատինի խմբի մետաղները ուսումնասիրված հանքանյութերում գտնվում են միներալային ձևով (սուլֆիդներ կամ այլ միացություններ) և առաջացնում են սուբմիկրոսկոպիկ ներփակումներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бадалов С. Т., Бадалова Р. П., Калинин С. К., Терехович С. Л., Турессбеков А. К геохимии элементов платиновой группы в эндогенных месторождениях Средней Азии. ДАН СССР, т. 184, № 2, 1969.
2. Бадалов С. Т., Терехович С. Л. К геохимии элементов платиновой группы в Алмалыкском рудном районе (Узб. ССР). ДАН СССР, т. 168, № 6, 1966.
3. Гинзбург В. Л., Роговер Г. Б. Закономерности распределения цветных и благородных металлов в главнейших рудных минералах и силикатах Норильского месторождения. Советская геология, № 3, 1960.
4. Калинин С. К., Митряева Н. М., Юнусова Л. Г. О содержании палладия и платины в рудах Бошекуля. Вестник АН Каз. ССР, № 3, 1963.
5. Калинин С. К., Файн Э. Е. Эмиссионный спектральный анализ минерального сырья. Изд. «Недра», М., 1969.
6. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.
7. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
8. Терехович С. Л. Спектрографическое определение элементов платиновой группы. Сб.: «Усовершенствование методики спектрального анализа благородных металлов», М., 1967.
9. Тимофеева Т. С. Минералы платины и палладия в рудах золото-колчеданного месторождения. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 97, вып. 4, 1968.
10. Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняев Л. А. К геохимии элементов платиновой группы. Геохимия, № 11, 1967.
11. Hawley J. E. The Sudbury ores—Their mineralogy and origin. Can. Mineralogist, vol. 7, 1962.

В. Е. ВАРТАНЕСОВ

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ АГАРАКСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вопрос изучения первичных ореолов рассеяния медно-молибденовых руд прожилково-вкрапленного типа был поставлен в связи с необходимостью прогнозной оценки зоны крупного Дебаклинского разлома на юге Армении, к которой в основном приурочены некоторые медно-молибденовые месторождения штокверкового типа.

Для выполнения поставленной задачи, было проведено геохимическое опробование пород Агаракского месторождения с целью выявления общих закономерностей образования эндогенных ореолов медно-молибденовых руд над уже известными рудными телами и установления критериев их образования.

В предлагаемой статье приводятся первые результаты нашей попытки выявить эндогенные ореолы на медно-молибденовых месторождениях Армении.

Методика работы

При проведении комплексных геологических исследований в Агаракском рудном поле, на площади 6 км² было произведено опробование коренных пород и керн разведочных буровых скважин. Пробы из пород и руд отбирались методом пунктирной борозды (2—4 кусочка, объединенных в одну пробу общим весом 0,2—0,3 кг) для спектрального анализа. Кроме того, из выбитых осколков отбирались один — для приготовления шлифа, а через определенный интервал в месте отбора спектральной пробы бралась большая проба (2—5 кг), являвшаяся необходимым материалом для минералогических исследований. Отобранные пробы (1200 шт.) после обработки подверглись спектральному анализу, а образцы, взятые там же, — петрографическому и минералогическому исследованиям.

Полуколичественный спектральный анализ производился в лаборатории Казахского Геофизического треста в г. Алма-Ата и в лаборатории спектрального анализа ИГН АН Арм. ССР, на 26 элементов высокочувствительными методами на спектрографах ИСП-30 и ДФС-13 с достаточно высокой точностью (см. табл. 1). Одновременно в лаборатории спектрального анализа ИГН значительная часть проб была проанализирована количественно на медь. С целью контроля результатов спектрального анализа, часть проб анализировалась на медь и молибден в химической лаборатории ИГН (аналитик О. М. Бозоян). Данные анализов подвергались статистической обработке и результаты наносились на специальную геохимическую карту.

Таблица 1

Чувствительность спектральных анализов

Элементы	Кларк по Виноградову		Чувствительность анализа		Процентные точности анализа
	средние породы	кислые породы	спектр. лаборат. ИГН АН АрмССР	спектр. лабор. Каз. геофизич. трест г. Алма-Ата	
Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	17—30%
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	30—50%
Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	
Ag	$7 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	
W	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	

Основные черты геологического строения рудного поля

В геологическом строении рудного поля (фиг. 1) принимают участие изверженные породы второй и третьей фаз интрузивной деятельности Мегринского плутона: монцитоны и граносиениты и гранодиориты. Интрузивные породы на отдельных участках перекрыты постплиоценовыми «красными брекчиями» [12].

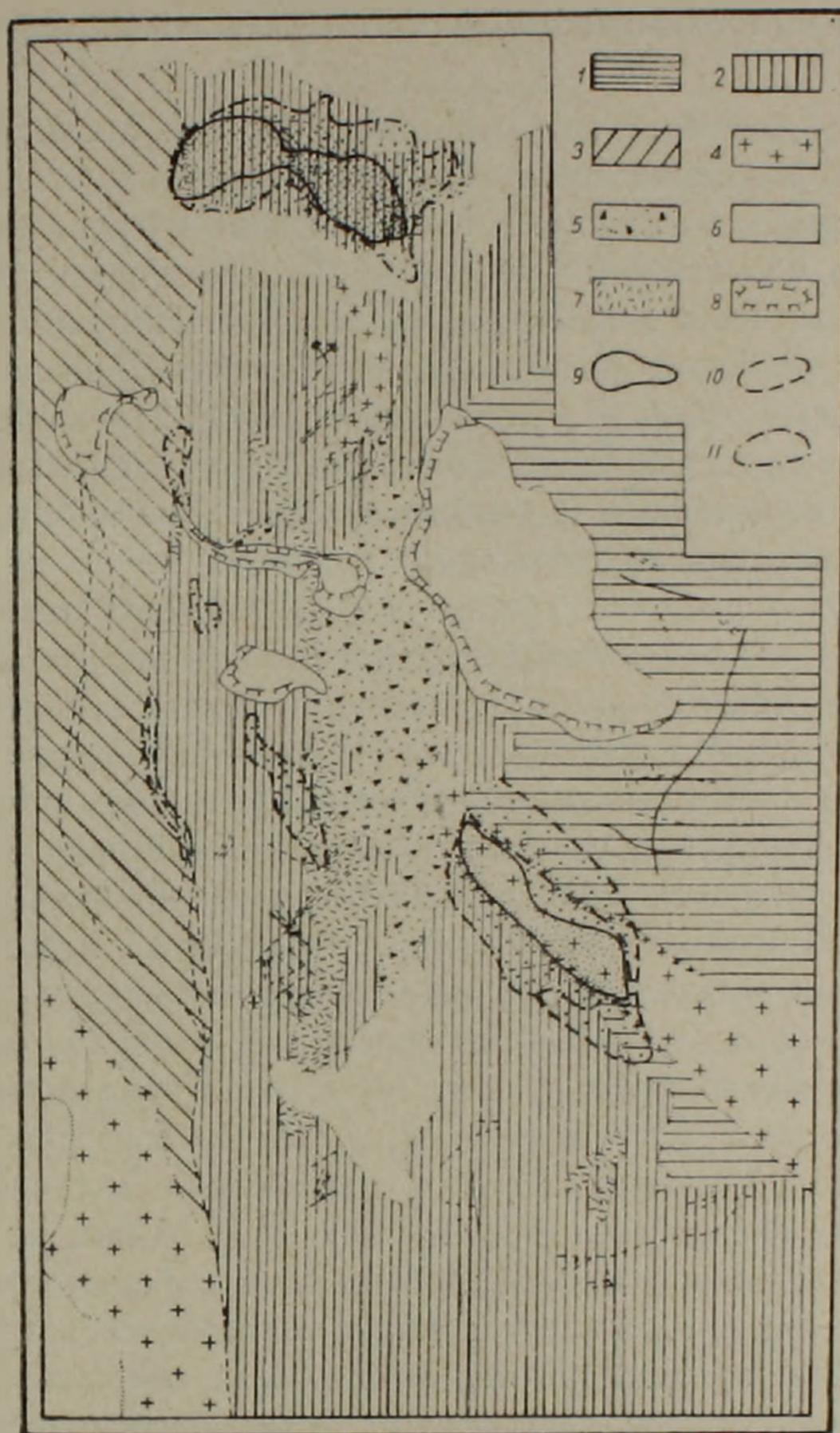
Месторождение расположено в зоне крупного меридионального Дебаклинского разлома, в месте его разветвления и сопряжения со Спетринским разломом, идущим в направлении СЗ 335°.

Тектонические подвижки, проявившиеся на территории месторождения в различное время, способствовали образованию зон дробления и брекчирования, по которым происходило внедрение штоков и даек гранодиорит-порфира. Породы подверглись интенсивным гидротермальным изменениям, широко проявившимся в пределах рудного поля.

Гидротермальные изменения выражаются в окварцевании, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации пород. Существует определенная зависимость характера изменения от состава породы. В монцитонитах преобладающим типом изменения является хлоритизация, в то время как для граносиенитов наиболее характерны окварцевание, серицитизация и карбонатизация. Иногда породы превращены во вторичные кварциты, особенно в приконтактных зонах.

Рудовмещающими породами являются граносиениты и гранодиорит-порфиры (шток). Оруденение штокверковое и прослеживается вдоль главных рудоконтролирующих структур, причем наибольшая концентрация оруденения на Центральном участке располагается вдоль восточного контакта граносиенитов с гранодиорит-порфирами. На западе оруденение ограничивается мощной зоной дробления Агаракского (Дебаклинского) разлома, а на востоке граница его прослеживается менее четко, по Спетринскому разлому [12].

Северная и южная границы месторождения, вернее его одноимен-



Фиг. 1. Схематическая карта ореолов на участке Агаракского месторождения. 1. Монзониты. 2. Граносиениты. 3. Гранодиориты. 4. Лейкократовые гранодиорит-порфиры. 5. Красные брекчии. 6. Наносы. 7. Трещины и зоны нарушения. 8. Отвалы. 9. Рудная минерализация в ореолах. 10. Обогащенная минерализация в ореолах. 11. Слабо обогащенная минерализация в ореолах.

ных участков, точно не установлены, так как рудовмещающие породы перекрываются более молодыми осадочными отложениями. Главными рудными минералами на месторождении являются пирит, халькопирит и молибденит. На отдельных участках отмечено присутствие небольших количеств магнетита, гематита, борнита, сфалерита и пирротина.

Местный геохимический фон рудовмещающих пород

Определение местного геохимического фона и аномальных содержаний на месторождении производилось в трех основных разностях вмещающих пород — монцонитах, гранодиоритах и граносиенитах, вдали от заведомо обогащенных участков. Лейкократовые гранодиориты на месторождении несут в себе рудную минерализацию и поэтому определение их натурального фона очень затруднено. Производить с этой целью специальный отбор из неизмененных пород далеко за пределами рудных полей не представлялось целесообразным, поскольку в породах еще слабо изученной полосы Дебаклинского разлома наблюдаются значительные расхождения в содержаниях рудообразующих элементов. Не имея в своем распоряжении достаточного количества точных химических анализов для вывода закона распределения непосредственно для данного участка, нами принимается логнормальный закон распределения содержаний для Mo, Cu, Ag и W [9]. Оценка местного геохимического фона нами производилась графическим методом с помощью вероятностного трафарета, при условии соблюдения критерия Колмогорова ($\lambda = 1,35$) при 3 степенях свободы. Каждая разновидность пород представлена 50—300 пробами. Результаты графического метода сопоставлялись с данными, вычисленными аналитическим методом [2]. В табл. 2 даются значения фоновых и аномальных содержаний Mo, Cu, Ag и W для главнейших типов пород рудного поля. В распределении этих элементов довольно четко устанавливаются два вида рассеяния. Вдали от рудных тел, в свежих породах, содержания молибдена и меди, хотя и несколько повышенные против кларка [3], однако не выходят за рамки рассеянной минерализации. В пределах же рудного поля, особенно в гидротермально-измененных породах, отмечается четкое и значительное увеличение содержаний молибдена, меди, серебра и вольфрама, которые образуют хорошо выраженные поля обогащенной минерализации.

Молибден. Средние содержания Mo в неизмененных и слабо-измененных разностях пород в два раза выше кларковых (ср.— $2,2—2,6 \cdot 10^{-1} \%$). Во вмещающих, относительно неизмененных породах, наиболее высокие содержания отмечаются в гранодиоритах. Менее обогащены граносиениты и монцониты. По мере приближения к рудному телу, на участках развития гидротермально измененных пород, содержание молибдена резко возрастает, причем наиболее минерализованными оказываются граносиениты с коэффициентом минерализации—77,6%. Наибольшая концентрация молибдена отмечена в породах, подвергшихся сильному окварцеванию. В этих породах наблюдается прямая зависимость между содержаниями молибдена и вольфрама. Как правило, в пробах с повышенным содержанием молибдена устанавливается также и повышенное содержание вольфрама. Лишь в отдельных пробах эта зависимость не соблюдается и при увеличении Mo содержание W в них остается неизменным. К сказанному можно добавить, что нали-

Таблица 2

Фоновые и аномальные содержания элементов-индикаторов во вмещающих породах Агаракского рудного поля

Породы	Молибден					Медь					Серебро					Вольфрам				
	фон	I*	II*	III*	IV*	фон	I	II	III	IV	фон	I	II	III	IV	фон	I	II	III	IV
Кварц. монцониты	1,73	6	10	30	30	113,6	150	500	1000	1000	(0,15)	0,5	1,0	3	3	(1,07)	3	10	30	30
Гранодиориты	1,63	6	10	30	30	71,0	150	500	1000	1000	(0,15)	0,5	1,0	3	3	(1,04)	3	10	30	30
Граносиениты	1,21	6	10	30	30	89,9	150	500	1000	1000	(0,24)	0,5	1,0	3	3	(13,1)	3	10	30	30

* I—II—III—IV — уровни концентрации: 1) рассеянная; 2) слабо обогащенная; 3) обогащенная; 4) рудная минерализация.
 (0,15) — Условные фоновые содержания (объяснение в тексте).

чие Ag, W и других элементов-примесей отмечается и в специально отобранных пробах, с видимой кварц-сульфидной минерализацией, а также в мономинеральных фракциях молибденитов и халькопиритов.

Отсутствие кристаллохимического родства Mo с петрогенными элементами кроме Ti [10] приводит к более или менее равномерному распределению молибдена в генетически связанных сериях пород, что и наблюдается на изучаемом месторождении. В гидротермально измененных разностях тех же пород содержание молибдена резко возрастает, по-видимому, за счет выделений сульфидов.

Медь. По данным анализов, фоновые содержания меди на участке месторождения также близки к кларковым, однако взаимосвязь с породообразующими, особенно с фемическими минералами более заметна.

Наиболее высокое фоновое содержание, как и среднее ($16 \cdot 10^{-3}$) установлено в кварцевых монцонитах Агарака, где отмечаются повышенные содержания Mg, Ca и Na.

Минералого-геохимические исследования Б. М. Меликсетяна [6] показали, что медью существенно обогащены пироксен, роговая обманка, биотит, а также акцессорные—магнетит, ильменит и сфен. Повышенные содержания Cu отмечаются, в основном, в измененных породах всех интрузивных фаз, что указывает на постмагматический характер обогащения. В гидротермально-измененных породах Cu и Zn концентрируются предпочтительнее в хлоритизированных разностях, а Pb и Ba—в серицитизированных [7]. Отсюда становится ясным, что повышенное содержание меди в кварцевых монцонитах связано, по-видимому, с характером гидротермального изменения.

Серебро в породах месторождения, по-видимому, заключено, в основном, в мельчайших кварц-сульфидных прожилках и, как изоморфная примесь, в халькопиритах. Концентрация их, как правило, приурочена к местам повышенных содержаний Cu, а также к многочисленным зонам дробления пород.

Фона, как такового, в площадном выражении, серебро не образует, так как его содержания в породе на отдельных участках опускаются до пределов чувствительности анализа— $1 \cdot 10^{-5}$. Наряду с этим, на месторождении отмечаются участки, где содержания Ag значительно превышают кларковые и общие фоновые содержания, вычисленные для всей площади исследований.

Вольфрам. Аналогичная Ag картина наблюдается при рассмотрении распределения вольфрама, который совершенно очевидно парагенетически связан с молибденом и образует вместе с ним участки повышенных содержаний на общем фоне «стерильных» в отношении вольфрама пород. Здесь уместно, по-видимому, будет отметить данные коэффициента минерализации для серебра и вольфрама, которые соответственно равны Ag—76%, W—46%.

Состав и строение ореолов

Образование эндогенных ореолов рассеяния, в пределах рудного поля Агаракского месторождения тесно связано с формированием самого штокверка и с этапами тектонической и гидротермальной деятельности.

Характер распределения элементов-индикаторов на месторождении показывает, что эндогенные ореолы главных полезных компонентов (Cu, Mo) по форме существенно отличаются от ореолов массивных рудных тел и представляют собой участки более слабой концентрации рудных элементов, широко окаймляющие промышленные руды и составляющие с ними одно целое.

Граница между ореолом и рудным телом условна и устанавливается количественными взаимоотношениями рудообразующих элементов. Размеры ореолов зависят от принятой величины концентрации рудных элементов и характеризуются сложной формой. Одновременность образования штокверка и ореолов в этом случае не вызывает сомнения, а вещественный состав ореолов аналогичен составу рудного тела.

Установлено, что из всех анализированных элементов группы металлов на месторождении выявляются четкие ореолы только четырех: молибдена, меди, серебра и вольфрама. Эти элементы образовались, в основном, в связи с постмагматическими (рудообразующими) процессами и слабо зависят от характера вмещающих пород. Свинец, цинк, олово и другие элементы, как уже упоминалось, ореолов на месторождении не образуют, а находятся в породе, по-видимому, в форме сингенетического рассеяния.

По величине концентраций молибдена, меди, серебра и вольфрама нами выделяются 4 геохимических уровня с содержанием соответственно 6, 10, 30 и >30 фонов. Полученные изолинии выделяют в пределах рудного поля участки с аномальным содержанием рудообразующих элементов. Первичные ореолы молибдена, меди, серебра и вольфрама устанавливаются на 3-х участках: 1) в районе Северного участка месторождения, 2) в пределах штока лейкократовых гранодиоритов и 3) в зонах вдоль тектонических нарушений.

1. Наибольшая концентрация молибдена отмечается на Северном (рудном) участке, который ранее разведывался, хотя и недостаточно. Все отобранные здесь пробы показали значительно повышенные содержания не только по молибдену, но и по меди, серебру и вольфраму.

Наиболее выдержанным и надежным здесь является ореол молибдена, для которого характерно концентрически-зональное расположение: максимально обогащенный участок окаймляется по периферии менее обогащенными, которые по мере удаления от центра сменяются фоновыми содержаниями. Ореол вольфрама по форме не особенно отличается от предыдущих, однако концентрации W в нем — значительно ниже. Судя по ореолам в районе Северного участка месторождения,

можно отметить небольшое преобладание площади ореола Mo и W над площадью самого рудного тела (в 1—1,5 раза).

Более широкие «ореолы» рудного тела, хотя и не с такими четкими очертаниями образуют медь и серебро. В их распределении наблюдается «пятнистость», т. е. на фоне повышенных, в общем, содержания Cu и Ag выделяются отдельные участки (неправильной формы) более высоких концентраций. Заметно сказывается влияние отдельных зон мелкой трещиноватости и гидротермального изменения, а также небольшого поверхностного заражения коренных пород медью с действующего карьера. Повышения содержания серебра в последнем случае не отмечается.

2. В районе штока лейкократовых гранодиорит-порфиров ореолы молибдена и меди следуют по контуру тела штока, образуя зоны повышенной концентрации. Как и на Северном участке, здесь ореол молибдена «зональный» — высокие концентрации в центре сменяются низкими по периферии. Ореолы вольфрама вытягиваются узкими полосами вдоль эндоконтактов штока с вмещающими породами. Ореолы меди и серебра, как отмечалось, в пределах штока также «пятнисты».

3. Несколько беднее по содержанию, однако довольно ясно отмечаются ореолы вышеназванных рудообразующих элементов (исключая Ag) вдоль Агаракского (Дебаклинского) разлома и его ответвлений. Они вытягиваются тонкой полосой вдоль линий нарушения, иногда прерываясь на отдельных участках. И если повышенные содержания Cu, W отмечаются в непосредственной близости от многочисленных оперяющих швов разлома, ореол Mo следует за участками гидротермального изменения (окварцевания) рудовмещающих граносиенитов.

Четкого повышения содержания серебра вдоль зоны разлома не наблюдается. Таким образом, в пределах рудного поля отмечается наличие двух форм ореолов: 1) объемные или изометрические, характерные для рудных участков и 2) линейно-плоскостные, вытягивающиеся вдоль зон крупных тектонических нарушений.

Ореолы молибдена, меди, серебра, вольфрама над рудными телами накладываются друг на друга, образуя «комплексный ореол» с характерной зональностью (Северный участок).

В линейных структурах ореолы обычно разобщены и образуют отдельные аномальные участки, приуроченные к нарушениям. Наибольший интерес представляют именно «комплексные» ореолы элементов-индикаторов, характеризующиеся наличием минеральных форм этих рудообразующих элементов.

В настоящее время данных о форме нахождения рудообразующих элементов в породах и рудах у нас еще недостаточно, однако, учитывая предыдущие исследования [1, 7, 11] и сопоставляя их с уже имеющимися данными, можно говорить о различных формах существования элементов во вмещающих породах месторождения. Это, во-первых, изоморфное замещение в породообразующих и акцессорных минералах, а также самостоятельные микроскопические выделения сульфидов. На наличие подобного обогащения указывается в работах Л. В. Таусона [10] и Б. М.

Меликсетяна [7], которые отмечают частое обогащение молибденом полевых шпатов, биотита, сфена и др. В первом случае обогащение пород рудными элементами происходит как в процессе дифференциации, так и в процессе их постмагматического изменения, вторые более характерны для последующих циклов; в частности, рудообразования и представляют несомненный интерес для выявления эндогенных ореолов.

Комплексные ореолы, как правило, образуются в тесной взаимосвязи друг с другом, причем большую роль играют, по-видимому, примеси в самом рудном минерале. Спектральные анализы мономинеральных фракций показывают, что помимо разницы в концентрациях примесей того или иного элемента, в разных минералах одной и той же пробы концентрируются различные примеси. Наиболее богатым является халькопирит, который по сравнению с молибденитом и пиритом содержит повышенные количества серебра, висмута, цинка и бария. В молибдените, взятом из пробы К-201 присутствуют в качестве примесей: Ti, Cu, Ag, W и Bi. В халькопиритах, отобранных из этой же пробы, отмечаются повышенные содержания Pb, Ag, As. Пириты по содержанию примесей занимают промежуточное положение между халькопиритом и молибденитом и содержат в себе примеси (в несколько меньших количествах) Mn, Co, Ti, Sb и As.

При проведении сравнительного анализа примесей в одинаковых минералах различных месторождений приразломной полосы Дебаклинского разлома, четко устанавливается резкое различие элементов-примесей в них, отражающееся и на общих концентрациях этих элементов в рудовмещающей породе. Указанная закономерность является, по-видимому, следствием последовательного подъема рудоносных растворов различного состава с соответствующим отложением минералов с различными примесями.

Минералогические исследования и спектральные анализы различных фракций позволили установить, что элементы-индикаторы, образующие комплексные ореолы в пределах рудных полей, находятся главным образом в виде самостоятельных минералов, а также примесей в ведущих сульфидах. Другие формы нахождения этих элементов (изоморфные примеси в серицитах, хлоритах и эпидотах, а также акцессорные), на образование ореолов штокверка существенного влияния не оказывают, а создают региональный фон рассеянного обогащения.

Краткие выводы

1. Одновременно с образованием штокверкового месторождения медно-молибденовых руд, на его периферии образуются ореолы более низких концентраций рудообразующих элементов и их спутников, — ореолы рассеяния медно-молибденовых месторождений, — причем границы ореолов с рудным телом условно устанавливаются по соотношениям содержаний рудных элементов.

2. Элементами-индикаторами медно-молибденового месторождения, образующими эндогенные ореолы, являются медь, молибден, серебро

и вольфрам. Над рудными телами и по периферии они часто накладываются друг на друга в виде «комплексного ореола» с контурами, по площади в 1—1,5 раза превышающими контуры промышленных руд. Наиболее широкий ореол образует Cu. Pb и Zn в породах месторождения ореолов не образуют.

3. Вдоль крупных тектонических нарушений, служивших каналами проникновения рудоносных растворов, образуются вытянутые (линейные) ореолы повышенных концентраций рудных элементов.

4. Тело штока лейкократовых гранодиоритов четко оконтуривается ореолами меди, молибдена, серебра и вольфрама, причем наиболее повышенные содержания Mo и W устанавливаются по внутреннему контакту штока.

5. Наиболее перспективным следует признать «комплексные» ореолы на Северном участке месторождения и в пределах Южного штока гранодиорит-порфиров, на которых необходимо проводить дальнейшие исследования.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 17.III.1969.

Վ. Ե. ՎԱՐԴԱՆԵՍՈՎ

ԱԳԱՐԱԿԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈՆԻԹԻՆԳԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՅՐՄԱՆ ՆԵՐԾԻՆ
ԵԶՐԱՊՍԱԿՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ագարակի հանքադաշտում դրսևորվում են պղնձի, մոլիբդենի, արծաթի և վոլֆրամի ցայտուն արտահայտված եզրապսակներ (հանքավայրի Հյուսիսային տեղամաս, լեյկոկրատ գրանոդիորիտ-պորֆիրների Հարավային շտոկի սահմաններում և այլուր):

Մոլիբդենի և վոլֆրամի համար բնորոշ է համակենտրոն-զոնայ տեղաբաշխում՝ առավել հարուստ տեղամասն արտաբուստ շրջապատվում է նվազ հարուստ տեղամասով: Որը իր հերթին անցնում է ֆոնային պարունակություններին:

Պղնձի և արծաթի եզրապսակները բնորոշվում են անկայուն «բծավոր» տեսքով, և բարձր ֆոնի վրա առանձնացվում են տեղամասեր ավելի բարձր պարունակությամբ:

Պղնձի, մոլիբդենի, արծաթի և վոլֆրամի եզրապսակները հաճախ լիերադրվելով հանքային մարմինների վրա առաջացնում են «կոմպլեքսային» եզրապսակներ: Եզրապսակների սահմանագծերը մոտ 1,5 անգամ գերազանցում են արդյունաբերական հանքանյութերի սահմանագծերին: «Կոմպլեքս» եզրապսակներ առաջացնում են այն տարրերը, որոնք զլխավորապես գտնվում են ինքնուրույն սուլֆիդային միներալի ձևով կամ որպես խառնուրդ նրանց մեջ:

Ամենահեռանկարայինները պետք է համարել Հյուսիսային տեղամասի և գրանոդիորիտ-պորֆիրների շտոկի «Կոմսլեքս» եզրասլաակները, որտեղ անհրաժեշտ են հետազոտ հետազոտություններ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бадалов С. Т. О геохимическом значении элементов-примесей в выяснении особенностей рудообразования Алмалыка. «Труды Ср. Аз. ПИ», № 6, 1959.
2. Беус А. А., Григорян С. В. Использование методов математической статистики при геохимических поисках. Изд. Госгеолкомитета СССР, 1965.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород. «Геохимия», № 7, 1962.
4. Гинзбург И. И., Россман Г. И., Муханов К. М. и др. Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд-во «Наука», 1966.
5. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1965.
6. Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». Изд-во «Недра», 1964.
7. Покалов В. Т. Процессы формирования и гипогенные ореолы рассеяния месторождений молибден-вольфрам-редкометальной формации. В сб. «Минеральное сырье», вып. 17, 19.
8. Рехарский В. И. Особенности распределения молибдена, урана и других элементов в породах на примере Юго-Западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв АН СССР», сер. геол., № 1, 1965.
9. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд. «Наука», 1964.
10. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961.
11. Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин Б. Л. Эндогенные ореолы рассеяния молибдена в Шахтаминском рудном поле. ДАН СССР, т. 182, № 4, 1968.
12. Фокин Н. А. Агаракское молибденово-медное месторождение. «Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.», № 1, 1948.

Ю. Г. ГУКАСЯН

ДОЛЕРИТОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ БАССЕЙНА СРЕДНЕГО
ТЕЧЕНИЯ Р. АХУРЯН (ОКРЕСТНОСТИ С. ВАГРАМАБЕРТ)

На территории Армянской ССР среди продуктов новейшего вулканизма в геологическом и петрологическом отношении исключительно важный интерес представляют долеритовые лавы. Они широко распространены в бассейнах р.р. Дзорагет, Машавера, Ахурян, Раздан, Касах, слагают каньоны указанных рек и обширные Лорийское, Канакерское и Егвардское плато.

На севере Армянской ССР долериты прослеживаются на значительном пространстве от с. Амасия по долине р. Ахурян до с. Верх. Канлиджа, где перекрываются нижнечетвертичной озерной толщей Ленинанканской котловины. Из-под озерной толщи они вновь обнажаются южнее, в нижнем течении р. Ахурян, образуя там отвесные обрывы каньона реки.

Геологические условия залегания

Вопросами геологии, стратиграфического положения и возраста долеритовых лав Армении занимались многие исследователи, из которых в первую очередь следует указать К. Н. Паффенгольца, А. Т. Аслаяна, А. А. Габриеляна, Л. А. Рудзянского, Ц. Г. Акопяна, В. М. Амаряна, Э. Х. Харазяна и др.

Названными авторами с различной полнотой освещались также петрографические особенности и химический состав этих образований, однако число специальных исследований по этому вопросу остается недостаточным. Так, А. А. Адамян в 1962—1965 г. выполнила детальное петрографическое и минералого-геохимическое исследования долеритовых лав Лорийского плато; Э. Х. Харазян исследовал новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян и в их составе также долериты (Э. Х. Харазян, 1968). Однако, долериты бассейна среднего течения р. Ахурян специальными петрографическими исследованиями охвачены не были и данная статья имеет целью восполнить этот пробел.

Относительно возраста описываемых основных лав в геологической литературе нет единого мнения и этот вопрос продолжает оставаться дискуссионным. Так, в 1936 г. К. Н. Паффенгольцем южная часть толщи долеритовых лав, развитая на обширном пространстве от с. Амасия до с. Верх. Канлиджа отнесена к четвертичному времени, а те же лавы, залегающие к северу от Амасии—к олигоцену. Указанным автором (К. Н. Паффенгольц, 1947) к четвертичному времени относятся также долеритовые лавы Лорийского плато, каньонов р.р. Машавера и Дебед (лавы типа «Д»). На основании детальных исследований А. Т. Аслаяна и В. М. Амаряна установлено, что долеритовые лавы, простирающиеся

к северу и к югу от Амасии, составляют единый непрерывный покров. По мнению А. Т. Асланяна (1958), возраст долеритовых базальтов каньона р. Ахурян, а также ущелий р.р. Дебед, Дзорагет и Машавера должен определяться как верхнеплиоценовый. Долеритовые базальты Егвардско-Канакерского плато, южных и западных склонов массива г. Арагац и оз. Арпи-лич по мнению всех исследователей в возрастном отношении синхронны и сходны по составу. А. Т. Асланян (1949, 1950) считает, что для указанных участков наиболее вероятным является верхне-акчагыльский возраст описываемых лав. В пользу единого верхнеплиоценового возраста всех долеритовых лав названных районов свидетельствуют также палеомагнитные исследования, выполненные Ц. Г. Акопяном (1955, 1958).

Наши полевые наблюдения, проведенные в 1966 г. в среднем течении р. Ахурян, а также сопоставление петрографического и минералогического составов долеритовых лав смежных районов, еще раз подтверждают полное сходство и синхронность этих образований. Учитывая это обстоятельство мы также склоняемся к верхнеплиоценовому (акчагыл) возрасту долеритовых лав исследованного нами района.

Долеритовые базальты, слагающие оба борта каньона р. Ахурян в ее среднем течении, залегают с большим эрозийным и угловым несогласием на древних отложениях турона, сенона, эоцена, олигоцена и верхнего миоцена. На участке от с. Амасия до с. Ваграмаберт в каньоне р. Ахурян в основании долеритовых лав залегают главным образом эоценовые образования, обнажающиеся у с. Капс и у моста через р. Ахурян, вдоль шоссе на дороге Леникан-Амасия. Они представлены, главным образом, пестрыми кислыми вулканическими образованиями андезито-дацитового и дацитового составов с крупными гнездами и миндалинами кальцита и яшмы.

С целью изучения петрографического, минералогического и петрохимического составов, а также минерало-геохимических особенностей долеритовых лав, слагающих каньон р. Ахурян на участке от с. Ваграмаберт до с. Амасия, составлялись детальные разрезы толщи лав по каньону.

Ниже приводится описание одного из характерных разрезов, прослеженных по левому борту каньона в 300 м к северу от ЛенГЭС, у с. Ваграмаберт. Глубина каньона на этом участке около 115 м. Здесь снизу вверх обнажаются четыре мощных долеритовых потока.

1. Долеритовый базальт темно-серого цвета с красноватым оттенком, который обуславливается слабой ожелезненностью. Основание потока не обнажается. Средняя его часть плотная, среднезернистая. Отдельность глыбовая. Верхний контакт потока (0,3—0,5 м) имеет ровную поверхность и содержит крупные поры и пустоты размерами до 5—6 см, вытянутые по направлению течения потока. Мощность потока около 17 м.

2. Долеритовый базальт светло-серого цвета. Нижний (мощностью 1—2 м) и верхний контакты потока характеризуются по-

ристой текстурой, оранжево-красным цветом выветрелой поверхности и мелкоглыбовой отдельностью. В центральной части потока отдельность столбчатая. Мощность потока—15 м.

3. Долеритовый базальт серого, светло-серого, иногда темно-серого цветов. Зона нижнего (мощностью 2—3 м) и верхнего контактов потока сложена шлаковым горизонтом, имеющим характер ожелезненной агломератовой лавы. Она сопровождается также небольшими пещерами высотой 1,5—2,0 м. Обломки ошлакованной породы в этой зоне имеют размеры от нескольких см до 35 см. В центральной части поток сложен среднезернистыми разностями, имеющими шаровую отдельность. Мощность потока 25 м.

4. Долеритовый базальт серого и светло-серого цветов. Поток имеет в основании неправильную отдельность и пористую текстуру. Верхний контакт сложен агломератовой лавой. Отдельность потока в целом глыбовая, текстура массивная. Порода имеет среднезернистое сложение. Мощность потока около 25 м.

Описанные потоки долеритов перекрываются черными туфами еревано-ленинаканского типа мощностью около 30 м. Возраст этих туфов определяется как миндель-миндель-рисс по их залеганию в обнажениях к югу от с. Ваграмаберт над Ленинаканской озерной толщей.

Сходное строение имеют системы долеритовых потоков, изученные у моста по дороге Ленинакан-Амасия и у с. Амасия.

Петрографическое описание

По внешнему виду долериты представляют собой серую, светло-серую, иногда черно-серую породу среднезернистого сложения с глыбовой, шаровой или столбчатой отдельностью. В шлаковых слоях они приобретают ноздреватую текстуру и коричневато-красный оттенок.

Структура породы порфировая, структура основной массы долеритовая. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, оливином, моноклинным пироксеном. Основная масса сложена плагиоклазом, оливином, моноклинным пироксеном и магнетитом. Крайне редко в основной массе и главным образом в фенокристаллах плагиоклаза и цветных минералов в виде включений появляется апатит.

Количественное соотношение вкрапленников всех породообразующих минералов и основной массы указывает на резкое преобладание последней (93—97%). В составе фенокристаллов темноцветных минералов преобладает оливин, слагающий 1,0—3,2% объема породы, в то время как пироксен либо отсутствует в некоторых разностях, либо его содержание доходит до 1,6%. Вкрапленники плагиоклаза содержатся в количестве 0,8—3,8%. Количественные соотношения пироксена и оливина в основной массе по сравнению с таковыми вкрапленников обратные и указывают на заметное преобладание пироксена над оливином. Средний (из 12 опред.) количественно-минералогический состав изученных долеритов с учетом отдельных минералов как во вкрапленниках, так и

в основной массе представлен следующим образом: оливин—5,55%, пироксен—10,02%, рудный минерал—3,06%, плагиоклаз—81,37%.

Оливин во всех потоках встречается в характерных кристаллах с ромбовидными сечениями, величиной 1,2 мм и возрастающих до 1,8—2,0 мм в нижних потоках долеритовой толщи. Вкрапленники оливина обычно по краям и по поперечным трещинкам интенсивно замещаются илдингситом и гидроокислами железа, реже обнаруживаются также совершенно свежие кристаллы. Сохранность оливина в основной массе чрезвычайно плохая.

Таблица 1

Оптические свойства оливина

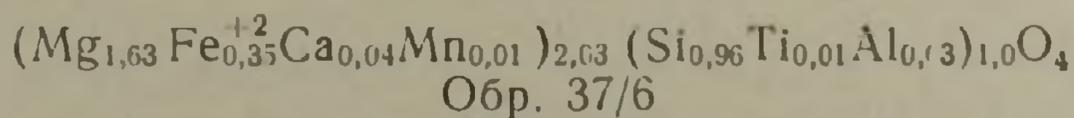
Место взятия образца	Потоки	2V	Ng	Np	Содержание Fe ⁺² в атом. %
У моста по дороге Ленинанкан—Амасия	1	—86	1,710	1,672	22—23
	2	+88	1,694	1,659	13—13
	3	±90	1,698	1,664	14—15
	4	+90	1,698	1,664	14—15
У ЛенГЭС	1	+88	1,694	1,659	12—13
	2	—86	1,710	1,672	22—23
	3	—86	1,712	1,672	22—24
	4	+88	1,694	1,659	12—13
У с. Амасия	2	—86	1,708	1,672	20—22
	3	—86	1,708	1,672	20—22

Как следует из приведенных оптических данных, изученные оливинны по оптическим свойствам отвечают хризолиту с колебаниями содержания Fe²⁺ в пределах 12—24% по диаграмме, приведенной в работе У. А. Дира, Р. А. Хауи и Дж. Зусмана (1965, стр. 37).

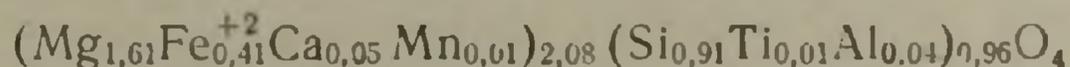
Химический состав вкрапленников оливина, выделенных из четвертого потока у с. Амасия (обр. 25/6) и третьего потока у с. Ваграмаберт (обр. 37/6), пересчитанный на 100% после исключения примеси гематита и полевошпатового компонента соответственно номеру плагиоклаза в породах (55—60% An) приведен в табл. 2.

Кристаллохимические формулы оливина рассчитанные на четыре атома кислорода имеют следующий вид:

Обр. 25/6



Обр. 37/6



Приведенные формулы свидетельствуют, что изученные оливинны по составу катионов соответствуют теоретическому составу, а небольшой недостаток атомов кремния в каркасе компенсируется атомами Ti и Al. Расчет содержания фаялитового компонента по данным химического анализа удовлетворительно совпадает с данными, полученными по оптическим константам.

Таблица 2

Химический состав оливина

Компо- ненты	Обр. № 25/6			Обр. № 37/6		
	весовые проценты	состав приведен. к 100%*	коэффи- циенты	весовые проценты	состав привед. к 100%*	коэффи- циенты
SiO ₂	36,15	37,08	0,96	34,40	34,69	0,91
TiO ₂	0,66	0,71	0,01	0,66	0,71	0,01
Al ₂ O ₃	1,17	0,91	0,03	1,48	1,25	0,04
FeO	15,02	16,14	0,35	17,58	18,76	0,41
Fe ₂ O ₃	5,41	—	—	3,87	—	—
MnO	0,28	0,30	0,01	0,36	0,39	0,01
CaO	1,78	1,67	0,04	2,14	1,92	0,05
MgO	40,11	43,11	1,63	39,56	42,22	1,61
Na ₂ O	0,11	—	—	0,10	—	—
K ₂ O	0,12	—	—	0,14	—	—
P ₂ O ₅	0,07	0,08	—	0,06	0,06	—
	100,88	Fa=21,00 Fo=79,00		100,35	Fa=25,00 Fo=75,00	

* После исключения примеси гематита и полевого шпата.

Моноклинный пироксен в виде фенокристаллов редок. Он образует призматические и таблитчатые формы, размером 1,3—1,7 мм в длину, а в исключительно редких случаях величина его зерен достигает 3,2 мм (разрез у ЛенГЭС, верхний поток). Почти во всех потоках характерны гломеропорфировые скопления моноклинного пироксена в ассоциации с оливином.

Результаты определения оптических свойств и приближенный состав моноклинных пироксенов по диаграмме М. М. Веселовской (1950) приведены ниже.

Таблица 3

Оптические свойства пироксена

Место взятия обр.	2V	C; Ng	Ng	Np	Состав
У моста по дороге Лени- накан—Амасия					
2—поток	52	44	1,708	1,680	Wo ₃₄ En ₁₆ Fs ₂₀
Там же, 4—поток	58	41	1,709	1,672	Wo ₄₁ En ₁₂ Fs ₁₄
У ЛенГЭС, 4—поток	52	40	1,708	1,680	Wo ₃₁ En ₁₆ Fs ₂₀

На диаграмме химико-генетической классификации М. М. Веселовской фигуративные точки изученных пироксенов ложатся в поле кальциевых авгитов, соответствующих пироксенам—вкрапленникам эффузивных пород. На принадлежность пироксенов из описываемых долеритов к авгитам указывают также значения показателей преломления.

Плагиоклаз является главной составной частью долеритов. Фенокристаллы его представлены сдвойникованными длиннопризматическими или таблитчатыми зернами, размером в среднем 1,5 мм в длину. Зональность в кристаллах проявлена слабо, в виде узкой краевой полоски. По составу плагиоклаз относится к лабрадору с колебаниями

состава в пределах 55—60% анортита для фенокристаллов и 53—58% анортита для лейстов; углы оптических осей (+) 72°—84°. Двойникование кристаллов плагиоклаза во вкрапленниках происходит преимущественно по карлсбадскому закону, реже отмечается альбитовые и альбит-карлсбадские двойники.

Акцессорный апатит в шлифах встречается в виде редких мельчайших кристалликов игольчатой формы. Значение показателя преломления $N = +1,633$ указывает на принадлежность апатита к ряду фтор-apatита по диаграмме У. А. Дира и др. (1966).

Основная масса долеритовых лав сложена длинно-призматическими индивидами плагиоклаза, которые располагаясь беспорядочно, образуют угловатые промежутки, заполненные зернами моноклинного пироксена, рудного минерала и разложившимися в илдингсит неправильными зернами оливина. Все минералы основной массы связаны с вкрапленниками серийными переходами.

Нижние потоки долеритовой толщи представлены слабо измененными разностями и содержат миндалины размером 2,2 мм в поперечнике, выполненные карбонатом и хлоритом.

Петрохимические особенности

Для петрохимической характеристики долеритовых лав исследованного района по материалам автора выполнено 6 химических анализов, 3 анализа заимствовано у Э. Х. Харазяна (1968), два из которых [7, 8] опубликованы (табл. 4).

Все анализы пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого, рассчитан, кроме того, трехкомпонентный состав и построена диаграмма в системе координат $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$ (фиг. 2).

Анализ приведенного материала обнаруживает известноеобразие составов описываемых долеритов, для которых характерны следующие черты химизма. На диаграмме Заварицкого (фиг. 1) в плоскости asb их фигуративные точки постоянно отклоняются от среднего базальта Дэли вправо и располагаются между вариационными линиями Йеллеустонского парка и Этны. Это указывает на заметное повышенное содержание щелочных алюмосиликатов, причем как можно видеть в проекции csb , в сумме щелочей преобладает Na_2O . В ряду известково-щелочных ассоциаций изученные долериты занимают таким образом крайнее правое положение.

Вариации в составе долеритов ущелья р. Ахурян, связанные с незначительным убыванием в направлении от нижних потоков к верхним кремнекислотности и цветного индекса указывают на слабо проявленную дифференциацию отдельных порций базальтового расплава. По параметрам Q и a/c описываемые долериты относятся к классу недосыщенных SiO_2 пород, богатых щелочами.

На тройной диаграмме (фиг. 2) фигуративные точки долеритов образуют рой в верхней части, что указывает на общее преобладание в

Таблица 4

Химический состав долеритовых лав каньона р. Ахурян

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,12	50,76	50,92	50,33	51,00	52,61	51,55	50,68	51,59	50,27	50,25
TiO ₂	1,21	1,21	1,68	2,02	2,14	1,56	1,07	0,14	1,34	1,30	1,32
Al ₂ O ₃	17,90	16,77	16,75	15,70	16,47	16,87	14,10	18,09	16,86	16,96	16,81
Fe ₂ O ₃	5,05	5,87	6,00	5,41	4,47	4,94	10,08	7,22	5,26	5,27	4,93
FeO	5,05	5,86	6,08	6,37	6,74	4,68	5,10	4,21	5,60	6,14	6,03
MnO	0,15	0,16	0,17	0,18	0,18	0,14	0,16	0,01	0,10	0,13	0,13
MgO	5,21	5,29	4,90	5,39	5,53	5,04	3,12	5,13	4,77	5,49	6,29
CaO	8,93	9,00	9,00	9,29	9,14	8,79	8,68	8,56	8,62	9,23	8,81
Na ₂ O	4,00	3,75	4,00	4,00	4,00	4,00	3,90	4,40	4,60	3,82	3,65
K ₂ O	1,37	1,32	1,32	1,15	1,15	1,32	1,24	1,30	1,40	1,45	1,42
H ₂ O ⁻	0,10	0,13	0,02	0,03	0,02	—	0,82	0,22	0,60	0,34	0,36
п.п.п.	0,15	0,12	—	—	—	—	0,20	0,03	0,19	0,39	0,39
Сумма	100,84	100,94	100,84	99,87	100,84	99,95	100,02	99,99	100,93	100,79	100,39

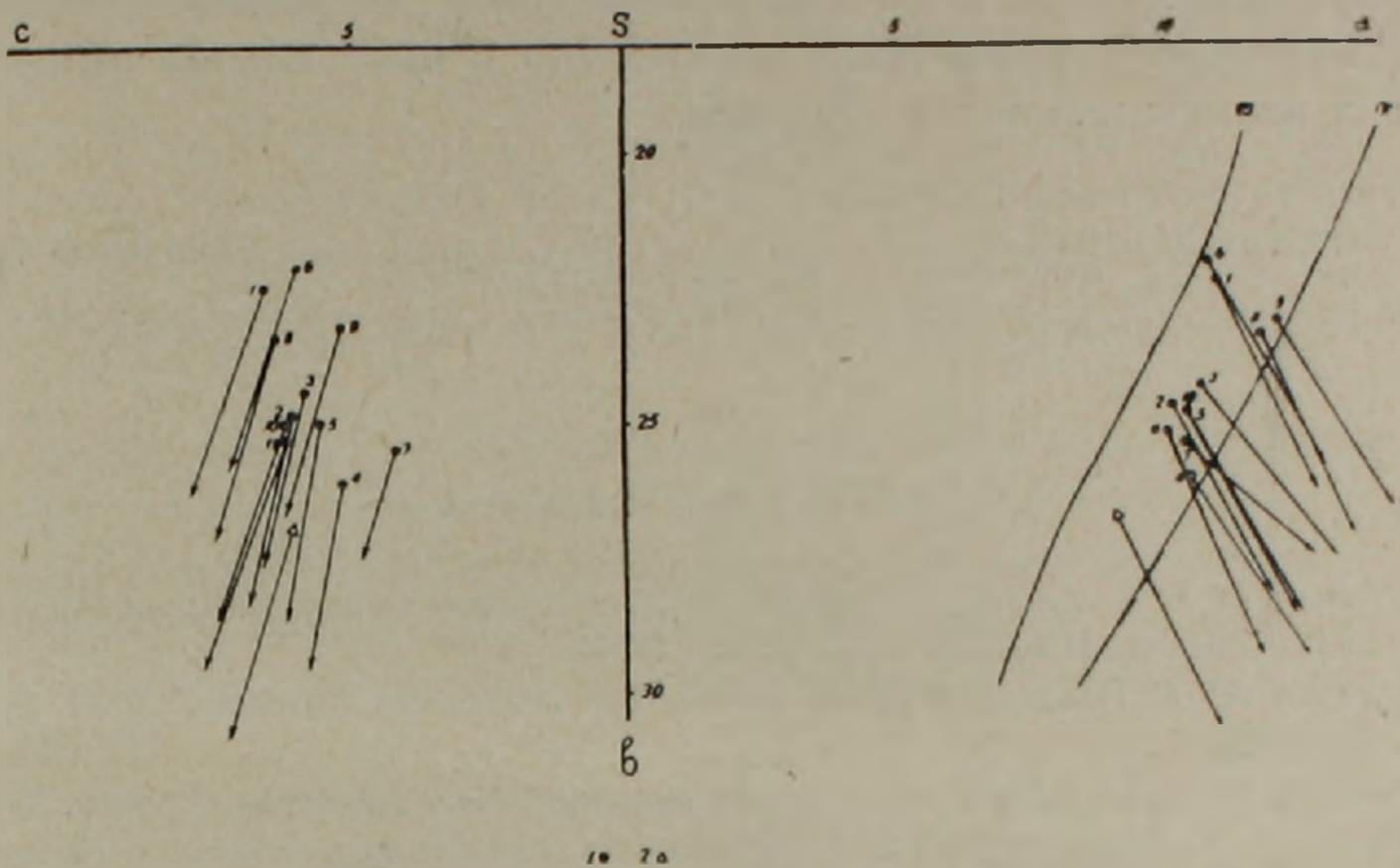
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
a	11,0	10,2	10,7	10,5	10,5	10,8	10,4	11,8	12,1	10,5	10,1
c	6,6	6,1	5,9	5,2	5,6	6,0	4,2	6,4	5,2	6,2	6,2
b	22,4	24,7	24,3	26,0	24,9	22,0	25,4	23,3	23,1	24,9	25,2
s	60,0	59,0	59,1	58,3	59,0	61,1	60,0	58,2	59,6	58,4	58,5
f	41,1	44,1	45,2	41,6	41,5	39,6	54,0	44,0	42,2	42,0	39,6
m'	39,6	36,3	33,6	34,9	37,1	38,6	20,2	38,1	34,2	37,4	42,4
c'	19,4	19,6	21,2	23,5	21,4	21,8	25,2	17,9	22,4	20,6	18,0
n	81,2	81,3	82,2	83,3	83,3	82,3	82,9	83,5	83,2	79,2	79,7
t	2,6	2,7	2,4	3,0	3,2	2,3	1,6	0,2	1,7	1,9	1,9
σ	19,0	20,0	21,3	17,7	15,2	18,7	34,1	26,8	19,5	18,1	16,3
Q	-8,6	-8,5	-9,1	-9,6	-8,6	-5,2	-5,0	-12,2	-3,7	-10,4	-9,4
a/c	1,7	1,6	1,8	2,0	1,9	1,3	2,5	1,8	2,3	1,7	1,6
σ по Ритману (1964)	3,5	3,3	3,4	3,6	3,3	3,0	2,1	4,2	4,2	3,8	3,5

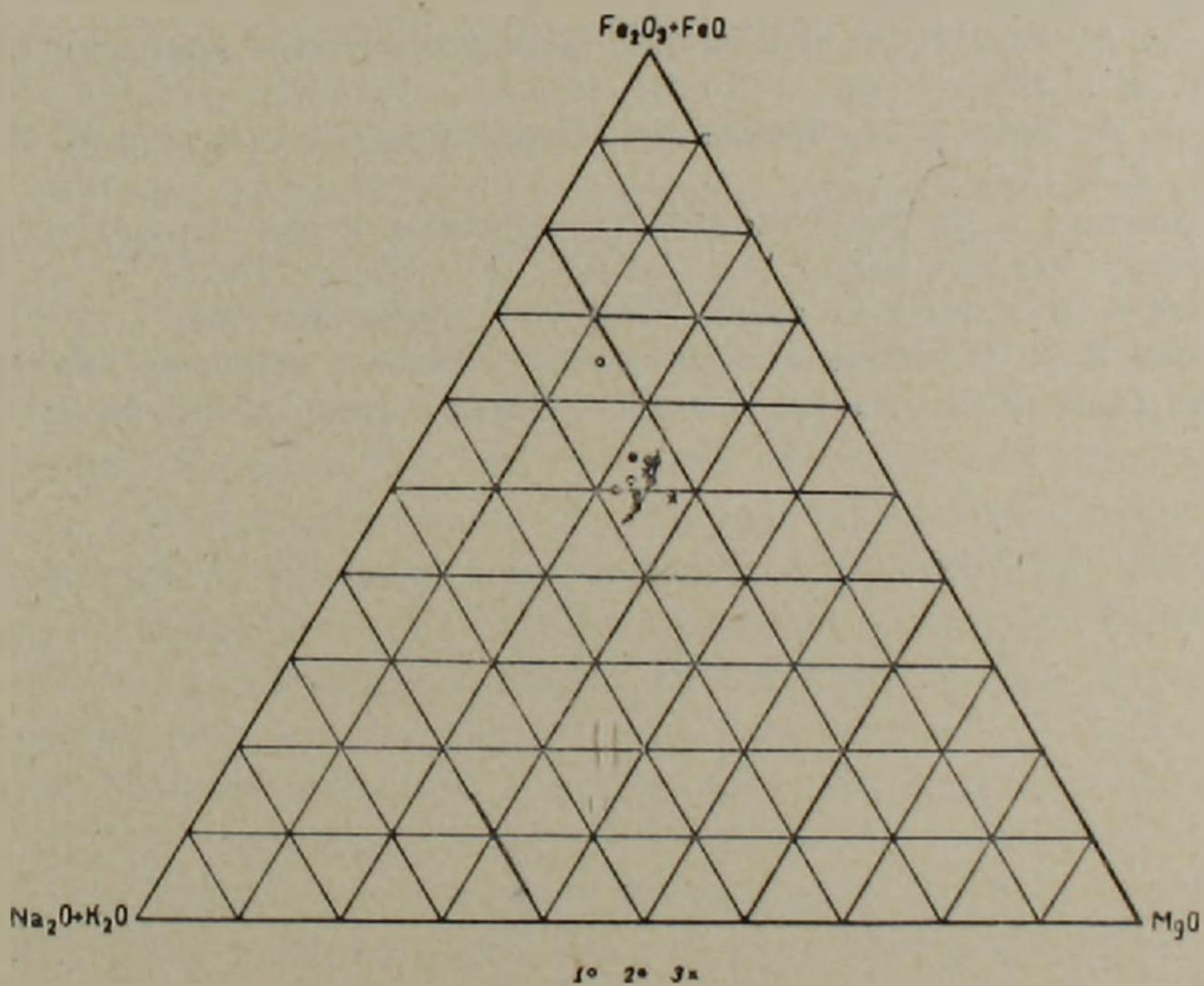
1—левый борт каньона р. Ахурян, разрез у с. Амасия, верхний поток, 2, 3—там же, разрез у моста по дороге Ленинанкан—Амасия, соответственно нижний и верхний потоки. 4, 5, 6—там же, разрез у с. Ваграмаберт, соответственно нижний, средний и верхний потоки. 7—верх. течение р. Ахурян, район с. Шурабад. 8—каньон р. Ахурян, между сс. Амасия и Капс. 9—исток р. Ахурян, район с. Цохамарг. 10.—средний состав долеритовых базальтов СВ части Армянской ССР. 11.—средний состав долеритовых базальтов лавовых плато Ахалкалакского нагорья.

Примечание: анализы 7, 8, 9, а также средние составы 10, 11 заимствованы у Э. Х. Харазяна.

составе темноцветных суммарного железа над MgO, хотя некоторые составы обнаруживают небольшое отклонение в сторону обогащенности магнием и щелочами. На той же диаграмме видна слабая дифференциация составов долеритов Ваграмабертского разреза и отклонение вари-



Фиг. 1. Диаграмма А. Н. Заварицкого для долеритовых лав бассейна среднего течения р. Ахурян. Вариационные кривые: III—тип Йеллеустонского парка, IV—тип Этны. 1. Фигуративные точки изученных долеритов. Номера векторов отвечают порядковым номерам таблицы 4. 2. Средний базальт по Дэли.



Фиг. 2. Вариационная тройная диаграмма $MgO-(Na_2+K_2O)+(Fe_2O_3+FeO)$ для долеритовых лав бассейна среднего течения р. Ахурян. 1. Долеритовые базальты заимствованные у Э. Х. Харазяна. 2. Долеритовые базальты каньона р. Ахурян по разрезам. 3. Средние долеритовые базальты СЗ части Арм. ССР и лавовых плато Ахалкалакского нагорья.

ционной кривой этого ряда к щелочному углу диаграммы, что указывает на закономерное возрастание щелочности в направлении от продуктов ранних излияний к более поздним.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.II.1969.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. К вопросу о возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, № 6, 1949.
2. Асланян А. Т. Новые данные о неогеновой тектонике Армении. ДАН Арм. ССР, № 2, 1950.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
4. Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР) ДАН Арм. ССР, т. 21, № 5, 1955.
5. Акопян Ц. Г. Опыт стратиграфической корреляции новейших вулканогенных образований Центральной Армении методом магниторазведки. ДАН Арм. ССР, т. 27, № 1, 1958.
6. Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петрографическая серия, вып. 26, 1950.
7. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Изд. «Мир», М., т. 1, 1965.
8. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Изд. «Мир», М., т. 5, 1966.
9. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. языке). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
10. Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», М., 1964.
11. Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм. ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 5, 1968.

Р. А. АРУТЮНЯН

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

Металлогения Мегринского плутона, входящего в Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону, характеризуется рудными формациями магматического и постмагматического происхождений. Господствующим типом оруденения является медно-молибденовый. Геологии и металлогении Мегринского плутона посвящены обстоятельные работы [2].

В результате работ последних лет выявлены ряд месторождений и рудопроявлений золота, которые генетически связаны с интрузиями плутона и размещены в виде различных минеральных ассоциаций в разнообразных интрузивных и вмещающих плутона породах. Генетически оруденение золота в Мегринском плутоне довольно разнообразно и проявилось в различных условиях. Золото известно в скарнах, вторичных кварцитах, минерализованных зонах смятия, существенно кварцевых жилах и кварц-карбонатных зонах.

Скарны с золотом распространены в тех участках, где интрузии Мегринского плутона прорывают вмещающие его известняки палеозоя (девона). Золотоносные скарны развиты по юго-восточной границе плутона от Ньюадинского скарнового медно-золоторудного месторождения к северо-западу до коч. Хдебанц. Общая протяженность этой полосы скарнов и скарнированных известняков 8—10 км при мощности от 2—3 до 80—100 метров. Помимо известного Ньюадинского месторождения, нами установлено оруденение золота в скарнированных известняках района коч. Хдебанц, где золото тесно ассоциирует с халькопиритом и пиритом. Содержание золота сравнительно высокое. Следует отметить, что большинство участков скарнирования остаются не опробованными на золото. В большинстве случаев проявления золота в скарнах Мегринского плутона имеют много общих черт друг с другом и многими золото-содержащими скарнами золотоносных провинций СССР. Золото в этих месторождениях совместно с сульфидами меди, реже свинца и цинка, находится в кварцево-рудных телах, развивающихся в участках дробления скарнов и во всех случаях принадлежит более поздней, чем скарновая, стадии минерализации. Вот почему контуры рудных тел не совпадают с контурами скарнирования. Величина рудных тел невелика, формы их очень сложные и разнообразные, однако, большей частью это линзы и гнезда. Наложение золото-сульфидного оруденения на скарны, естественно, сопровождалось значительным изменением последних, — эпидотизацией, хлоритизацией, развитием кальцита и т. д. Материнская интрузия (Мегринский плутон), с которой генетически связаны месторождения золота, породила и скарновый тип оруденения. Вполне воз-

можно, что скарново-золоторудная формация Мегринского плутона окажется довольно перспективной.

Следует указать, что промышленные содержания золота известны в ряде скарново-рудных полей Забайкалья (Быстринское, Култулинское, Запокровско-Гурулевское и др.), на Алдае (Лебединское), в Северной Корее (Холь-Гол), в Северной Америке (район Филипсбург, штат Монтана) в Японии и др. [3].

Вторичные кварциты с золотом распространены в метаморфической толще палеозоя и по ее контакту с интрузивными породами Мегринского плутона. Несмотря на невысокие содержания золота, кварциты привлекают внимание благодаря большим объемам рудоносных тел. Вторичные кварциты залегают согласно плоскостям напластования вулканогенных пород метаморфической толщи, за счет которых они и образовались. В Мегринском плутоне наличие золота во вторичных кварцитах было установлено нами юго-восточнее селения Ньюади, где по результатам опробования содержание его доходит до 1,0—1,5 г/т, в бассейнах рек Ньюади, Астазур, Малев и др. Во всех известных случаях тесно ассоциирует с пиритом. Правда, высоких содержаний золота во вторичных кварцитах региона пока неизвестно, однако, при значительных площадях их развития, они могут представить большой интерес. Поиски месторождений золота указанного типа могут быть перспективными, главным образом, в юго-восточной части Мегринского плутона, где широко распространены вулканогенные породы палеозоя. Наибольший интерес, естественно, представят, подверженные окварцеванию зоны вулканогенных пород в контакте с интрузиями Мегринского плутона.

Подобные месторождения золота во вторичных кварцитах известны в Канаде и Австралии [3].

Золото-сульфидные руды, приуроченные к минерализованным зонам смятия пользуются широким распространением в Мегринском плутоне. Этот тип оруденения золота представлен Тейским месторождением, Ваграваргетским, Кармиркарским и Чемским рудопроявлениями. Наиболее крупным из них является Тейское золоторудное месторождение, находящееся в стадии детального изучения. Месторождение это приурочено к тектоническому блоку шириной 1200—1500 метров, заключенному между Дебаклинским и Тейским разломами. Между указанными разломами развиты крупные трещины северо-восточного простирания, являющиеся результатом нескольких последовательных тектонических подвижек. Зачастую унаследованность направлений тектонических интратрудных движений обусловила наложение продуктов последующих стадий минерализации на предыдущие, что и привело к образованию руд сложного минерального состава. Золото-сульфидные руды образовались в результате проявления нескольких стадий минерализации [1]. По Кармиркарскому проявлению, минеральный состав которого имеет много общих черт с Тейским месторождением, получены первые положительные результаты. Относящееся к этому типу, Ваграваргетское золоторудное проявление, несмотря на низкие содержания

металла, представляет определенный интерес. Предпосылкой выявления промышленных содержаний золота является его благоприятная позиция (приуроченность к зоне Дебаклинского разлома). Указанный тип золотого оруденения, на наш взгляд, является самым перспективным в Мегринском плутоне.

Кварцевые жилы с золотом известны во многих местах района. Характерными представителями этого типа золотого оруденения являются кварцево-сульфидные жилы Личквасского месторождения и Варданадзорского проявления, где золото тесно ассоциирует с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой и серебром. Содержание золота в жилах весьма неравномерное — от следов до 150 г/т. Бедные золотом кварцевые жилы отмечены на Таштунском, Западно-Таштунском и других мелких рудопроявлениях, где постоянным спутником золота является пирит. Хорошо изученных кварцево-золоторудных жил в Мегринском плутоне мало. В большинстве случаев из-за малых размеров или убогого содержания они не подверглись детальному изучению. Множество мелких жил осталось не опробованными на золото. Разумеется, возможность нахождения кварцевых жил с промышленным содержанием золота в Мегринском плутоне не исключена, однако, значение этого типа оруденения по сравнению с другими нам представляется второстепенным.

Кварц-карбонатные зоны с золотом выявлены нами в юго-восточной части Мегринского плутона. Они приурочены к эндоконтакту интрузий плутона. Полоса развития кварц-карбонатных зон прослеживается от селения Ньюади до селения Алидара в близширотном направлении. Мощность этих зон различна от 1,0—1,5 до 15,0—17,0 м, некоторые из них прослеживаются по простиранию более, чем на 1000 метров. Их простирание северо-восточное—близмеридиональное. Единичные пробы, отобранные из этих зон в междуречьи рек Ньюади и Астазур показали наличие золота от 1,0 до 2,5 г/т.

В 1968 году нами выявлено Приараксинское золоторудное проявление, пространственно приуроченное к интрузии палеозойских гнейсовидных гранитоидов (Малевские граниты). Рудопроявление находится в 1,5 км к юго-западу от селения Алидара и представлено серией мощных (до 15 метров), слабо пиритизированных кварц-карбонатных зон северо-восточного простирания. Содержание золота сравнительно высокое. На рудопроявлении значительным развитием пользуются даечные образования, представленные гранодиорит-порфиrowыми, лампрофиrowыми, диорит-порфиrowыми и другими дайками. Приараксинское золоторудное проявление, как и вся эндоконтактовая полоса Мегринского плутона в районе селений Ньюади, Шванидзор и Алидара, безусловно заслуживают постановки детальных поисковых работ.

Анализ пространственного размещения различных типов золоторудной минерализации позволяет установить их приуроченность к определенным структурным элементам и интрузиям (см. табл. 1).

Характеристика проявлений золота Мегринского плутона

Таблица 1

Тип золоторудной минерализации	Морфология тел	Минералогическая характеристика	Структурная позиция	Пространственная приуроченность к определенным интрузиям	Примеры
Золото-сульфидные руды в минерализованных зонах смятия	Зоны дробления, сульфидизации, окварцевания	Кварц, карбонат, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, б. руда, золото и др.	Тектонический блок, заключенный между двумя субпараллельными разломами	Гранодиориты, гранодиорит-порфиры	Тейское
Кварцевые жилы	Секущие, выдержанные кварцево-сульфидные жилы	Кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, б. руда, золото и др.	Приурочено к зоне регионального разлома	Гранодиориты, кварцевые диориты	Личквасское
Скарны	Линзы и гнезда с золото-сульфидным оруденением	Кварц, пирит, халькопирит, золото и др.	Приконтактовая полоса Мегринского плутона с известняками палеозоя	Кварцевые сиениты	Нювадинское
Вторичные кварциты	Согласные мощные тела	Кварц, пирит, золото	Приконтактовая полоса Мегринского плутона с метаморфической толщей палеозоя	Кварцевые монзониты	Сурийское
Кварц-карбонатные зоны	Секущие мощные зоны с четкими контактами	Кварц, карбонат, пирит, халькопирит, золото и др.	Эндоконтакт Мегринского плутона	Гранодиориты	Приараксинское

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1) в Мегринском плутоне известно золотое оруденение разных генетических типов;

2) из рассмотренных типов золотого оруденения наибольший интерес представляют месторождения золото-сульфидной формации, приуроченные к минерализованным зонам смятия, к кварц-карбонатным зонам и скарнам;

3) с целью получения достаточной информации необходимо опробовать на золото полосу скарнирования, кварц-карбонатные зоны, приуроченные к эндоконтакту плутона и минерализованные зоны смятия с золото-сульфидным оруденением на Кармиркарском и Ваграваргетском проявлениях;

4) юго-восточная часть Мегринского плутона является областью вероятного распространения вторичных кварцитов с золотом;

5) в целом золотое оруденение Мегринского плутона имеет большие перспективы.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 21.IV.1969.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личквасского золоторудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, Науки о земле, № 6, 1966.
2. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
3. Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения западного Забайкалья. Изд-во «Недра», Л., 1966.

Г. М. МКРТЧЯН, Р. Л. МЕЛКОНЯН

ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД
НА ИНТЕНСИВНОСТЬ СПЕКТРАЛЬНЫХ ЛИНИЙ МЕДИ
И ПУТИ ЕГО УСТРАНЕНИЯ

Из опубликованных работ по количественному определению меди в изверженных породах наибольший интерес для поставленной нами задачи представляют исследования В. В. Хохлова и др. [7, 8], Т. М. Перфильевой [3] и А. В. Рабиновича и др. [4], причем в работах В. В. Хохлова дается количественная оценка величины сдвига градиуровочных графиков для различных пород и минералов при концентрациях меди 0,1%.

Нами, при проведении исследований была поставлена цель экспериментально оценить величину влияния валового состава пород и порообразующих минералов на интенсивность линий меди (Cu I 3273,96 Å) при более низких концентрациях (0,005%), а также выбрать оптимальные направления устранения этого влияния. Поскольку результаты спектрального анализа различных геологических объектов обладают неодинаковой случайной ошибкой [1] и, исходя из необходимости учета ее при выявлении геохимических закономерностей, в процессе эксперимента была вычислена также воспроизводимость анализа отдельных пород и минералов.

Высокая, по сравнению с кларковыми содержаниями в породах, спектральная чувствительность обнаружения меди позволила для поставленной задачи воспользоваться приемом нивелирования валового состава стерильными в отношении меди разбавителями (буферами), действие которых предполагалось усилить подбором внутренних стандартов.

Экспериментальное исследование с целью разработки методики выбора элемента сравнения проведено для Ag (I 3280,68 Å), Sb (I 3267,51 Å), In (I 2932,63 Å), Mn (I 2822,55 Å), Ni (I 2902,60 Å) [3—6].

Исключение взаимного влияния элементов сравнения достигалось соответствующей их группировкой. Это обстоятельство, а также необходимость проверки различных способов введения внутреннего стандарта (порошок, раствор) и различной формы его химического соединения привели к необходимости изготовления нескольких вариантов одного и того же буфера (табл. 1).

Изменение воспроизводимости анализа при смешении образцов с буфером и использовании внутреннего стандарта проверялось на примере породы габбро. С этой целью приготовленные буферы смешивались с габбро в отношении 1:1 и перетирались в агатовой ступке в течение 15 минут; для каждого варианта фотографировалось по 10 спектров через 3-ступенчатый ослабитель.

Таблица 1

Буферные смеси, использованные при выборе оптимального внутреннего стандарта для меди

№ буфера	Основа буфера	Элементы сравнения	Форма соединения	Агрегатное состояние
I	3 части угля + 1 часть NaCl	Ag	AgNO ₃	Водный раствор
II	" "	Ag, Sb, In	Ag ₂ S, Sb ₂ S ₃ , In ₂ O ₃	Порошок
III	" "	Mn, Ni	Mn—руда, Ni ₂ O ₃	Порошок
IV	уголь	Mn, Ni	Mn—руда, Ni ₂ O ₃	Порошок
V	3 части угля + 1 часть NaCl	Mn, Ni	KMnO ₄ , Ni (SO ₄) ₂ · (NH ₄) ₂ · 6H ₂ O	Порошок
VI	" "	Mn, Ni	KMnO ₄ , (Ni (SO ₄) ₂ · (NH ₄) ₂ · 6H ₂ O	Водный раствор

Стандартные отклонения в единицах почернения (умноженных на 100) для каждого из вариантов приведены в таблице 2, из рассмотрения которой следует, что:

Таблица 2

Воспроизводимость почернений линий меди σ_s и разностей почернений гомологичных пар $\sigma_{\Delta s}$ в габбро

№ буфера	Cu σ_s	Cu—Ag $\sigma_{\Delta s}$	Cu—Sb $\sigma_{\Delta s}$	Cu—In $\sigma_{\Delta s}$	Cu—Mn $\sigma_{\Delta s}$	Cu—Ni $\sigma_{\Delta s}$
Без буфера	5,7					
I	6,5	5,9				
II	6,9	6,1	7,4	7,2		
III	5,7				4,0	3,3
IV	6,6				4,2	5,6
V	18,9				7,7	10,6
VI	10,5				5,3	5,4

1. Смешение с буфером не улучшает воспроизводимости по сравнению с непосредственным введением образцов.

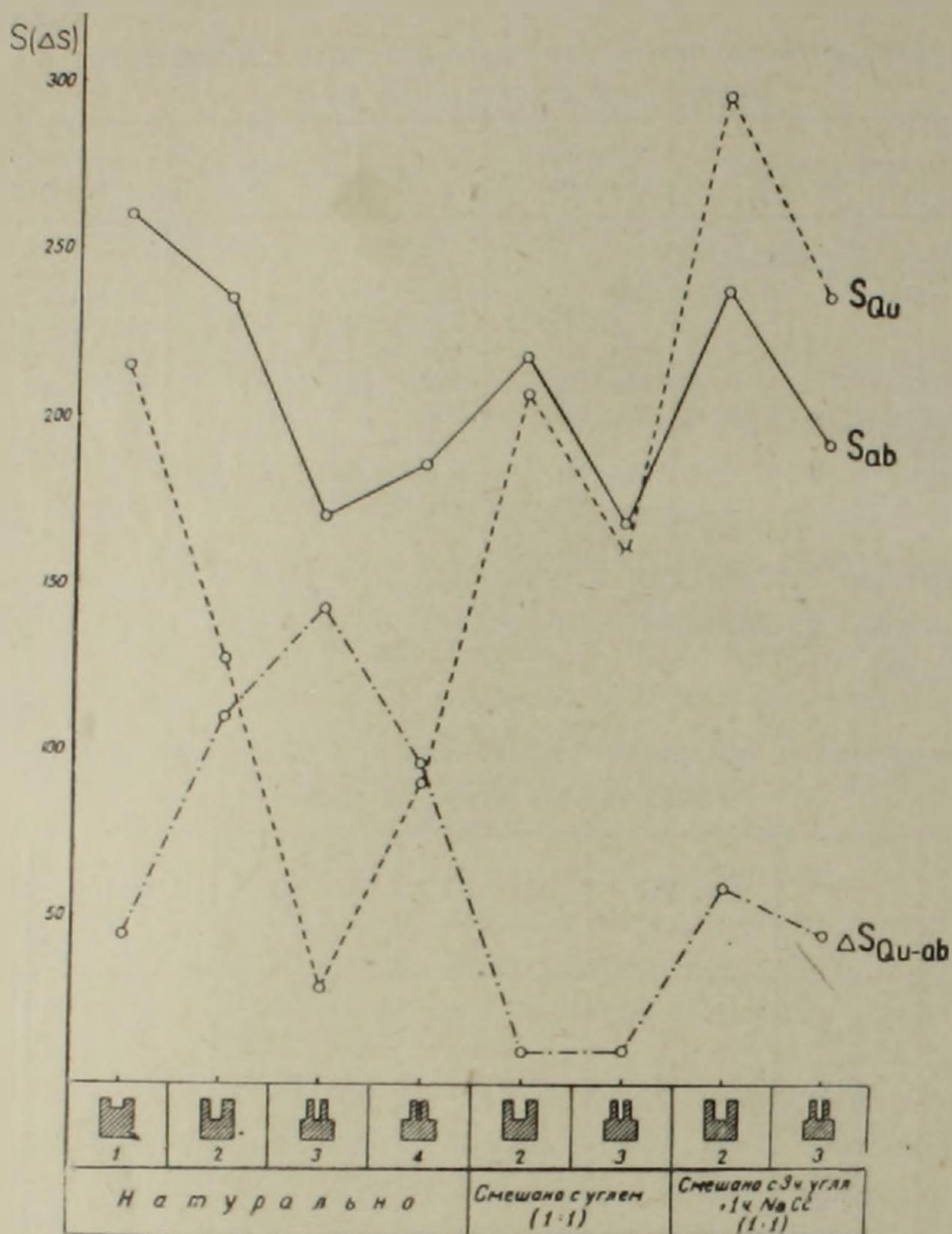
2. Использование вместо абсолютных почернений линии меди разности почернения линий меди и внутреннего стандарта, за исключением сурьмы и индия, способствует уменьшению случайных погрешностей.

3. Проверка значимости улучшения воспроизводимости при помощи критерия Фишера показывает, что доверительная вероятность уменьшения дисперсии лежит в пределах 80—95%.

Влияние валового состава на абсолютную и относительную интенсивность линии меди в зависимости от формы электрода и состава разбавителя изучено на примере кварца и альбита. В оба минерала медь введена искусственно в виде сульфидной руды в равном количестве (0,003%).

Результаты предварительного эксперимента представлены на фиг. 1, где приводится абсолютное почернение (S) и разность почернений (ΔS) линий меди. Результаты эксперимента показывают, что:

1. Форма электродов влияет как на абсолютную, так и на относительную интенсивность линий.



Фиг. 1. Зависимость почернения и разности почернений линии меди ($3273,96 \text{ \AA}$) в кварце и альбите от формы электродов и состава разбавителя.

2. При непосредственном введении проб неглубокий широкий кратер 1-го электрода наилучшим образом нивелирует различие валового состава.

3. Смешение с угольным порошком независимо от формы электрода почти полностью сглаживает различие состава.

4. Добавление к угольному порошку NaCl усиливает интенсивность линии меди в кварце, делая ее более сильной по сравнению с альбитом, и несколько увеличивает разность почернений.

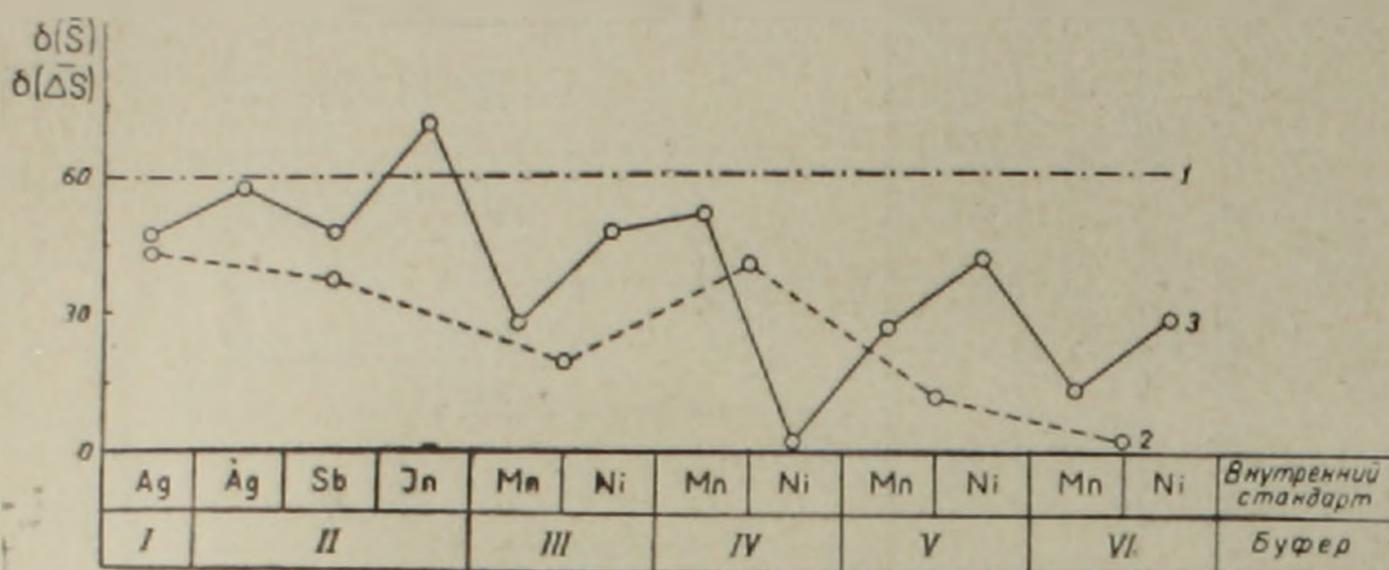
Для более детального изучения отмеченного влияния валового состава на примере кварца и альбита и изыскания путей его устранения, а также уточнения величины достигаемой при этом воспроизводимости результатов анализа был проведен эксперимент, в процессе которого образцы смешивались со всеми буферами и для каждого варианта фотографировалось по 5 спектров.

Таблица 3

Статистические параметры распределения почернения линии меди 3273,96 Å для концентрации эталона 0,003% на основе кварца (Qu) и альбита (ab)

№ № п/п	№ буфера	Минерал	Cu			Cu—Ag			Cu—Sb			Cu—In			Cu—Mn			Cu—Ni		
			σ_s	\bar{S}	$\delta(\bar{s})$	$\sigma_{\Delta s}$	$\bar{\Delta s}$	$\delta(\bar{\Delta s})$	$\sigma_{\Delta s}$	$\bar{\Delta s}$	$\delta(\bar{\Delta s})$	$\sigma_{\Delta s}$	$\bar{\Delta s}$	$\delta(\bar{\Delta s})$	$\sigma_{\Delta s}$	$\bar{\Delta s}$	$\delta(\bar{\Delta s})$	$\sigma_{\Delta s}$	$\bar{\Delta s}$	$\delta(\bar{\Delta s})$
1	без буфера	Qu	33	99	60															
		ab	16	159																
2	уголь	Qu	27	98	18															
		ab	19	116																
3	I	Qu	13	131	42	13	-40	47												
		ab	27	89			26		-87											
4	II	Qu	15	147	37	18	78	57	19	17	48	16	40	71						
		ab	33	110			30		21			25	-31			20	-31			
5	III	Qu	18	119	21									22	34	26	-15	-21	48	
		ab	13	98											15		8			-15
6	IV	Qu	29	82	41									12	104	52	16	36	3	
		ab	15	123											14		52			15
7	V	Qu	28	128	12									22	59	27	16	-23	41	
		ab	16	116											19		32			15
8	VI	Qu	12	127	3									11	47	13	12	-25	28	
		ab	25	124											24		34			22

Результаты подсчетов статистических параметров распределения почернений линий приведены в табл. 3, по данным которой на фиг. 2 представлено сближение почернений линий меди в кварце и альбите. Рассмотрение фиг. 2 показывает, что:



Фиг. 2. Зависимость разности почернений линии меди (3273,96 Å) в кварце и альбите от состава разбавителя и внутреннего стандарта: 1. Без буфера; 2. Смешано с буфером; 3. Смешано с буфером и использован внутренний стандарт.

1. Смешение с буфером сближает почернения линии меди в кварце и альбите, при этом буфер, содержащий NaCl, сближает не хуже, чем чистый угольный порошок (как это следовало из фиг. 1). В 3-х случаях из 5-ти разность средних почернений линий меди— $\delta(\bar{S})$ уменьшается более чем наполовину по сравнению с натуральным введением.

2. V и VI буферы почти полностью нивелируют различие валового состава, что, по-видимому, объясняется дополнительным буферирующим действием калия (KMnO_4) и группы NH_4 в $\text{Ni}(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{NH}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

3. При использовании наряду с разбавлением буфером еще и элементов сравнения, уменьшение разностей средних разностей почернения линий меди и внутреннего стандарта— $\delta(\bar{\Delta S})$ более чем наполовину достигается для марганца в III, V и VI буферах и никеля в IV и V буфере.

Из табл. 3 следует, что воспроизводимость результатов по меди для натурального кварца и альбита очень низка ($\sigma_{\text{Qu}} = 33,0$; $\sigma_{\text{Ab}} = 16,0$) по сравнению с габбро ($\sigma = 5,7$; табл. 3) и не улучшается от смешения с буфером и использования внутренних стандартов.

Дополнительные расчеты (табл. 4), показавшие высокую воспроизводимость по кремнию (элементу, входящему в основу обоих минералов) как при непосредственном введении, так и после буферирования, а также отсутствие корреляции (плохая воспроизводимость) между медью и кремнием и в то же время сильная корреляционная связь между марганцем и никелем с одной стороны и кремнием с другой—позволили сделать заключение о том, что из возможных причин большого разброса результатов в кварце и альбите следует исключить неоднородность смешения пробы и буфера, выбросы пробы в процессе испарения и неодинаковое количество смеси, загружаемой в кратер.

Таблица 4

Сопоставление некоторых стандартных отклонений

Порода (минерал)	Буфер	Cu σ_s	Si σ_s	Mn σ_s	Ni σ_s	Cu—Mn $\sigma_{\Delta s}$	Cu—Ni $\sigma_{\Delta s}$	Cu — $\frac{Mn + Ni}{2}$ $\sigma_{\Delta s}$	Cu—Si $\sigma_{\Delta s}$	Mn—Si $\sigma_{\Delta s}$	Ni—Si $\sigma_{\Delta s}$
Кварц	Без буфера	33	6,8						35		
Альбит		16	5,6						17		
Кварц	V			24	20						
Альбит	V			12	5,3						
Кварц	VI	12	6,1	4,5	4,3	11	12	17	12,7	4,4	2,6
Альбит	VI	25	5,6	5,8	4,2	24	22	23	23,1	2,7	3,6
Габбро	V			14,0	15,3						
Габбро	VI	10,5	7,3	8,8	7,4	5,3	5,4	4,7	5,3		

Причина плохой воспроизводимости, очевидно, заключается в отсутствии гомогенности распределения меди в самих эталонах, обусловленном ее искусственным введением и низким содержанием (0,003%), так как в габбро, где медь естественного происхождения и содержание ее 0,01%, наблюдается высокая собранность результатов. Кроме того значительное улучшение воспроизводимости абсолютных почернений линий марганца и никеля в VI буфере по сравнению с V (табл. 4), подтвержденное критерием Фишера с 95% доверительной вероятностью, позволяет говорить о преимуществе введения внутреннего стандарта в виде раствора по сравнению с порошком. Из результатов, приводимых в табл. 4, следует также неэффективность использования для кварца и альбита в качестве линии сравнения полусуммы почернений линий двух разных внутренних стандартов по сравнению с одной из них, в то время как для габбро в этом случае достигается некоторое улучшение воспроизводимости. Отмеченную закономерность можно объяснить с одной стороны большей близостью суммы кривых испарения марганца и никеля к кривой испарения меди из габбро, по сравнению с кварцем и альбитом и с другой—эффективностью этого приема лишь для достаточно однородных проб [2, 11].

За приемом усреднения интенсивностей линий двух внутренних стандартов несомненно остается преимущество при неконтролируемом повышении содержания какого-либо одного элемента сравнения в анализируемых образцах.

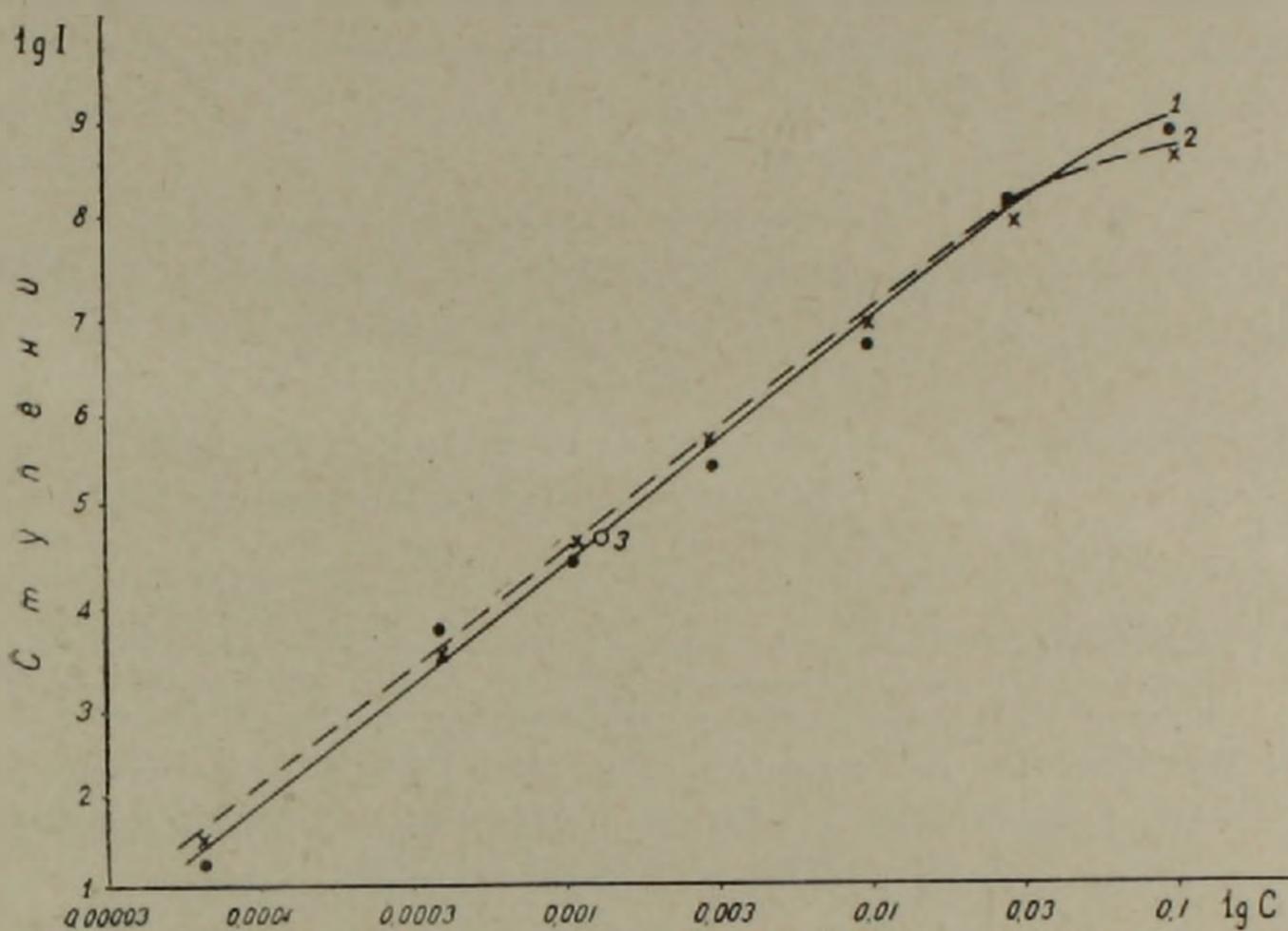
Рассмотренные исследования с кварцем и альбитом представляют помимо принципиального, также и практический интерес, поскольку кварц наиболее часто используется в качестве основы для приготовления эталонов в спектральном анализе. Однако, еще больший практический интерес представляет сопоставление величины влияния валового состава на самих породах. С этой целью были приготовлены эталоны введением медной сульфидной руды (СО ВНИИСО № 183) в плагиогранит, габбро и перидотит, для чего были подобраны образцы этих пород с минимальным содержанием меди, точное значение которого определялось методом добавок. Для возможности распространения результатов данного исследования на анализ магнитных фракций пород и окисных железных руд был приготовлен комплекс эталонов на основе Fe_2O_3 .

Учитывая результаты предыдущих исследований [8—10] представлялось интересным также проверить эффективность пегматитовой основы. С этой целью нами были приготовлены эталоны на искусственной пегматитовой основе (60 ч. кварца + 20 ч. альбита + 20 ч. микроклина + 1 ч. Fe_2O_3), несколько видоизмененной по сравнению с рекомендованной Х. Бастроном (60 ч. кварца + 40 ч. микроклина + 1 ч. Fe_2O_3).

В число сопоставляемых основ для обеспечения преемственности выводов включены также альбит и кварц.

Во все серии эталонов медь вводилась в одной (сульфидной) форме, хотя и форма соединения меди в данном случае не имеет существенного

значения. Об этом свидетельствует идентичность характера испарения сульфидной и окисной форм меди из эталонов на пегматитовой основе, а также совпадение их аналитических графиков (фиг. 3). Интересно отметить, что международный стандарт—гранит G-I совпадает с этими графиками, что является дополнительным подтверждением правильности вывода.

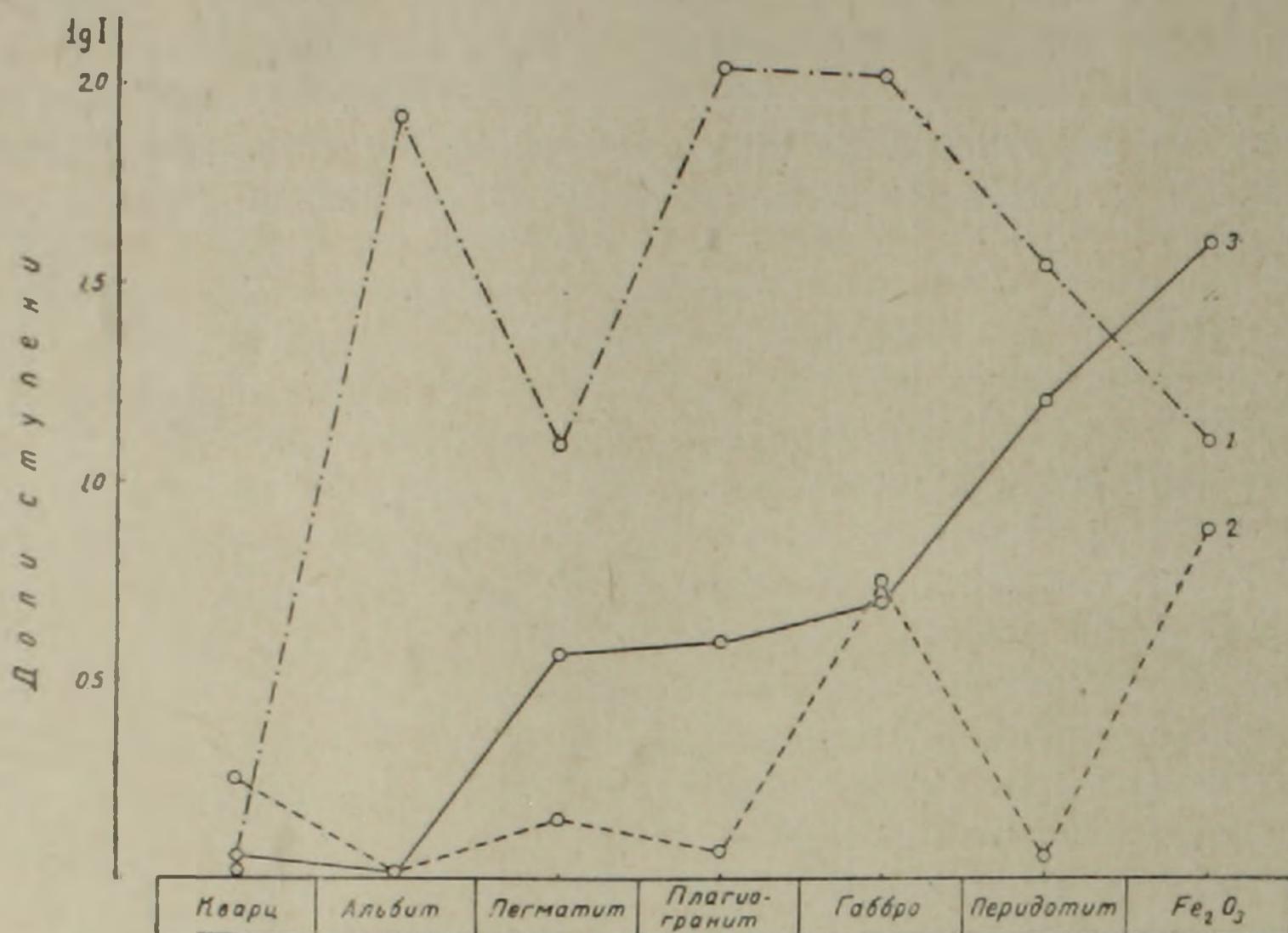


Фиг. 3, Градуировочные графики М. М. Клера, построенные по эталонам на пегматитовой основе: 1. Сульфид меди; 2. Окись меди; 3. Стандарт G—1.

Аналогично эксперименту с кварцем и альбитом выяснялось влияние состава рассмотренных выше основ на интенсивность спектральных линий меди при натуральном введении образцов и его нивелирование смешением (1 : 2) с буфером (1 ч. $\text{Na}_2\text{CO}_3 + 9$ ч. $\text{SiO}_2 + 5$ ч. угольного порошка) [9] и использованием внутреннего стандарта (AgNO_3)*. Градуировочные графики в координатах $\lg I(n)$; $\lg C$ для различных основ, при непосредственном введении, обнаруживают существенное смещение. Относительный сдвиг градуировочных графиков по средней точке, соответствующей концентрации 0,005% для линии меди 3273,96 Å представлен на фиг. 4.

Рассмотрение графика указывает, что при определении меди по эталонам на кварцевой основе результаты анализа для альбита, плагиогранита и габбро будут завышаться в среднем на один порядок. В то же время подтверждается вывод [8—10] об оптимальности пегматитовой основы для приготовления эталонов, так как в этом случае средняя для всех пород ошибка будет наименьшей.

* Использование в качестве элемента сравнения серебра обусловлено его низким кларком и наличием удобной гомологической линии 3280, 68 Å.



Фиг. 4. Относительная интенсивность линии меди (3273,96 Å) в пробах разного состава: 1. Без буфера; 2. Смешано с буфером; 3. Смешано с буфером и использован внутренний стандарт.

При использовании буфера наблюдается нивелирование валового состава эталонов, в результате чего кривая разбавленных проб лежит значительно ниже натуральных (фиг. 4). Использование внутреннего стандарта почти полностью сближает пегматит, плагногранит и габбро, что обеспечивает правильность анализа гаммы пород от основных до кислых с помощью единых градуировочных графиков, построенных по эталонам на пегматитовой основе.

В ы в о д ы

1. Определение содержания меди в породах различного состава (от основных до кислых) по эталонам на кварцевой основе приводит к завышению результатов примерно на один порядок. Поэтому при использовании результатов приближенно-количественных и полуколичественных определений необходимо указывать основу, на которой изготовлены эталоны, в противном случае результаты различных исследователей могут оказаться несопоставимыми.

2. Оптимальной основой для приготовления эталонов является пегматит следующего состава—60 ч. кварца+20 ч. микроклина+20 ч. альбита+1 ч. Fe₂O₃.

3. Наибольшее нивелирование различий валового состава, в частности для кварца и альбита, достигается при разбавлении проб в отношении 1 : 2 буфером состава—1 ч. Na₂CO₃+9 ч. SiO₂+5 ч. угольного порошка, при применении в качестве внутреннего стандарта AgNO₃. Ис-

пользование в качестве внутреннего стандарта более эффективных Mn и Ni может быть рекомендовано для проб с низким их содержанием ($Ni \leq 0,06$, $Mn \leq 0,1\%$).

4. Использование внутренних стандартов Mn и Ni в виде $KMnO_4$ и $Ni(SO_4)_2 \cdot (NH_4)_2 \cdot 6H_2O$ обнаруживает дополнительное буферирующее действие, обусловленное, вероятно, присутствием калия и группы NH_4 .

5. Использование в качестве линии сравнения полусуммы почернений линий двух разных внутренних стандартов (Mn и Ni) можно рекомендовать для определения меди во всех типах пород (кроме ультраосновных), так как кривые испарения меди для них идентичны суммарным кривым испарения марганца и никеля.

6. Для обеспечения гомогенности распределения внутренних стандартов в буфере целесообразно вводить их в виде раствора, а не порошка.

7. Интенсивность линий меди не зависит от формы ее соединений (сульфидная или окисная).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.1.1969

Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Ի. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ

ՊՂՆՁԻ ՍՊԵԿՏՐԱԿ ԳԾԵՐԻ ԻՆՏԵՆՍԻՎՈՒԹՅԱՆ ՎՐԱ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՔԻՄԻԱԿԱՆ
ԿԱԶՄԻ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ԱՅՆ ՎԵՐԱՑՆԵԼՈՒ ՈՒՂԻՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

1. Տարբեր կազմի ապարներում (հիմնայինից մինչև թթու), պղնձի պարունակության որոշումը քվարցային հիմք ունեցող էտալոններով բարձրացնում է արդյունքները մոտավորապես մեկ կարգով, այդ պատճառով մոտավոր-քանակական և կիսաքանական որոշումների արդյունքներն օգտագործելիս անհրաժեշտ է նշել հիմքը, որի վրա պատրաստված են էտալոնները:

2. էտալոնների պատրաստման համար օպտիմալ հիմք կարող է հանդիսանալ հետևյալ կազմի պիգմենտը՝

60 մ. քվարց + 20 մ. միկրոկլին + 20 մ. ալբիտ + 1 մ. Fe_2O_3

3. Համախառն կազմության տատանումների ամենալավ հավասարեցումը, մասնավորապես քվարցի և ալբիտի համար, ստացվում է 1:2 հարաբերակցությամբ նմուշներին բուֆերի ավելացումով, որի կազմն է 1 մ. Na_2CO_3 + 9 մ. SiO_2 + 5 մ. ածխափոշի՝ որպես ներքին ստանդարտ կիրառվում է $AgNO_3$:

4. Mn և Ni ներքին ստանդարտների կիրառումը $KMnO_4$ և $Ni(SO_4)_2 \cdot (NH_4)_2 \cdot 6H_2O$ միացությունների ձևով, երևան է բերում լրացուցիչ բուֆերացնող երևույթներ:

5. ներքին ստանդարտների բաշխման միատարրությունը ապահովելու համար նպատակահարմար է նրանց ներմուծել լուծույթի, այլ ոչ թե փոշու ձևով:

6. Պղնձի սպեկտրալ դժերի ինտենսիվությունը կախված չէ նրա միացությունների բնույթից (սուլֆիդային կամ օքսիդային):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Клер М. М. Приближенный количественный спектральный анализ минерального сырья, основанный на ослаблении интенсивности спектральных линий. Госгеолтехиздат. М., 1959.
2. Майборода И. К. К вопросу увеличения воспроизводимости спектрального анализа. «Заводская лаборатория», 1958, 24, № 6.
3. Перфильева Т. М. Методика количественного спектрографического определения меди. В сб. «Вопросы прикладной геохимии», вып. 1, М., «Недра», 1966.
4. Рабинович А. В., Смирнова Е. Я., Тарновская А. Н., Тимонина З. Г. Применение методов количественного спектрального анализа для выяснения особенностей поведения свинца и меди в интрузивных комплексах некоторых рудных районов Средней Азии. В сб. «Спектральный анализ в геологии и геохимии». М., «Наука», 1967.
5. Райхбаум Я. Д., Костюкова Е. С. Методика определения бериллия, скандия, ванадия, молибдена, олова и меди в рудах. Инструкция.
6. Русанов А. К. Спектральный анализ руд и минералов. Госгеолтехиздат. М., 1948.
7. Хохлов В. В. О влиянии состава проб на результаты полуколичественного спектрального анализа меди, мышьяка, свинца и сурьмы в горных породах. «Записки ЛГИ», т. XXXIII, вып. 2, 1958.
8. Хохлов В. В., Головенчиц Н. Я., Губанов В. А. О спектральном анализе горных пород при геохимических поисках. «Записки ЛГИ», т. LI, вып. 2, 1966.
9. Bastron H., Barnett P. R., Murata K. J. Method for the quantitative spectrochemical analysis of rocks, minerals, ores, and other materials by a powder D—C arc technique Geol. Surv. Bull. № 1084—G. 1960.
10. Gordon, Mackenzie Jr. and Murata K. J. Minor elements in Arkansas bauxite. Econ. Geology, v. 47, 1952.
11. Weber Jon N. Internal standartization with additive internal standart curves. Spectrochim. acta, 1960, 16, № 9.

Р. Н. СОБОЛЕВ, А. А. СИТНИН

ТАНТАЛ, НИОБИЙ И РЕДКИЕ ЩЕЛОЧИ В СЛЮДАХ ИЗ ГРАНИТОИДОВ САРЫСУ-ТЕНИЗСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

В пределах указанного района гранитоиды пользуются весьма широким распространением, образуя несколько разновозрастных комплексов [1, 2, 3, 4]. Кроме того привлечены данные по девонскому массиву (Мурунтал), расположенному в пределах северной ветви девонского окраинного вулканического пояса. Среди них по условиям образования отчетливо выделяются три генетические группы:

1) породы, образовавшиеся при застывании исходной внедрившейся магмы. Это преимущественно биотитовые граниты. Они слагают фацию ядра.

2) породы, кристаллизация которых происходила из той же магмы, что и биотитовые граниты, но сильно загрязненной посторонним материалом.

3) при дифференциации исходной магмы в камере остывания образуются лейкократовые и аляскитовые граниты, слагающие пластовые и штокообразные тела второй фазы внедрения.

Эти три генетические группы четко представлены как в верхнеордовикских, так и девонских комплексах, что позволяет подойти к рассмотрению вопроса о распределении тантала, ниобия и редких щелочей в биотитах, выделенных из этих пород. Кроме того представляет интерес выяснить поведение перечисленных элементов при явлениях хлоритизации и мусковитизации.

Были получены фракции слюд, чистота которых контролировалась под микроскопом. Слюды анализировались в аналитических лабораториях ЦЛПГ геолого-геохимического треста. Тантал и ниобий определялись химически; литий, рубидий, цезий и калий — методом фотометрии пламени.

Тантал и ниобий. Содержание этих элементов в биотитах из гранитоидов Сарысу-Тенизского водораздела увеличивается в направлении от гранодиоритов через биотитовые граниты к аляскитовым и лейкократовым гранитам (табл. 1), что является обычным и для других регионов [5, 6]. Следует отметить, что в пределах каждой генетической группы содержание тантала и ниобия выше в более древних породах, что является необычным. В мусковите из гранитов Таскаринского массива концентрация тантала близка к содержанию в лейкократовых гранитах, а ниобия несколько ниже (близко к его содержанию в биотите из биотитовых гранитов). Поэтому отношение ниобия к танталу в мусковите снижается до 4, в то время как в биотитах оно колеблется в среднем от 5 до 16. В мусковите из грейзенов содержание тантала и ниобия низкое (табл. 1), а отношение Nb : Ta равно семи. Концентрация этих

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в слюдах из гранитоидов Сарысу-Тенизского водороздела и Мурунтальского массива (г/т)

	Назвап. массивов	Кол. проб	Ta	Nb	Li	Rb	Cs	K%	K/Rb
Биотит из гранодиоритов	I Каптаадыр, Таскара	4	4,5	45	55	250	<5	4,3	
	II Теректы, Мурунтал	2	4,5	45	165	325	10	не опр.	—
Среднее по биотитам из гранодиоритов		6	4,5	45	110	290	7	4,3	150
Биотиты из биотитовых гранитов	I Каптаадыр, Кашурлы, Таскара	7	6,3	103	550	750	33	5,6	
	II Мурунтал, Сары-Адыр, Амантау	10	5,3	88	290	500	18	4,7	
Среднее по биотитам биотитовых гранитов		17	5,8	96	420	625	26	5,2	81
Биотит из аляскитовых и лейкократовых гранитов	I Улутау, Каптаадыр	4	30	152	870	820	28		
	Шубаркуль, Жамантас, Теректы	3	19	223	330	680	38		
Среднее по биотитам из аляскитовых и лейкократовых гранитов		7	25	188	600	750	33	5,1	75
Хлорит из гранодиоритов	I Улутау, Таскара, Каптаадыр	3	6	53	не опред.			1,3	
	II Шубаркуль	2	3	45	150	105	5	0,9	
Среднее по хлоритам из гранодиоритов		5	4,5	49	150	105	5	1,0	95
Мусковиты									
Гранит грейзен грейзен	I Таскара	1	23	100	850	1650	117	8,0	
	Кашурлы	1	4	30	10	350	<5	6,6	
	II Мурунтал	1	3	20	17	300	<5	4,5	

3

I — ордовикские.

II — девонские.

элементов в хлорите из гранодиоритов очень близка к содержанию их в биотите из этих же пород, что указывает на устойчивость рассматриваемых элементов в процессе хлоритизации биотита.

Сравнение содержания тантала и ниобия в слюдах и хлоритах из гранитоидов Сарысу-Тенизского водороздела и Мурунтальского массива со слюдами из других районов Казахстана и различных регионов СССР в целом приведено в табл. 2. Следует отметить, что средние содержания в биотитах достаточно хорошо совпадают, за исключением несколько повышенного содержания тантала в биотите из гранодиоритов и весьма

пониженной концентрации ниобия в биотите из лейкократовых гранитов по сравнению со средним содержанием этих элементов в слюдах из других регионов СССР. Содержание тантала и ниобия в мусковитах и хлоритах вполне удовлетворительно совпадает с содержанием рассматриваемых элементов в подобных минералах из других районов.

Литий, рубидий и цезий. Распределение редких щелочей в биотитах подобно танталу и ниобию характеризуется увеличением содержания их от гранодиоритов к биотитовым и далее к аляскитовым и лейкократовым гранитам. В среднем это увеличение достаточно значительное (литий в 6 раз, рубидий в 2,5 раза, цезий в 5 раз). Соответственно снижается в них $K : Rb$ отношение. Однако в целом, биотиты из гранитоидов Сарысу-Тенизского водораздела и Мурунтальского массива значительно обеднены редкими щелочами по сравнению с биотитами из аналогичных гранитоидных комплексов Центрального Казахстана и других районов Советского Союза (табл. 2). Установленная закономерность, по-видимому, является специфической особенностью биотитов данного района.

Таблица 2

Среднее содержание Ta, Nb, Li, Rb и Cs в слюдах и хлоритах из гранитоидов различных районов СССР (I) и Центрального Казахстана (II — Токраусский синклиорий, III — Сарысу-Тенизский водораздел)

		Колич. проб	Ta	Nb	Li	Rb	Cs	
Биотит из гранодиоритов	I	17	3,3	42	200	640	27	
	II	8	3,1	25	322	705	48	
	III	6	4,5	45	110	290	7	
Биотит из биотитовых гранитов	I	38	6	85	562	870	42	
	II	12	3,7	76	724	980	38	
	III	17	6,1	97	410	666	27	
Биотит из лейкократовых гранитов	I	40	25	280	1880	2160	146	
	II	8	12	197	2140	1960	89	
	III	7	25	184	600	750	33	
Мусковит из мусковитовых гранитов	I	27	22	121	834	1530	67	
	II		не определялось					
	III	1	23	100	850	1650	117	
Хлорит из гранодиоритов	I	11	3,5	38	125	140	5	
	II	3	3	33	100	180	<5	
	III	5	4,4	50	150	105	5	

Содержание лития, рубидия и цезия в мусковите из гранитов значительно увеличивается по сравнению с биотитом. Мусковиты из грейзенов и хлориты из гранодиоритов характеризуются очень низким содержанием редких щелочей, что свидетельствует о выносе их в процессе хлоритизации и грейзенизации. По сравнению со средними содержаниями этих элементов в мусковитах и хлоритах из других районов Советского Союза оно практически ничем не отличается, за исключением повышенного, в два раза, содержания цезия в мусковите.

Таким образом, содержание Ta, Nb, Li, Rb и Cs в биотитах из гра-

нитондов района растет от гибридных пород (гранодиориты) к наиболее дифференцированным (лейкократовые и аляскитовые граниты) примерно в 4—5 раз. Соответственно этому снижается и $K : Rb$ отношение. Однако в целом содержание редких щелочей в биотитах из гранитоидов района низкое. Оно в 1,5—3 раза ниже чем в биотитах из других районов СССР. Установлено, что в процессе грейзенизации во вновь образующемся мусковите не наблюдается накопления тантала, ниобия и редких щелочей. При хлоритизации биотитов литий, рубидий и цезий интенсивно выносятся, а содержание тантала и ниобия практически не меняется.

Московский государственный
университет

Поступила 10.V.1969.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Афанасьев Г. Д., Соболев Р. Н. Возраст гранитоидов Амантау и Сарыадыр (Центральный Казахстан) и их реперное значение для границы франского и фаменского ярусов верхнего девона. Тр. XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1966.
2. Соболев Р. Н. Геолого-петрографические особенности гранитоидов первого девонского интрузивного комплекса Сарысу-Тенизского поднятия. Изв. высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 3, 1961.
3. Соболев Р. Н., Кабанов Ю. Ф. О глубине формирования девонских гранитоидов восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. Изв. высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 6, 1967.
4. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюлл. Москов. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXIV, вып. 1, 1959.
5. Ситнин А. А. О содержании Ta и Nb в слюдах из гранитоидов СССР. Геохимия, № 9, 1966.
6. Соболев Р. Н., Ситнин А. А., Дорохов И. Л. Элементы-примеси в слюдах из гранитоидов Токраусского синклиория и прилегающих районов Центрального Казахстана. Советская геология. № 9, 1968.

О .А. АЗЕРНИКОВА

ЦИКЛИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ ВОДНОСТИ ОЗЕРА СЕВАН

В настоящей работе излагаются результаты попытки выявить гармонические составляющие в многолетних колебаниях аккумуляции вод в озере Севан и в основных определяющих ее факторах. Закономерности изменений аккумуляции вод в Севане представляют значительный интерес, учитывая, что этот водоем снабжает водой и электроэнергией важнейшие экономические районы Армянской ССР, и вопрос о рациональном использовании севанской воды является насущным.

Аккумуляция воды в водоеме является результирующей прихода и расхода воды. Уравнение водного баланса озера Севан можно представить в следующем виде:

$$\bullet \quad Q_1 + r + p_1 = E + Q_2 + p_2 \pm A_1$$

Здесь Q_1 —приток в озеро поверхностных вод; r —осадки на зеркало; p_1 —подземный приток; E —испарение; Q_2 —поверхностный сток; p_2 —подземный сток; A_1 —фактическая аккумуляция вод в озере.

Изменчивость естественной аккумуляции вод в Севане весьма значительна: годовой объем аккумуляции в период с 1891 по 1966 гг. изменялся от 750 до минус 350 млн. м³ (естественной аккумуляцией, в отличие от фактической, мы называем ту аккумуляцию, которая наблюдалась бы в бессточном озере).

Объем естественной аккумуляции можно вычислить по уравнению:

$$A = S (h_n - h_{n-1}) + Q_2.$$

Здесь A —естественная аккумуляция вод; S —площадь озера; h_n —уровень озера в конце данного года; h_{n-1} —уровень озера в конце прошедшего года.

Указанным способом мы рассчитали годовые объемы естественной аккумуляции вод за 1891—1919 гг. Данные за 1927—1966 гг. были приняты по расчетам Армглавэнерго, произведенным таким же способом. Разрыв ряда аккумуляции в 1920—1926 гг. связан с отсутствием данных о годовых уровнях в этот период.

Расчет аккумуляции вод за 1891—1919 гг. выполнен по данным об уровнях озера Б. Д. Зайкова [4]. Сток из озера в этот период не учтен, так как наблюдения над стоком р. Раздан начались лишь в 1926 г. Однако это едва ли сколько-нибудь заметно отразилось на результатах расчета: естественный годовой сток р. Раздан изменялся незначительно от года к году, в сравнении с изменчивостью аккумуляции вод в Севане. Многолетняя амплитуда колебаний стока р. Раздан составляла 50 млн. м³, то есть 5% от амплитуды многолетних колебаний аккумуляции.

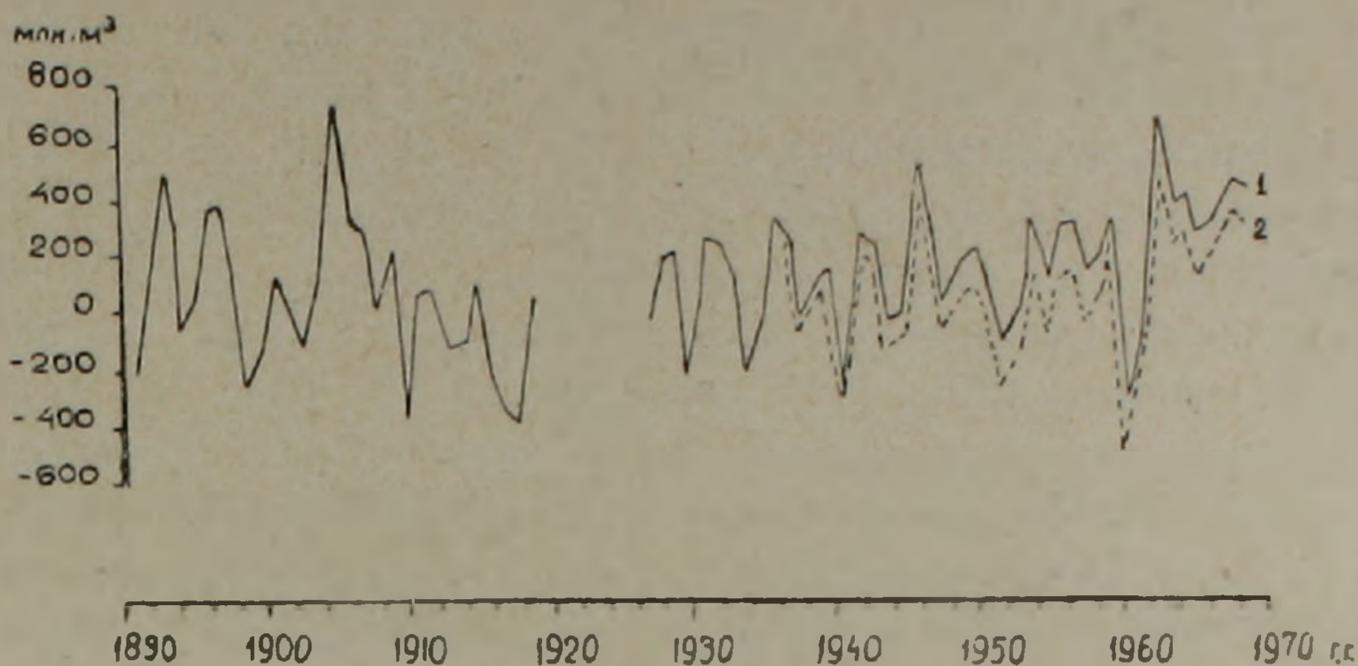
Способы нахождения скрытых регулярных явлений часто разделяют на прямые и косвенные. Для гидрометеорологических рядов, при наличии больших искажений в анализируемой зависимости, более пригодны косвенные методы. К ним можно отнести метод периодограмм, скользящее сглаживание, корреляционный и спектральный анализ.

Чтобы выявить цикличность в многолетних изменениях аккумуляции вод в Севане, мы применили несколько методов, уже апробированных разными авторами на гидрометеорологических рядах. Нами были выбраны метод автокорреляции [2] и две разновидности периодограмма-анализа — метод Кри [12] и метод Карузертс [13]. Каждая из этих методик имеет свои достоинства и недостатки и в совместном применении они дополняют друг друга. На особенностях каждого метода мы не останавливаемся, так как они подробно изложены в литературе. Все они основаны на теории вероятностных процессов, которая позволяет привязать статистические расчеты к координате времени. Таким закономерностям подчиняются обычно стационарные процессы, которые характеризуются постоянством во времени математического ожидания и дисперсии, и корреляционная функция которых зависит только от времени. Гидрометеорологические процессы в некотором приближении являются стационарными [2, 5, 8], поэтому к ним можно применить не только теорию вероятностей, но и теорию вероятностных процессов. Путем спектрального разложения можно установить цикличность, присущую в той или иной мере всем стационарным процессам.

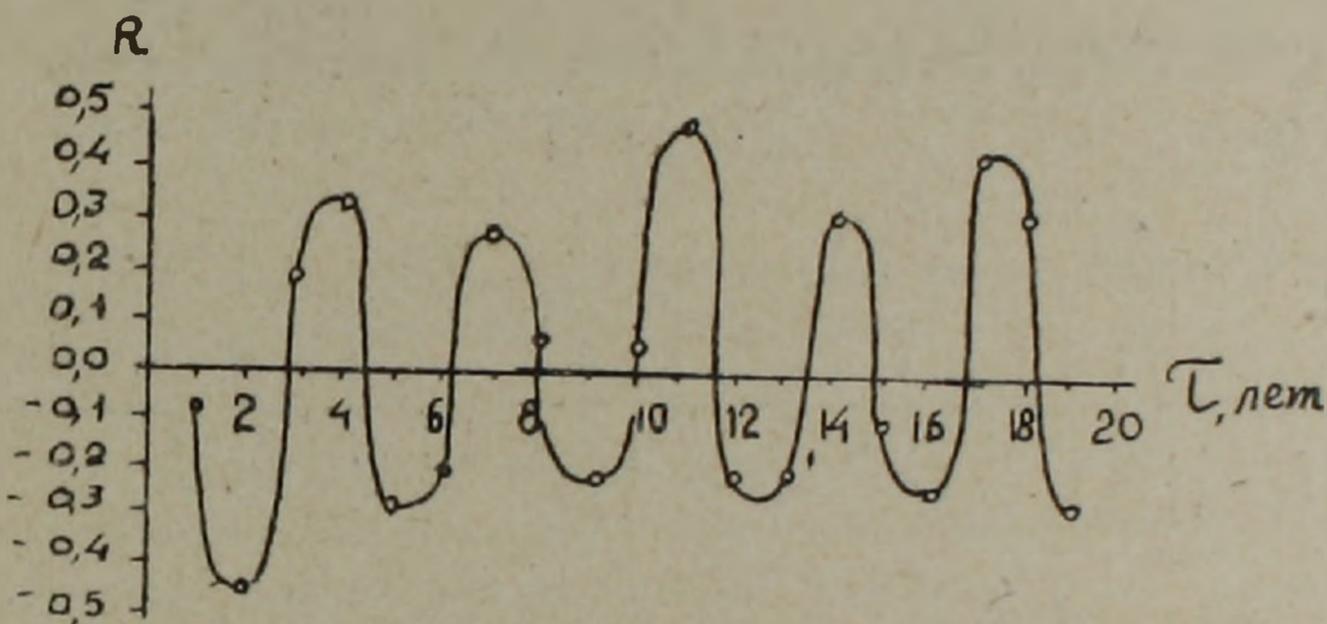
На первый взгляд подобный подход к гидрометеорологическим процессам кажется малообоснованным, так как любое макроявление природы имеет многоступенчатую схему формирования, и его можно рассматривать как последнее звено длинной (формально бесконечной) цепи причинно-следственных явлений. Иначе говоря, по абсолютному происхождению явление природы случайно. Но по своему непосредственному проявлению оно необходимо и поэтому проявляет определенные закономерности.

Колебания аккумуляции вод в озере Севан также относятся к категории неслучайных явлений. На рис. 1 представлен многолетний ход аккумуляции вод в Севане. Уже на приведенной кривой заметна та четырехлетняя ритмичность, с которой появляются экстремальные значения аккумуляции. Однако беспорядочное расположение экстремумов относительно средней линии не позволяет говорить о какой-либо четкой закономерности. Можно даже предположить, что рассматриваемый ряд является случайным и только имитирует цикличность колебаний. Однако, вычислив критерий реальности отличия наблюдаемого ряда от случайного, можно убедиться, что это не так. Мы выбрали критерий δ , предложенный А. В. Рождественским [8] для проверки гипотезы случайности колебаний сток рек: $\delta = \frac{q^2}{\sigma^2}$, где

$$q^2 = \frac{1}{2(n-1)} \sum_{i=1}^{n-1} (x_{i+1} - x_i)^2; \quad \sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2.$$



Фиг. 1. Аккумуляция вод в озере Севан: 1 — натурные данные, 2 — данные, приведенные к условиям озера до спуска.



Фиг. 2. Корреляционная функция $R(\tau)$ аккумуляции вод в озере Севан.

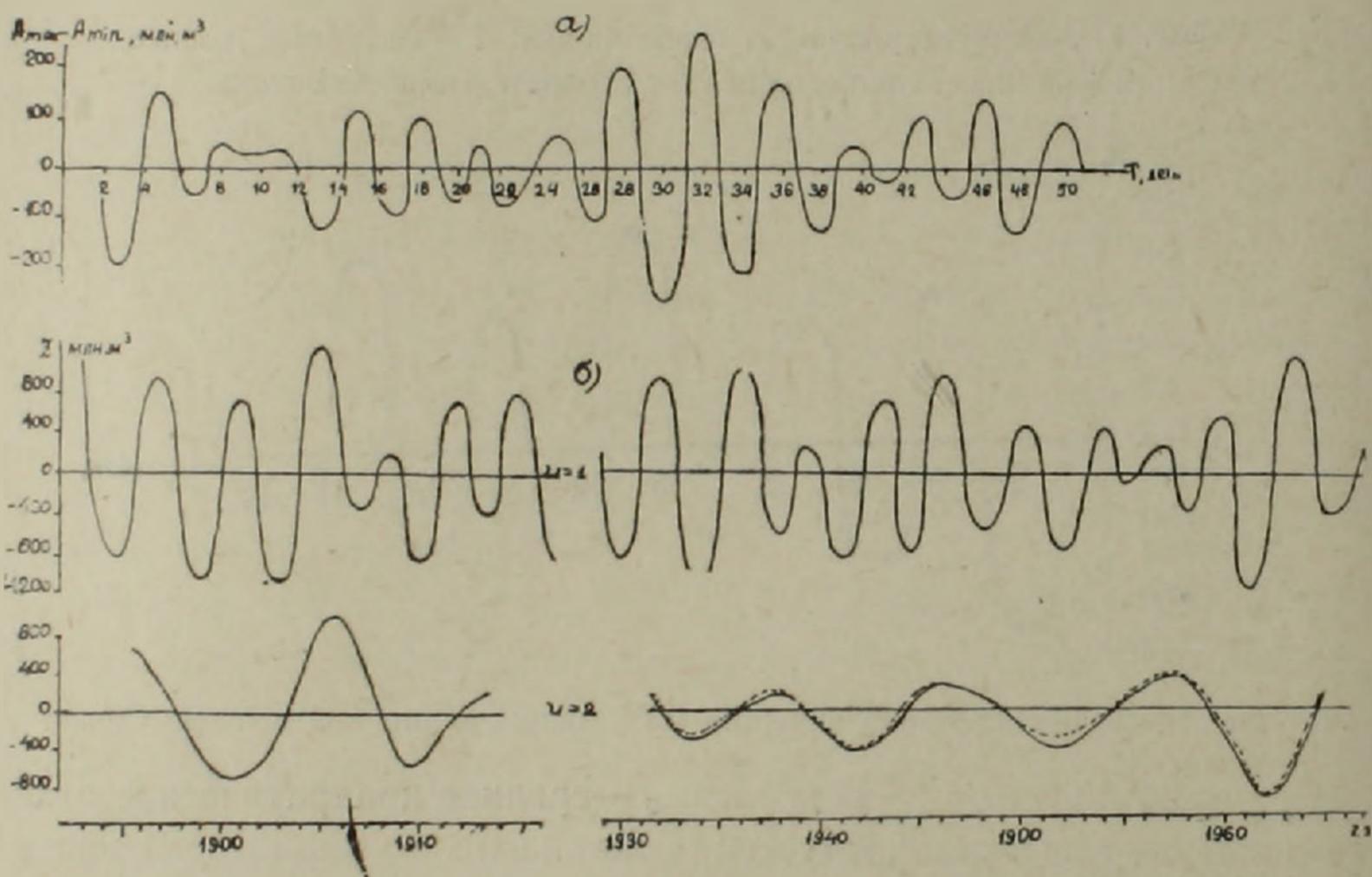
Здесь i — ряд чисел от $i=1$ до $i=n$; σ — среднее квадратическое отклонение ряда; q — тоже квадратическое отклонение, но характеризующее меру колеблемости около какого-то переменного уровня. Чем плавнее и закономернее движение средних значений по сравнению со случайными колебаниями около них, тем меньше значения δ . Эти значения колеблются от 0 до 2. При условии стохастической независимости ряда $S \gg 1$.

Величина δ для ряда аккумуляции в Севане оказалась равной 0,65 за 1891—1919 гг. и 0,78 за 1927—1966 гг. Такое значение δ свидетельствует о том, что колебания в исследуемом ряду являются неслучайными, и для их исследования может быть применена теория вероятностных процессов.

Расчет корреляционной функции аккумуляции вод в озере Севан был произведен за 1927—1966 гг., т. е. за последние 40 лет. Предыдущие 29 лет пришлось отбросить из-за разрыва в наблюдениях, так как для отдельного расчета по этому методу ряд слишком мал. На рис. 2 представлена корреляционная функция аккумуляции $R(\tau)$, рассчитанная с максимальным сдвигом 19 лет. Как видим, скоррелированность членов ряда имеет хорошо выраженный циклический характер: $R(\tau)$ принимает максимальные значения через 3—4 года. Наибольшие коэффициенты корреляции имеют место при сдвигах 4, 11, 17 лет. Они равны соответ-

ственно 0,34; 0,51; 0,45. Надо отметить, что эти значения заметно выше, чем у температуры воздуха и у стока рек, когда максимальные значения R , как правило, не превышают 0,25 [2, 9]. Между тем даже такие значения R позволили Ю. М. Алехину успешно экстраполировать $R(\tau)$ и прогноз стока рек с заблаговременностью от одного до пяти лет*.

Далее была рассчитана дифференциальная кривая для аккумуляции вод в Севане за 1891—1966 гг. по методу Кри (рис. 3а). Как видим, ряд, обработанный указанным методом, значительно стабилизировался и обнаружил весьма четкую цикличность с периодом 3—4 года. Метод Карузертс [13] также широко применяется для выявления скрытых регулярных процессов. Этот метод имеет то преимущество, что позволяет



Фиг. 3. а) — дифференциальная кривая Кри, рассчитанная для аккумуляции вод в озере Севан, б) — периодоскоп аккумуляции. Пунктирная кривая — периодоскоп аккумуляции, приведенной к условиям озера до спуска.

определить амплитуду каждой волны. Для расчета периодоскопа аккумуляции в озере Севан по методу Карузертс были использованы все наблюдения за 1891—1966 гг. К сожалению, значительный разрыв в середине ряда ограничил выделение длиннопериодных волн. Как видно из рис. 3б, волна с периодом 3—4 года выделяется на периодоскопе так же четко, как и на коррелограмме и на дифференциальной кривой Кри. Кроме этой волны, на периодоскопе выделяется еще одна, с периодом 9—10 лет. Ее реальность подтверждается двумя кривыми периодоскопа — для $U=2$ и $U=3$ (на рис. 3б приводится только одна из них: $U=2$).

Средняя амплитуда цикла 3—4 года составляет 450 млн. м³, амплитуда цикла 9—10 лет вдвое меньше — 220 млн. м³. Однако, величина ам-

* Задача экстраполяции $R(\tau)$ довольно сложна и решается с помощью электронно-счетных машин. В данной работе вопросы экстраполирования пока не рассматриваются.

плитуды короткой волны периодически изменяется на протяжении ряда лет от минимального значения 120 млн. м³ до максимального 810 млн. м³. Изменчивость более длинной волны значительно меньше—от 150 до 340 млн. м³. Трудно объяснить, чем вызваны такие значительные колебания амплитуды меньшего цикла, но, по-видимому, они не являются случайными, так как такие же «биения» наблюдаются на кривой Кри (рис. 3а). В обоих случаях увеличения амплитуды наблюдаются через 14—15 лет.

В табл. 1 сведены основные результаты анализа цикличности аккумуляции вод в озере Севан.

Таблица 1

Метод выделения циклов	Число лет в цикле		
Автокорреляция	4	11	17
Метод периодограмм Карузертс	3—4	9—10	—
Синхронизирующий метод Кри	3—4	—	—

Примечание: прочерк означает невозможность выделения волн данного цикла из-за ограниченности метода, а не отсутствие волн.

Как видим, все три метода дают близкие между собой результаты, что свидетельствует о реальности выделенных циклов. Вполне достоверными можно считать циклы 3—4 и 9—11 лет.

Здесь необходимо рассмотреть вопрос, является ли весь ряд аккумуляции вод в Севане за 1891—1966 гг. однородным в отношении колебательных процессов. Известно, что в результате спуска озера произошли некоторые перемены в его режиме, которые не могли не отразиться на водном балансе. Эти изменения частично исследованы и описаны в сборнике [7]. С учетом этих исследований мы рассчитали поправку для приведения ряда аккумуляции в период спуска к естественным условиям. Суммарная поправка ΔA вычислена как сумма поправок отдельных элементов водного баланса:

$$\Delta A = \Delta E + \Delta Q_1 + \Delta p_1 + \Delta p_2 - \Delta r.$$

Здесь ΔE —уменьшение испарения, рассчитанное по данным об испарении с зеркала озера в данном году и об уменьшении зеркала озера на этот год, по сравнению с естественным. Также рассчитано уменьшение осадков Δr ; ΔQ_1 —увеличение притока поверхностных вод, вычисленное из расчета, что с освободившейся из под воды территории стекает 55 мм осадков [7]; Δp_1 —дополнительный подземный приток, обусловленный снижением уровня озера. Его значения указаны в работе [11]; p_2 —уменьшение подземного стока из озера, рассчитанное по способу, предлагаемому В. А. Грабовниковым [3]. Значения всех указанных поправок приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Поправки элементов водного баланса для приведения его к естественным условиям (в млн. м³)

Год	ΔQ	Δp_1	$-\Delta E$	$-\Delta p_2$	$-\Delta r$	ΔA
1937	0	15	0	0	0	15
1938	0	20	0	2	0	22
1939	0	30	1	4	0	35
1940	0	40	1	8	0	49
1941	0	42	4	15	1	60
1942	0	45	7	18	3	67
1943	0	48	8	21	3	74
1944	0	50	10	24	4	80
1945	0	50	12	28	4	86
1946	0	50	12	31	7	86
1947	1	50	15	34	9	91
1948	1	50	17	36	7	97
1949	2	50	24	38	8	106
1950	2	50	25	43	10	110
1951	2	50	30	46	17	111
1952	3	50	37	49	10	129
1953	3	50	46	53	18	134
1954	4	50	43	56	20	133
1955	4	50	58	59	28	143
1956	4	50	68	60	31	151
1957	5	50	64	61	28	152
1958	5	50	70	62	37	150
1959	6	50	67	62	50	135
1960	6	35	76	64	44	137
1961	7	50	101	65	29	194
1962	7	50	108	66	54	177
1963	8	35	118	67	83	145
1964	8	12	105	67	47	145
1965	8	20	112	68	71	137
1966	8	0	123	68	60	139
1967	8	0	113	69	73	117
1968	8	0	119	69	64	132
1969	8	0	112	69	56	133

Как видно из табл. 2, изменение аккумуляции за счет изменений в морфологии озера носит достаточно закономерный характер. Примерно до 1961 г. поправка ΔA возрастала, а затем сравнительно стабилизировалась в связи с замедлением спуска озера. Колебания поправки аккумуляции (которые связаны с колебаниями климата озера) весьма незначительны, по сравнению с колебаниями самой аккумуляции.

На рис. 1 пунктиром обозначена кривая аккумуляции, исправленная поправкой ΔA и приведенная таким образом к условиям озера до его спуска. Как видно из рисунка, характер колебаний аккумуляции (т. е. хронология ее минимумов и максимумов) не изменился. Изменилось лишь среднее положение, относительно которого происходят эти колебания.

Из рис. 1 также видно, что тенденция к общему небольшому возрастанию аккумуляции за последние 30 лет (кривая 1) есть следствие морфологических изменений озера, т. к. в ходе приведенной аккумуляции (кривая 2) эта тенденция отсутствует.

Для более строгого контроля однородности имеющихся данных об аккумуляции в отношении их многолетних колебаний мы рассчитали периодоскоп ряда аккумуляции, исправленного поправкой ΔA , т. е. приведенного к условиям до спуска озера. Кривая периодоскопа нового ряда с циклом 3—4 года полностью совпала с кривой, вычисленной для натурального ряда аккумуляции. На кривой с циклом 9—10 лет лишь очень незначительно изменилась амплитуда циклов, период же не изменился (см. линию на рис. 3б, обозначенную пунктиром).

Проведенный анализ дает основание считать имеющийся натуральный ряд аккумуляции вполне репрезентативным относительно колебательных процессов, а выводы о характере цикличности аккумуляции—правомочными.

Чтобы получить представление о генетике циклов в аккумуляции вод озера Севан, была исследована цикличность основных составляющих водного баланса, сумма которых определяет объем аккумуляции в первую очередь. Были проанализированы ряды данных по притоку поверхностных вод в озеро Севан, осадки на его зеркало и испарение с поверхности озера, за 1927—1966 гг. Осадки и испарение за 1927—1958 гг. приняты по расчетам Г. А. Александряна и А. М. Мхитаряна [7]. За 1959—1966 гг. эти элементы рассчитаны нами по методике, рекомендованной теми же авторами. Приток поверхностных вод в Севан за 1927—1966 гг. рассчитан нами.

Результаты анализа цикличности элементов водного баланса приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Циклические составляющие элементов водного баланса озера Севан

	Метод выделения циклов	Число лет в цикле		
Осадки	Автокорреляция	нет	9, 11	нет
	Метод периодограмм Карузера	3—4	9—10	—
	Синхронизирующий метод Кри	3—4	—	—
Приток	Автокорреляция	нет	7, 11	19
	Метод периодограмм Карузера	3—4	нет	—
	Синхронизирующий метод Кри	3—4	—	—
Испарение	Автокорреляция	нет	нет	нет
	Метод периодограмм Карузера	нет	нет	—
	Синхронизирующий метод Кри	нет	—	—

Как видно из табл. 3, циклы в осадках выражены достаточно хорошо и составляют 3—4 и 9—11 лет.

В притоке поверхностных вод так же хорошо выражен цикл 3—4 года. Более длинный цикл менее четок, его длина колеблется от 7 до 11 лет.

Цикличность в ходе испарения настолько неустойчива, что нет оснований считать ее реальной (хотя и здесь слабо намечаются те же циклы, что и в других элементах водного баланса).

Таким образом, циклы в аккумуляции вод длительностью в 3—4 года и 9—11 лет можно считать следствием цикличности тех факторов, которые ее определяют—в первую очередь, осадков и притока поверхностных вод. Нужно заметить при этом, что цикличность в аккумуляции выражена отчетливее, чем в любом из элементов водного баланса. По-видимому, само озеро играет некую регулирующую роль (например, путем подземного водообмена) и делает колебания водонакопления в своем ложе более плавными, более стационарными.

Что касается физической интерпретации полученных результатов, то при современном уровне знаний о причинно-следственных связях в системе «Земля—атмосфера—космос» наши возможности пока еще очень ограничены. Пока здесь можно сказать лишь следующее.

Цикл длиной в 3—4 года в колебаниях гидрометеорологических элементов встречается нередко. Несколько лет тому назад нам, в частности, удалось выделить четырехлетний цикл в колебаниях зимней температуры воды в Баренцевом море [1]. Как было установлено группой авторов [10], в колебаниях годовой температуры воды Баренцева моря присутствует целый ряд гармоник, с периодом 4, 7, 11 и 18 лет. Наличие близких по длине циклов в колебаниях таких разных элементов, как температура воды в Баренцевом море и водность Севанского бассейна, а также множество других подобных примеров в разных районах Земли позволяет говорить о глобальном характере первопричин, вызывающих эти колебания.

О происхождении 4-летнего цикла пока трудно сказать что-либо определенное. Что же касается цикла 9—11 лет, то он встречается повсеместно [5, 6, 9, 10], и обычно его связывают с физической переменностью Солнца. Как известно, активность Солнца имеет относительно упорядоченный характер, который выражается, в частности, хорошо известным 11-летним циклом (период в этом цикле изменяется от 8 до 13 лет).

Цикл 17—19 лет, который обнаружен нами в колебаниях аккумуляции и притока вод в Севан, может быть связан с вариацией приливобразующей силы Луны [6], период которой изменяется от 17 до 21 года.

Наряду с дальнейшим изучением генетики циклических колебаний, уже в настоящее время делаются успешные попытки использовать эти данные для прогнозирования гидрометеорологических элементов [2, 6].

В этом аспекте может быть использована также цикличность аккумуляции и других элементов водного баланса озера Севан, поскольку она выражена не хуже (а в некоторых отношениях и лучше), чем цикличность других природных процессов. Предварительные расчеты по приближенным методам показали, что такая возможность является вполне реальной.

Օ. Ա. ԱԶԵՐՆԻԿՈՎԱ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ԶՐԱՅՆՈՒԹՅԱՆ ՑԻԿԼԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում դիտարկվում են Սևանա լճի ջրերի կուտակման և այն որոշող էլեմենտների-մակերևույթային ջրերի հոսքի, տեղումների և գոլորշիացման բազմամյա տատանումների գոյություն ունեցող ցիկլայնության անալիզի արդյունքները: Հետազոտությունները կատարված են երեք ձևերով՝ ավտոկորելյացիայի, Կրիի և Կարուզերսի մեթոդներով: Զրային բալանսի բոլոր էլեմենտների տատանումներում, բացառությամբ գոլորշիացման, հայտնաբերված են ցիկլայնության բաղադրիչներ 3—4 և 9—11 տարի պարբերությամբ: Մակերևույթային ջրերի հոսքի և լճի ջրերի կուտակման համար ևս գոյություն ունի ցիկլ 7—19 տարի պարբերությամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азерникова О. А. Долгосрочный прогноз температуры воды в Баренцевом море. Труды Полярного науч.-иссл. ин-та морского рыбного хоз.-ва и океанографии. Вып. 20, 1967.
2. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. Изд. Ленинградского ун-та, 1963.
3. Грабовников В. А. Фильтрация из озера Севан и ее изменение в процессе понижения уровня озера. В сборнике «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме». Т. 1, 1961.
4. Зайков Б. Д. Гидрологический очерк бассейна озера Севан. Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна. Ч. 1, вып. 3, 1933.
5. Калинин Г. П. Некоторые закономерности колебаний стока рек Северного полушария. В сборнике «Многолетние колебания стока рек и вероятностные методы его расчета». Изд. Московского гос. ун-та, 1967.
6. Максимов И. В. и Смирнов Н. П. Опыт построения долгосрочного прогноза форм атмосферной циркуляции в Северном полушарии компонентно-гармоническим методом. Тр. Арктического и Антарктического ин-та, т. 262, 1966.
7. Мхитарян А. М., Александрян Г. А. и Атаян Э. А. Водный баланс озера Севан. Результаты комплексных исслед. по Севанской проблеме. Том 1, 1961:
8. Рождественский А. В. Статистический анализ циклических колебаний некоторых стоковых рядов. Тр. Ленинградского гидрометинститута, вып. 26.
9. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. ГИМИЗ, Л., 1966.
10. Смирнов Н. П., Саруханян Э. И., Бочков Ю. Я. Многолетние колебания гидрологического режима Баренцова и Норвежского морей и возможности их прогнозирования. В сборнике «Материалы сессии Ученого совета ПИНРО по результатам исследований в 1965 году», вып. 8, Мурманск, 1967.
11. Суицов М. А. Подземный приток в озере Севан. Материалы комплексных исследований по Севанской проблеме, т. 1, 1961.
12. Хомерики И. В. К вопросу исследования циклических вариаций речного стока. В сборнике «Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчета». Изд. Московского ун-та, 1967.
13. Carrutners N. A. simple periodoscope for meteorological data. J. Roy. Met. Soc.; vol. 70, № 7305, 1944.

Р. Г. АРУТЮНЯН

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СРЕДНЕАРАКСИНСКОГО
ПРОГИБА И ЮГО-ЗАПАДНОГО БОРТА
ФОНТАНСКОГО МИНИМУМА

До последнего времени вопросы теплового режима недр территории Армянской ССР оставались неосвещенными. В результате проведения глубокого разведочного бурения на нефть и газ в республике получены фактические данные, позволяющие в первом приближении наметить геотермические условия Араратской котловины. В основу статьи положены данные по замеру температур в четырех скважинах с установившимся тепловым режимом, а также результаты термокаратажа по семи скважинам и замеры температур, производимых в процессе отбора глубинных проб воды. Из множества скважин с неустановившимся тепловым режимом были отобраны, в основном, те, период покоя которых превышал более 10 суток. Исключение составляют две скважины с периодом покоя 3 и 8 суток.

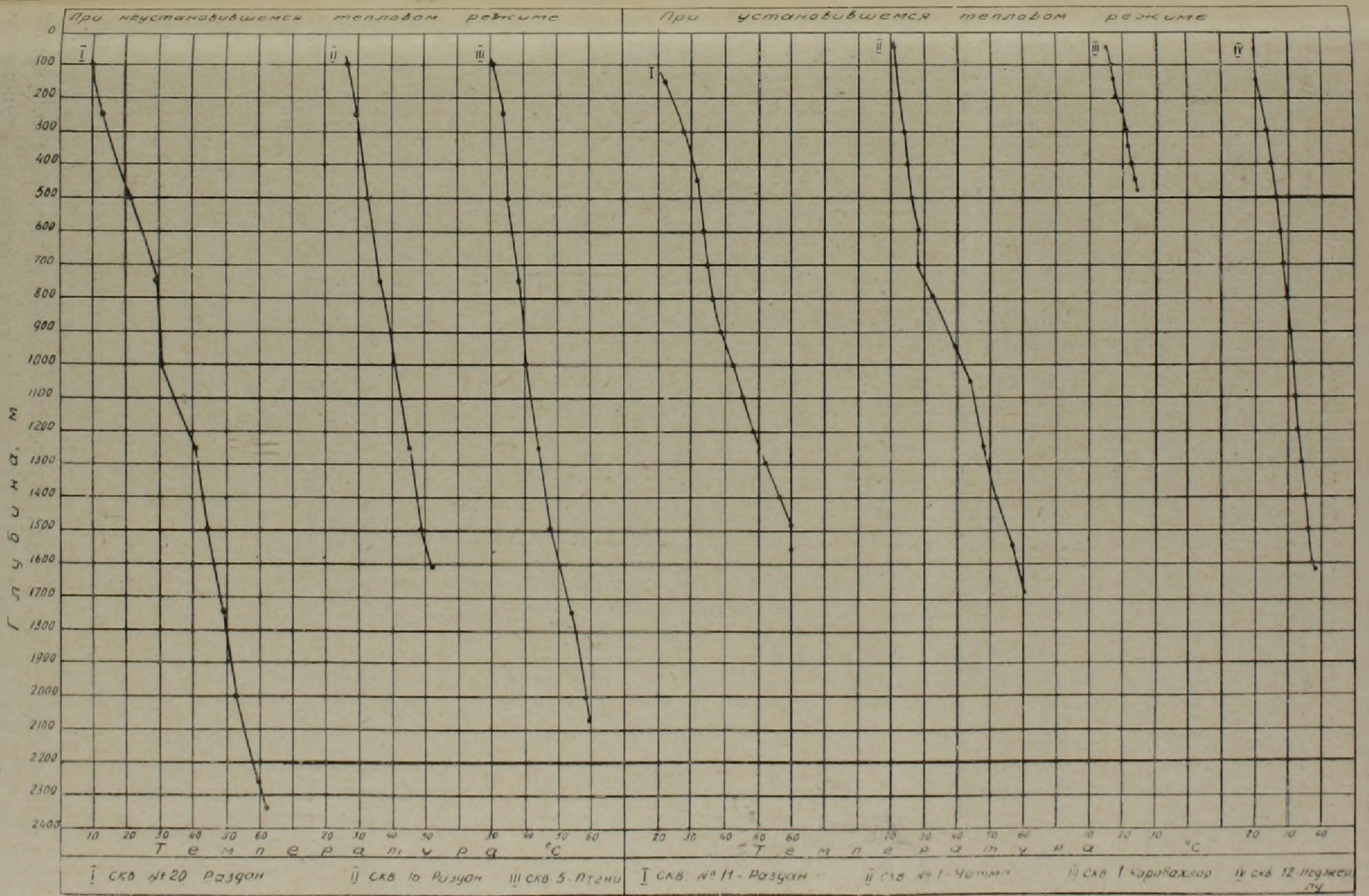
При сравнении результатов специальных замеров в скважинах с установившимся тепловым режимом и электротермометрических замеров, выяснилось, что они вполне идентичны между собой.

Как в первом, так и во втором случае возрастание температур с глубиной происходит почти по прямой линии. Это наглядно отображено на графике изменения температуры с глубиной при различных тепловых режимах (фиг. 1). Следовательно, можно полагать, что данные массовых электротермометрических замеров могут быть применены, в сочетании с замерами при установившемся тепловом режиме, для выяснения геотермических условий недр исследуемой территории.

Существующий фактический материал по геотермическим условиям позволил произвести расчет геотермической ступени и построить схемы их распределения.

С целью исключения возможности влияния геоморфологических и климатических факторов на геотермические условия вышележащих слоев, расчет геотермической ступени произведен для глубин ниже 100 м и далее по кратным 250 м.

Диапазон изменения температур в пределах глубин 100—3000 м составляет 8—96°C. Геотермическая ступень колеблется в широких пределах. Так в верхнем интервале глубин (100—250 м) геотермическая ступень изменяется от 27 до 83 м/°C. Несколько возрастает геотермическая ступень в интервале 750—1000 м, где его значения колеблются в пределах 27—227 м/°C. В нижних интервалах глубин (1750—2000—2250 м) геотермическая ступень сравнительно уменьшается, достигая значений 35—108 м/°C. В общем же, по мере увеличения глубин отмечается возрастание значений геотермической ступени до интервалов 1000—1250 м,



Фиг. 1. График изменения температуры с глубиной в Среднеараксинской депрессии и юго-западном борту Фонтанского минимума.

ниже которых она сравнительно уменьшается до 35—53 м/°С (табл. 1).

Закономерности пространственного изменения величины геотермической ступени изображены на схемах для интервалов, по которым имеется наибольшее количество фактических данных (фиг. 2).

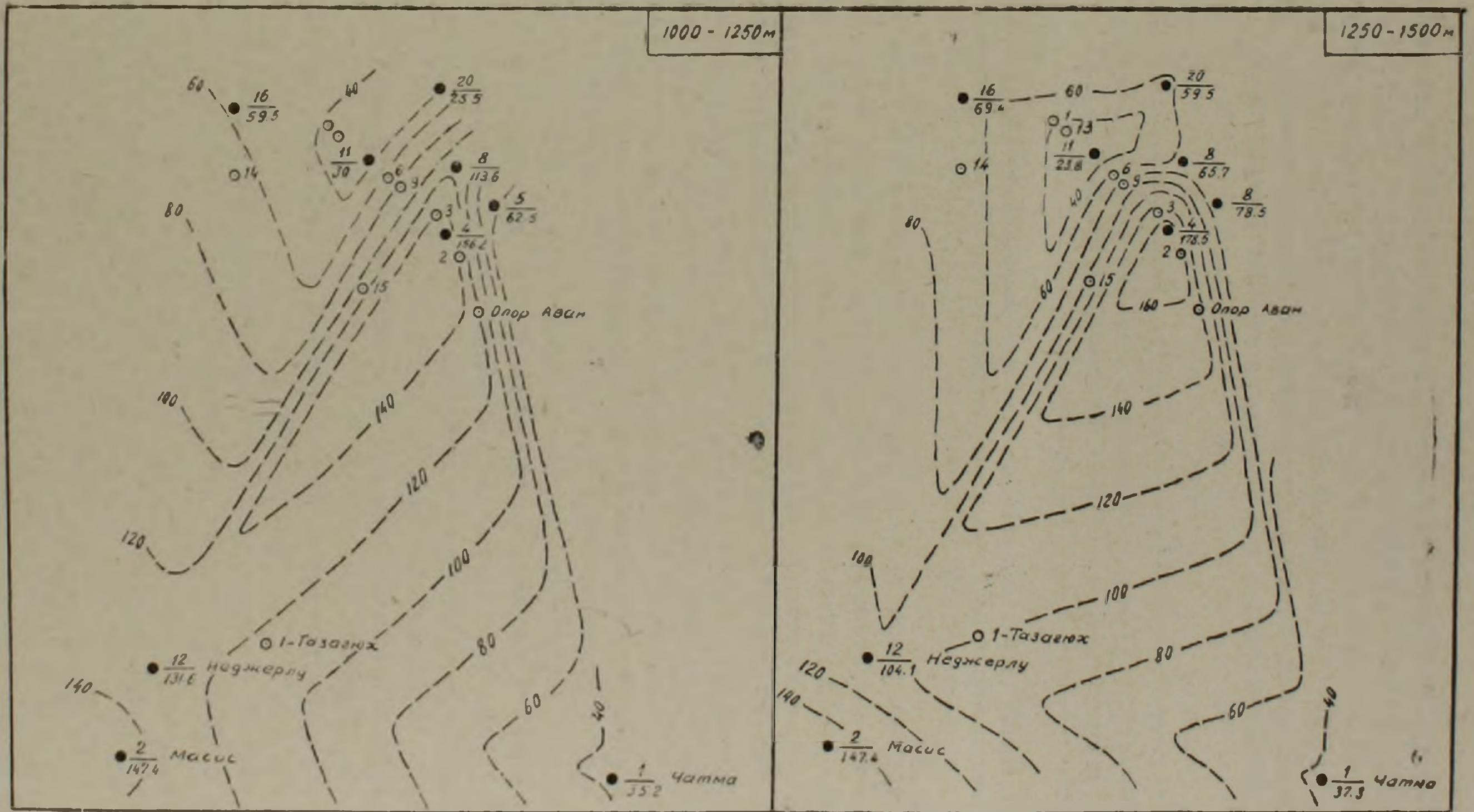
Таблица 1

Значения геотермической ступени М°/С

Местоположение и № скважины	Интервалы глубин м									
	100—250	250—500	500—750	750—1000	1000—1250	1250—1500	1500—1750	1750—2000	2000—2250	2250—2500
Раздан—4	34,0	119,0	131,5	83,3	156,2	178,5	—	—	—	—
Раздан—8	26,7	39,0	78,1	138,3	113,6	65,7	96,1	69,3	62,5	$\frac{91,6^*}{2360}$
Раздан—20	29,4	27,7	32,0	227,2	25,5	59,5	55,5	69,4	35,7	$\frac{47,3}{2340}$
Раздан—16	62,5	69,4	69,4	56,8	59,5	69,4	$\frac{34,3}{1610}$	—	—	—
Раздан—11	—	41,0	75,7	39,6	30,1	23,8	—	—	—	—
Неджерлу—12	75,0	64,1	78,1	119,0	131,6	104,1	$\frac{60,0}{1620}$	—	—	—
Масис—2	75,0	357,1	119,0	166,6	147,4	147,4	—	166,6	108,7	53,1
Чатма—1	83,3	92,5	51,0	26,8	35,2	37,3	$\frac{31,7}{1700}$	—	—	—
Птгни—5	41,6	208,3	78,1	125,0	62,5	78,1	36,6	62,5	$\frac{42,5}{2068}$	—

* Знаменатель — интервал глубины, числитель — значения геотермической ступени для этого интервала.

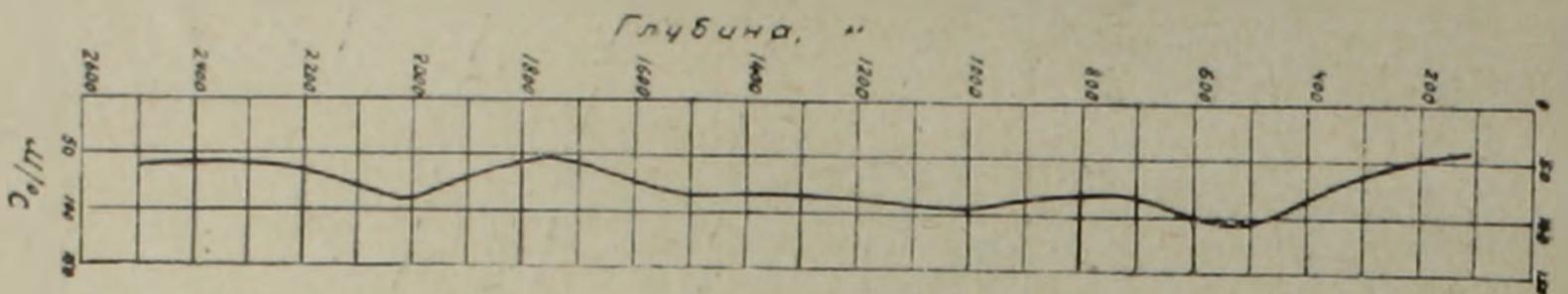
Из представленных схем вырисовывается общая закономерность, заключающаяся в том, что минимальные значения геотермической ступени распределяются в северо-западной части рассматриваемого региона в районе расположения скважин 11 и 20—Раздан. Возрастают они в юго-восточном направлении, где на участке скважины 4—Раздан достигают своего максимума. К югу от последней наблюдается постепенное уменьшение и лишь на участке с. Масис отмечается рост величин геотермической ступени. По имеющимся фактическим данным построен график усредненной кривой, отражающей общие особенности изменения геотермической ступени территории в зависимости от разных интервалов глубин (фиг. 3). На ней сверху вниз можно выделить несколько участков. Первый участок охватывает глубины 100—500 м, для которого характерно увеличение величин геотермической ступени. Вторым участком характеризуют глубины 500—1000 м, где геотермическая ступень несколько уменьшается (до 750 м), но затем на глубине 1000 м кривая вы-



Фиг. 2. Схемы распределения величин геотермической ступени в Среднеараксинской депрессии и юго-западного борта Фонтанского минимума для разных интервалов глубин. Составил Арутюнян Р. Г. ● $\frac{11}{30}$ — Скважины, в которых изучен геотермический режим (в числителе номер скважины, в знаменателе — величина геотермической ступени).

полаживается, приобретая близкие к первоначальным для интервала значения ступеней.

Незначительные уменьшения геотермической ступени отражаются на следующем участке кривой, охватывающей глубины 1000—1500 м. Величина геотермической ступени на четвертом участке кривой, в пределах глубин 1500—1750 м, уменьшается и, затем увеличивается на глубине 2000 м. Наконец, пятый участок отражает перегиб, связанный со снижением роста геотермической ступени на глубине 2000—2500 м.



Фиг. 3. Усредненный график изменения величин геотермической ступени по глубине в Среднеараксинской депрессии и юго-западного борта Фонтанского минимума.

Неравномерное распределение величин геотермической ступени по площади разных интервалов глубин, находит свое объяснение в литолого-фациальных, геоструктурных и гидродинамических особенностях территории. Нам представляется, что распределение минимальных значений геотермической ступени в периклинальной части Аштарак-Спандарянского поднятия, на участке скважин 11-, 16- и 20-Раздан, вероятно, связано с влиянием газовых скоплений, затрудняющих рассеивание тепла снизу вверх. Наличие их подтверждается имевшими место газопрооявлениями в скважине 11-Раздан. Рост геотермической ступени по направлению к центральной части Ереванского прогиба (скв. 4-Раздан) очевидно связан с увеличением плотности пород и наличием соленосных толщ, отличающихся высокой теплопроводностью. Возможно также, что рост ступеней здесь обусловлен слабым переносом тепла подземными водами вследствие затрудненного водообмена.

Резюмируя изложенное можно заключить:

1. В недрах исследуемой территории существует выраженная геотермическая зональность.
2. Широк диапазон изменения температуры с глубиной — от 8 С° на глубине 100 м и 96С° на глубине 3000 м.
3. С глубиной отмечается относительное увеличение величин геотермической ступени для разных интервалов глубин.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 28.IV.1969.

Ռ. Գ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՄԻՋԻՆ ԱՐԱՔՍՅԱՆ ԻՋՎԱՄՔԻ ԵՎ ՖՈՆՏԱՆԻ ՄԻՆԻՄՈՒՄԻ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ
ԵԶՐԻ ԳԵՈԹԵՐՄԻԿ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Գեոթերմիկ պայմանների պարզաբանումը կատարված է հաստատուն ջերմային ռեժիմ ունեցող շորս հորատման անցքերում գեոթերմիկ շափումների (Ա. Ա. Ավետիսյանց, 1969), յոթ հորատման անցքերի ջերմակարոտաժի և խորքային ջրերի նմուշարկման ժամանակ տարված ջերմաստիճանի շափումների տվյալների հիման վրա:

Ուսումնասիրվող տերիտորիայի ընդերքում գոյություն ունի ընդգծված գեոթերմիկ շերտավորություն: Ջերմաստիճանի փոփոխության սահմանները լայն է. հարյուր մետրի վրա 8°C -ից մինչև 96°C երեք հազար մետր խորության վրա:

Խորացմանը զուգընթաց նկատվում է գեոթերմիկ աստիճանի մեծության աճ, որը տարրերվում է խորության տարբեր հաստվածների համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аветисянц А. А. Тепловые константы горных пород и величина плотности теплового потока по скважине 11-Р Принереванского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, № 4, 1968.
2. Арутюнян Р. Г. Гидрогеохимическая характеристика и генезис пластовых вод третичных отложений Араратской котловины Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. XVII, № 3—4, 1964.
3. Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., 1963.

Г. Б. АРАКЕЛЯН

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ЦИНКА В РУДНИЧНЫХ ВОДАХ
МЕДНО-КОЛЧЕДАННЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

В исследуемом районе рассматриваются медноколчеданные месторождения (Алаверди, Шамлуг, Чибухлы-Желтореченский участок) и полиметаллические—(Ахтала, Привольное).

В геологическом отношении медно-колчеданные месторождения характеризуются пестрым составом пород [1]. На Алавердском и Шамлугском участках породы представлены вулканогенно-осадочным комплексом (разновидности порфиритов) средне-юрского возраста, а Желтореченский участок сложен карбонатными отложениями мела и вулканогенно-осадочными образованиями эоцена. Группа полиметаллических месторождений также отличаются друг от друга в геологическом строении. Так, например, Ахтальское барито-полиметаллическое месторождение сложено вулканогенными породами средней юры, кварцевыми порфирами и туфобрекчиями порфиритов.

Район Привольненского участка сложен вулканогенами и вулканогенно-осадочными образованиями средне-эоценового возраста. Породы представлены порфиритами, кварц-порфирами, известковистыми туфопесчаниками.

Рудничные воды опробовались, главным образом, в штольнях, за редким исключением, в устьях горных выработок. Ввиду сильной трещиноватости пород на участках месторождений воды, циркулирующие в рудных телах, являются трещинно-пластовыми. Химический состав вод, в основном, представлен гидрокарбонатно-сульфатными, сульфатно-гидрокарбонатными и сульфатными типами с общим катионным составом: кальций, натрий и магний.

Из общих физико-химических показателей бросается в глаза широкий диапазон минерализаций: от 0,3 до 5,0 г/л; $pH = 2,0 - 7,5$ и окислительно-восстановительного потенциала от (+60 мв) до (+530 мв).

Несмотря на разность геологического строения различных месторождений, наблюдается некоторая закономерность форм миграции цинка в рудничных водах.

Была сделана попытка определения неорганических форм цинка расчетным путем. На основании известных уравнений общего баланса элемента в водных растворах и констант нестойкости [2, 3, 4, 5, 6] реакций равновесия было определено валовое содержание цинка:

$$\Sigma Zn = [Zn^{2+}] + [Zn(SO_4)_2^{2-}] + [ZnSO_4] + [ZnOH^+]$$

Преобразовав уравнение и введя в каждом отдельном случае соответствующие величины, получим:

Таблица 1

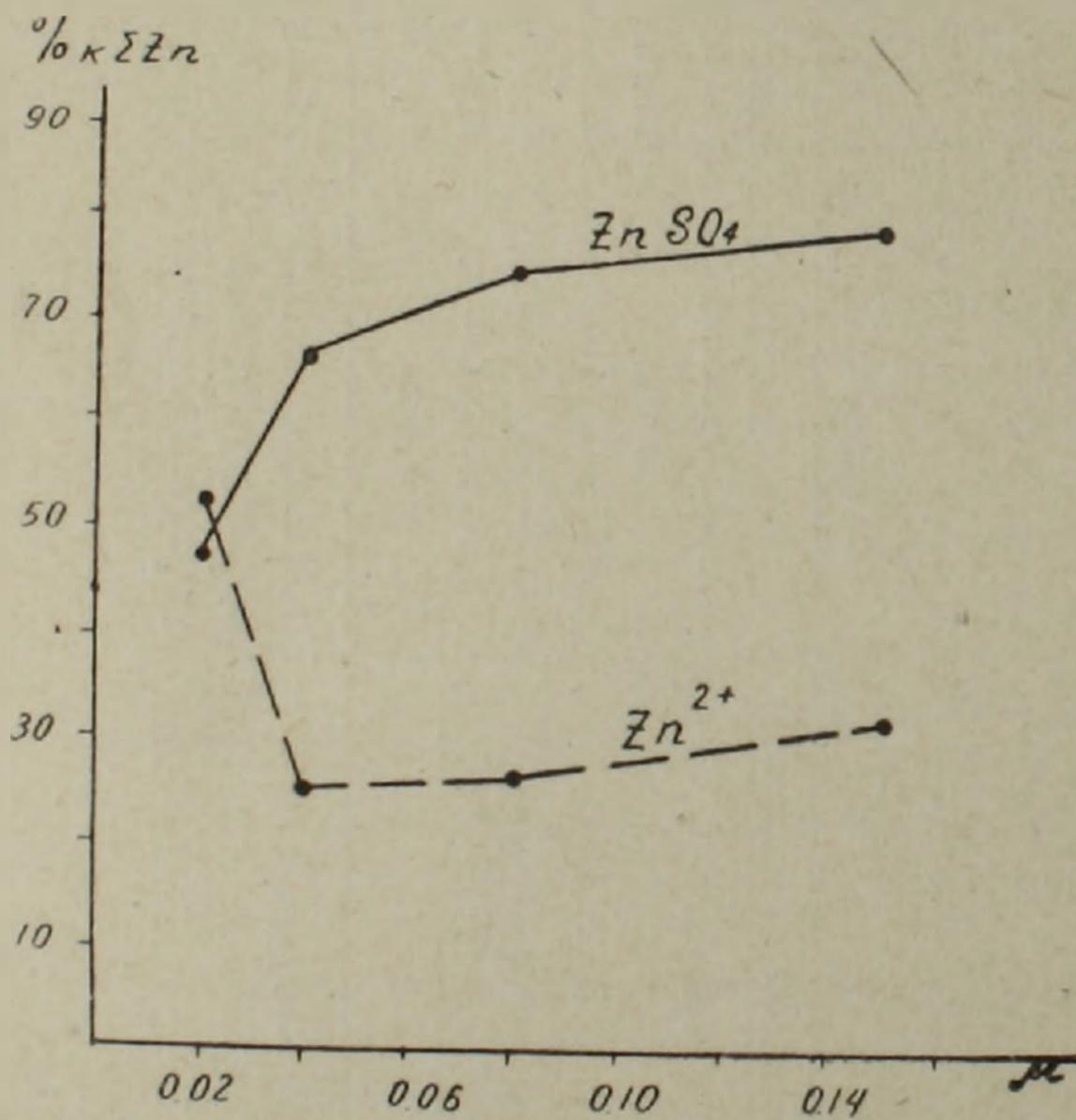
Основные формы миграции цинка в рудничных водах

Тип месторождений	Количество проб	Основные характеристики вод				Содержание основных форм цинка в %		
		тип вод	Eh, мв	pH	ионная сила воды	[Zn ²⁺]	[Zn(SO ₄) ₂ ²⁻]	ZnSO ₄
Медноколчеданные месторождения (Шамлуг, Алаверди, Чибухлы-Желтореченский участок)	32	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg	190-290	4,9-7,1	0,015-0,026	3,7-54,8	—	45-62,9
		SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Na	60-370	5,0-6,8	0,03-0,05	2,0-34,5	1,1-1,4	63,7-75,2
		SO ₄ -Ca-Na	96-320	3,7-6,5	0,06-0,2	17,5-87,0	0,46-4,0	70,5-80,7
Полиметаллические месторождения (Ахтала, Привольное)	26	SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Na	140-360	6,6-7,5	0,01-0,03	14,3-99,0	—	18,3-55,8
		SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Na	140-390	6,8-7,5	0,036-0,06	10,7-81,6	0,2-0,75	49-89,3
		SO ₄ -Ca-Na-Mg	430-530	2,0-2,5	0,06-0,15	18,9-24,0	0,8-1,1	75,4-80,2

$$\Sigma Z_n = [Zn^{2+}] + \frac{[Zn^{2+}] \cdot [SO_4^{2-}]^2 \cdot f_2^2}{3,0 \cdot 10^{-2}} + \frac{[Zn^{2+}] [SO_4^{2-}] \cdot f_2^2}{4,6 \cdot 10^{-3}} + \frac{10^{-10} \cdot [Zn^{2+}] \cdot f_2}{[H^+] \cdot f_1^2}$$

Решив в каждом конкретном случае уравнение и принимая, что $\Sigma Z_n = 100\%$, получим содержание каждого комплекса в процентах к ΣZ_n . Результаты расчетов приведены в табл. 1. Для составления таблицы были использованы предельные характеристики рудничных вод по двум группам месторождений: медноколчеданным и полиметаллическим.

Из приведенных данных видно, что в рудничных водах медноколчеданных (Шамлуг, Алаверди, Чибухлы-Желтореченский участок) и полиметаллических (Ахтала, Привольное) месторождениях основными формами миграции цинка являются ионная форма Zn^{2+} и нейтральные молекулы $ZnSO_4$. Дисульфат цинка $Zn(SO_4)_2^{2-}$ имеет подчиненное значение, причем, он может существовать только в кислых водах с $pH < 4$ ввиду малой величины константы нестойкости, поэтому, он малоустойчив, и при $pH > 4$ разлагается на сульфат цинка и сульфат-ион. Рассматривая другую форму цинка $ZnOH^+$ наблюдаем, что при содержании $Zn^{2+} > 10$ мг/л и $pH > 7,5$ резко повышается доля гидрооксида цинка. Но так как он встречается в единичных случаях, то, для рассматриваемых нами рудничных вод, не представляет особого интереса.



Фиг. 1.

При изучении форм миграции цинка в рудничных водах различных сульфидных месторождений нами была сделана попытка проследить некоторые особенности миграции форм цинка в зависимости от ионной силы рудничных вод (фиг. 1). Из приведенного графика видно, что при

увеличении ионной силы воды процентное содержание Zn^{2+} уменьшается, так и не достигая своего наивысшего содержания (при низких ионных силах). Другую картину представляет $ZnSO_4$, у которого с увеличением ионной силы воды наблюдается постоянное увеличение процентного содержания.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.III.1969.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А. Алавердский рудный район. Изд-во АН Арм. ССР, 1968.
2. Крайнов С. Р., Волков Г. А., Королькова М. Х. Особенности распространения и формы миграции микроэлементов (Zn, Cu, Hg, Rb, Cs, As, Ge, Li) в углекислых водах Эльбрусского вулканического района. Геохимия, № 2, 1966.
3. Аракелян Г. Б., Кочарян А. Г., Эленбоген А. М. О формах миграции меди, свинца и цинка в подземных водах. Промышленность Армении, № 9—10, 1967.
4. Фиалков Я. А., Шека З. А. Журнал неорганической химии, т. I, вып. 6, 1956.
5. Лурье Ю. Ю. Справочник по аналитической химии. Изд-во «Химия», 1965.
6. Сиенко М., Плейн Р., Хестер Р., Структурная неорганическая химия. Из-во «Мир», 1968.
7. Яцимирский К. Б., Васильев В. П. Константы нестойкости комплексных соединений, Изд-во АН СССР, 1959.

Т. Н. КЮРЕГЯН

К ВОПРОСУ О РАДОНОВЫХ ВОДАХ ОДНОГО ИЗ РАЙОНОВ
КАВКАЗА

Основными факторами, способствующими обогащению вод радоном являются: наличие в водоносных породах радия и эманирование последних. Эманлирующая способность характеризуется коэффициентом эманирования, равным отношению количества выделяющихся эманаций к общему количеству радия, образующемуся в породе.

В настоящее время сотрудниками ВСЕГИНГЕО в результате накопления большого фактического материала определены коэффициенты эманирования различных горных пород. Так, для кислых и изверженных пород он равен 10%, а повышенные коэффициенты (в среднем 20%) отмечаются только для гранитов в зонах тектонических нарушений. Осадочные породы имеют низкие коэффициенты эманирования: глины—3,1%, песчаники—7,5%, известняки—6,7%, 92,3%—имеют породы, содержащие урановые минералы.

Радиологическое изучение одного из месторождений углекислых вод Кавказа показало, что они содержат относительно малые количества радона (не выше 7—9 эман) и в ряде случаев повышенные концентрации радия (порядка $n \cdot 10^{-11}$ г/л). Такое сочетание позволило надеяться на открытие высокоактивных выходов вод. Дальнейшие исследования по радиохимии углекислых вод этого района были проведены В. В. Чердынцевым в 1950 г.

Неравномерное распределение источников с повышенной активностью на исследуемой территории и их малая абсолютная активность указывают на то, что зоны адсорбированного радия не достигают здесь значительного распространения.

Для выяснения степени радиоактивности травертинов и их возможного использования в бальнеологии нами было проанализировано на приборе ЛС-5-канальном образцы травертинов на содержание радиоэлементов и эманирование.

Как показали исследования среди травертинов, встречающихся в пределах исследуемой территории, наибольший интерес вызывают травертины, эманирование которых равно $8—9 \cdot 10^{-13}$ кюри/грамм. В связи с этим, еще в 1951 г. были поставлены опыты по выяснению возможности практического их применения (приготовление радоновых ванн). Полученные результаты оказались отрицательными, а поэтому использование упомянутых травертинов для приготовления искусственных ванн лишено практического интереса.

В пределах описываемого района углекислые воды с аномальным содержанием радона приурочены к участкам с наличием урановых минералов, однако, в силу малых размеров и мощности образующихся

эманирующих коллекторов, воды с высокими концентрациями радона не формируются.

В. Н. Попов и Е. Н. Куцель [2] пришли к выводу, что «вряд ли можно выделить какие-то провинции радоновых вод, т. е. условия и факторы обогащения природных вод радоном обычно не имеют регионального распространения и часто изменяются на весьма небольших площадях». Этот вывод подтверждается нашими данными (указывающими на приуроченность радоновых вод к отдельным водопунктам. В связи с этим нами для более детального изучения в бальнеологических целях в пределах исследуемого района рекомендованы 5 водопунктов, характеризующихся концентрациями радона в 200 эман, дебитом $>0,1$ л/сек и допустимым содержанием урана (до $1 \cdot 10^{-4}$ г/л).

Исследования углекислых вод одного из районов Кавказа на содержание радона привели нас к следующим выводам:

1. Минеральные углекислые воды различных комплексов пород характеризуются низкими содержаниями радона (в среднем до 30 эман для кислых интрузивных и эффузивных пород, и не более 10 эман—для метаморфических и осадочных образований). Фоновые концентрации радона в водах различных комплексов пород зависят от гамма-активности водосодержащих пород.

2. На величину фоновых содержаний радона в водах одних и тех же комплексов пород, но находящихся в различных природно-климатических зонах, климатический фактор существенного влияния не оказывает.

3. Величина минерализации и химический состав вод не влияют на содержание радона.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 3 XII.1968.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Куцель Е. Е. Значение изучения радона в подземных водах при поисках урановых месторождений. Бюлл. НТИ, № 4, 1959.
2. Попов В. Н., Куцель Е. Н. Формирование фоновых и аномальных концентраций радона в подземных водах и их поисковое значение. Сов. Геология, 1962.

Р. А. МАНДАЛЯН

О СВОЕОБРАЗНОМ ТИПЕ ООЛИТОВ ИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Среди оолитов из верхнеюрских отложений Армянской ССР интересным представляется, видимо, не описанный в литологической литературе, своеобразный тип оолитов—с ядрами, представленными обломками вулканического материала.

Оолиты этого типа слагают оолитовые известняки, а также присутствуют в качестве второстепенного компонента в известняках другого типа. Кроме того, отдельные оолиты встречаются в породах иного состава: вулканомиктовых песчаниках, цементе эпикластических вулканомиктовых конгломератов.

В обнажении это серые с буроватым оттенком, массивные и толсто-слоистые породы, в которых нередко оолитовая структура и наличие вулканомиктовых примесей наблюдается макроскопически.

Оолитовые известняки по разрезу местами перемежаются с вулканическим материалом, но значительные скопления их наблюдаются обычно на удалении от центров подводного вулканизма.

В шлифах видно, что порода состоит преимущественно из оолитов, размерами от 0,15 мм до 0,65 мм, преобладающая величина 0,25—0,40 мм. Формы в основном неправильно округлые, слегка вытянутые. Формы оолитов всецело определяются формой ядер (фиг. 1). Последние представлены полуокатанными и неокатанными обломками вулканических пород—эффузивных (базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов, реже пирокластических), а также обломками кристаллов плагиоклаза (фиг. 1).

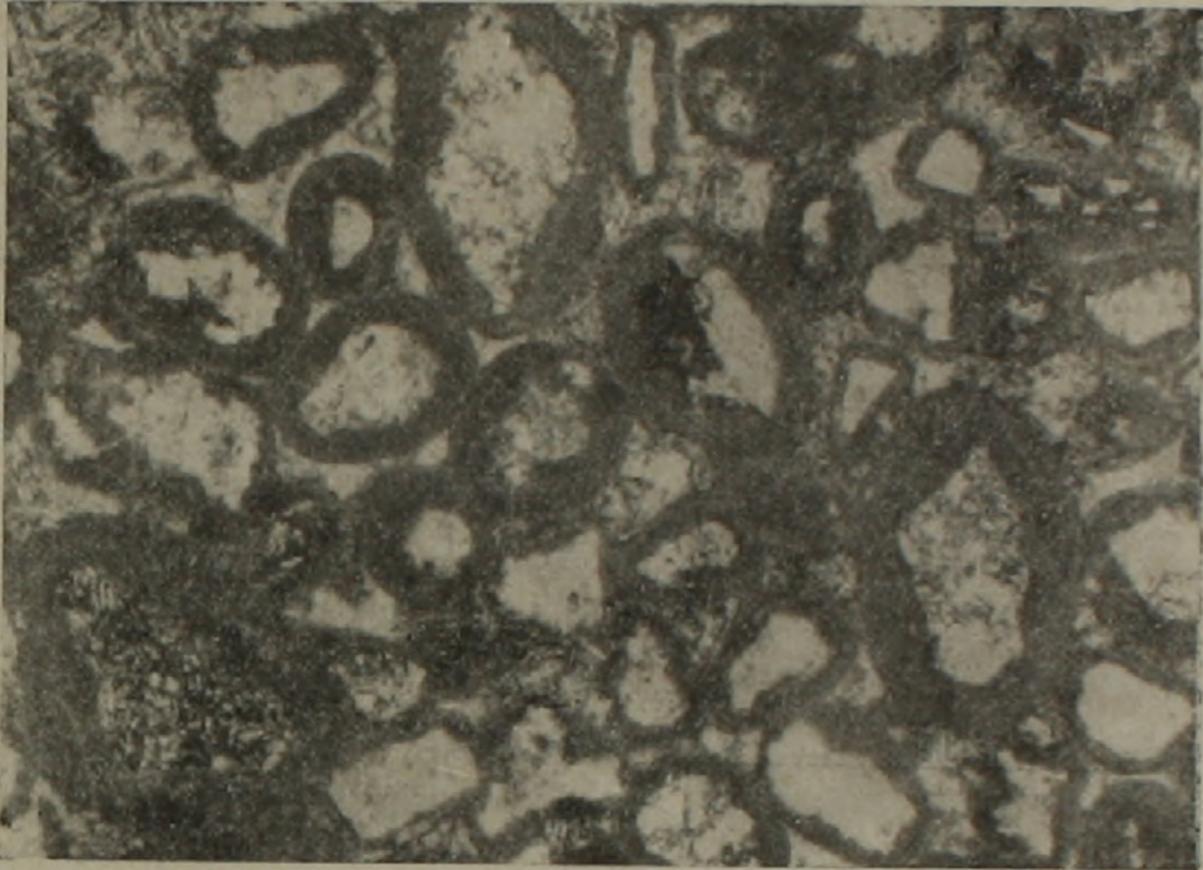
В обломках вулканических пород, представленных как плотными, так и миндалекаменными разновидностями, наблюдается ряд изменений—ожелезнение, хлоритизация, окремнение.

Концентрическое строение в большинстве случаев выражено отчетливо. Количество оболочек разное, от 1—2 до 4—5, однако большее распространение имеют зачаточные оолиты (1—3 оболочки). Толщина оболочек неравномерная, от 0,01 мм до 0,08 мм. Отмечается радиальная лучистость.

Кроме описанных оолитов, в породе присутствует: органогенный детрит, водорослевые желвачки, копролиты, а также обычные, оолиты (с карбонатным ядром). Наряду с первичным концентрическим строением часто наблюдается вторичное обволакивание. Оно имеет двойкий характер: а) оолит вместе с рядом расположенным обломком вулканической породы, органическим остатком или другим оолитом захватывается новой оболочкой (одной) темного микрозернистого кальцита; б) обломки эффузивных пород или детрит обрастают каемкой темного кальцита

неоолитового характера. Очевидно эти процессы имеют место после выпадения оолитов, т. е. в условиях диагенеза.

По механизму образования описанные оолиты не отличаются от общеизвестных типов. Существенная разница состоит в том, что центра-



Фиг. 1. Оолиты с ядрами, представленными обломками вулканических пород. Ув. 30 X 6/a.

ми кристаллизации являются не известковые комочки, зерна или органический детрит, а обломки лавового-пирокластического материала, поступающего в бассейн при подводном вулканическом процессе. Попадая в участки бассейна, насыщенные CaCO_3 , они становятся центрами кристаллизации и по мере обволакивания концентрическими оболочками кальцита увеличиваются в весе и постепенно выпадают. Небольшое количество концентрических оболочек может быть следствием как палеогеографических условий, так и специфики материала ядер (при этом имеется в виду разница в объемном весе вулканического и карбонатного материала).

Вышеописанные оолиты встречены в вулканогенно-карбонатной формации северной части Армянской ССР (район с. Енокаван, бассейн р. Ахум), и вулканогенно-обломочной формации Зангезура (район с. Хлатах, верхний Хотанан, Шагарджик).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15. I. 1970.

О. Г. МАДАНЯН

К ВОПРОСУ О ТЕМПЕРАТУРЕ ЗАМЕРЗАНИЯ
ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Одним из основных методов изучения газовой-жидких включений в минералах является криометрия, которая дает возможность путем охлаждения включений изучить химический состав и концентрацию минералообразующей среды.

В связи с относительной молодостью этой отрасли науки многие важнейшие категории и понятия остаются не разработанными. Так, например, окончательно не разрешен вопрос о температуре замерзания растворов во включениях. По этому вопросу среди исследователей нет единого мнения. Целесообразнее было бы считать температурой замерзания растворов во включениях температуру их фактического замерзания, как это принимают Г. Г. Леммлейн и П. В. Клевцов (1955), Ф. П. Мельников (1965) и др. Однако, ряд исследователей не разделяет это мнение, считая, что точка замерзания растворов во включениях может сильно понижаться из-за способности жидкостей находиться в переохлажденном состоянии. Поэтому они точку замерзания растворов трактуют иначе. Так, Роддер (1963) считает, что температурой замерзания нужно считать температуру плавления последнего кристаллика при оттаивании после замораживания. В. А. Кормушин (1965) считает температурой замерзания начало просветления включения при оттаивании.

В наших исследованиях мы задались целью, нельзя ли в каждом отдельном случае как-либо установить, имеет ли место переохлаждение? Как известно, переохлаждение раствора наступает, если в растворе в процессе его охлаждения некоторое время не возникают центры кристаллизации. Этот вопрос можно было бы решить, создав во включении искусственный центр кристаллизации. В результате наших исследований мы пришли к выводу о том, что такой центр можно создать, оттаивая включение до тех пор, пока в нем останется небольшой кристаллик льда, а затем снова охлаждать раствор до полного замерзания.

В данном случае замерзание раствора уже происходит при наличии искусственного центра кристаллизации, и естественно, исключается возможность его переохлаждения. Сравнивая отсчеты точек замерзания в первом и втором случае (т. е. без центра кристаллизации и с искусственным центром) можно установить, имело ли место переохлаждение раствора. Если между этими температурами нет разницы, то очевидно, переохлаждение не имело места, и наоборот.

Для проверки этого вывода нами были проведены многочисленные эксперименты, подтвердившие наши представления.

Следовательно, температурой замерзания растворов можно считать температуру их фактического замерзания, принимая во внимание, что

в каждом отдельном случае имеется возможность проверить роль переохлаждения в процессе замерзания. Кроме того, этим путем, усилиями многих исследователей, будет решен вопрос о том, имеет ли место вообще переохлаждение минералообразующих растворов во включениях.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27. I. 1970.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кормушин В. А. Простейший способ замораживания газовой-жидких включений для получения данных о концентрации растворов. Сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». Из-во. «Наука», 1965.
2. Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Физико-химический анализ жидких включений кварца. ЗВМО, 84, ч. I, 1955.
3. Мельников Ф. П. Криометрический метод исследования включений образцов минералообразующей среды. Сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». Из-во «Наука», т. II, 1968.

Ж. М. КАРАПЕТЯН, В. А. ХОЛДОБАЕВ

К ВОПРОСУ О СОСТАВЛЕНИИ КАРТ ДИНАМИКИ РЕЛЬЕФА
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАТЕРИАЛОВ СТЕРЕОСЪЕМОК

Развивающееся быстрыми темпами промышленное, жилищное и дорожное строительство все более ощущает недостаток точных картографических материалов, которые могли бы обеспечить не только передачу картины современного состояния осваиваемого района, но и снабжать данными о вероятных изменениях в дальнейшем форм рельефа. Ясно, что при изменении одного из рельефообразующих факторов, ввиду их взаимосвязи, происходит общее изменение поверхности района. Сравнение двух аэроснимков (с 10-летним промежутком) бассейна оз. Севан показало, что при прочих равных условиях, лишь изменение одного из рельефообразующих условий, в данном случае, понижение местного базиса эрозии, вызвало коренное изменение характера геоморфологических процессов. Так, например, в связи с искусственным понижением уровня озера Севан и, следовательно, перемещением уровня грунтовых вод, оживилась в его бассейне работа текучих вод, изменились уклон русел, рисунок долин рек, характер эрозионных работ рек в руслах, а также тенденции развития почвы и растительности как в прибрежной полосе, так и в долинах рек.

На прилагаемой карте мы ограничились (фиг. 1) лишь изображением качественного изменения долины реки Дзыкнагет в ее устьевой части (изменение формы русла) и состава растительности в долине (на том же участке). Изменение формы русла и растительного покрова даны на первых двух рисунках. Сопоставление схем ключевых участков показало также, что в связи с изменением уровня грунтовых вод значительные изменения произошли и в почве.

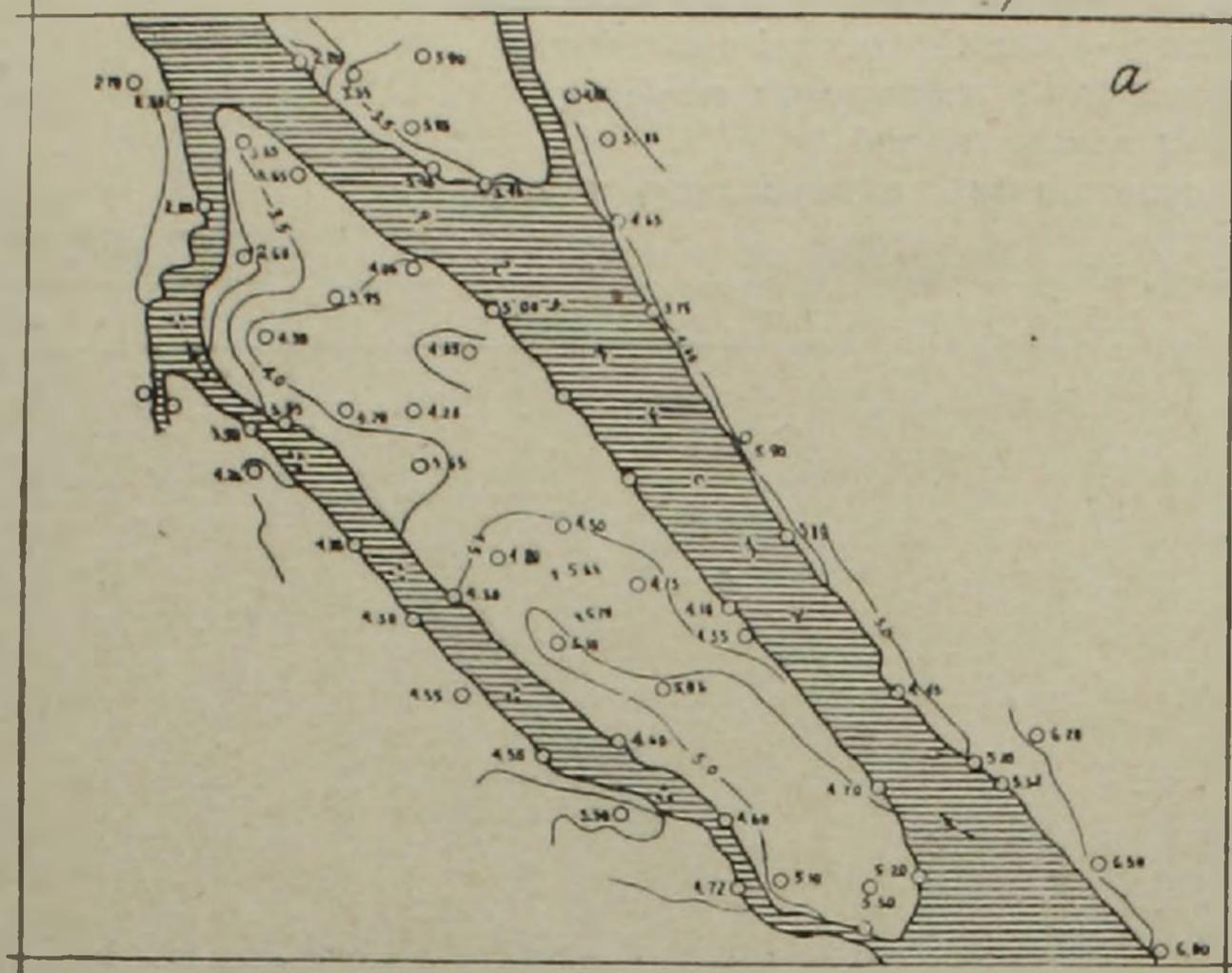
Классификация рельефообразующих факторов в целях картографирования динамики рельефа является ключевым звеном разработки легенды карт динамики. Общая классификация рельефообразующих факторов еще не разработана. Большая работа по классификации была сделана И. С. Щукиным (1946), Д. В. Борисовичем (1950), Ю. К. Ефремовым (1954, 1964) и сотрудниками Минского Государственного университета (1964). Однако имеющиеся в литературе попытки построения классификаций форм рельефообразующих факторов страдают громоздкостью, недостаточной стройностью и несовершенностью классификационных признаков (Ефремов, 1964). Для составления карт динамики рельефа необходимо разработать специальную классификацию. При этом важно анализировать рельефообразующие факторы во времени, ибо время играет большую роль в формировании современной морфологии и является важным фактором в ходе развития и преобразования рельефа. Роль времени, как фактора рельефообразования, необходимо учитывать при составлении прогнозных геоморфологических карт, т. е. карт динамики.



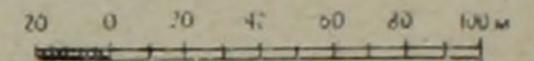
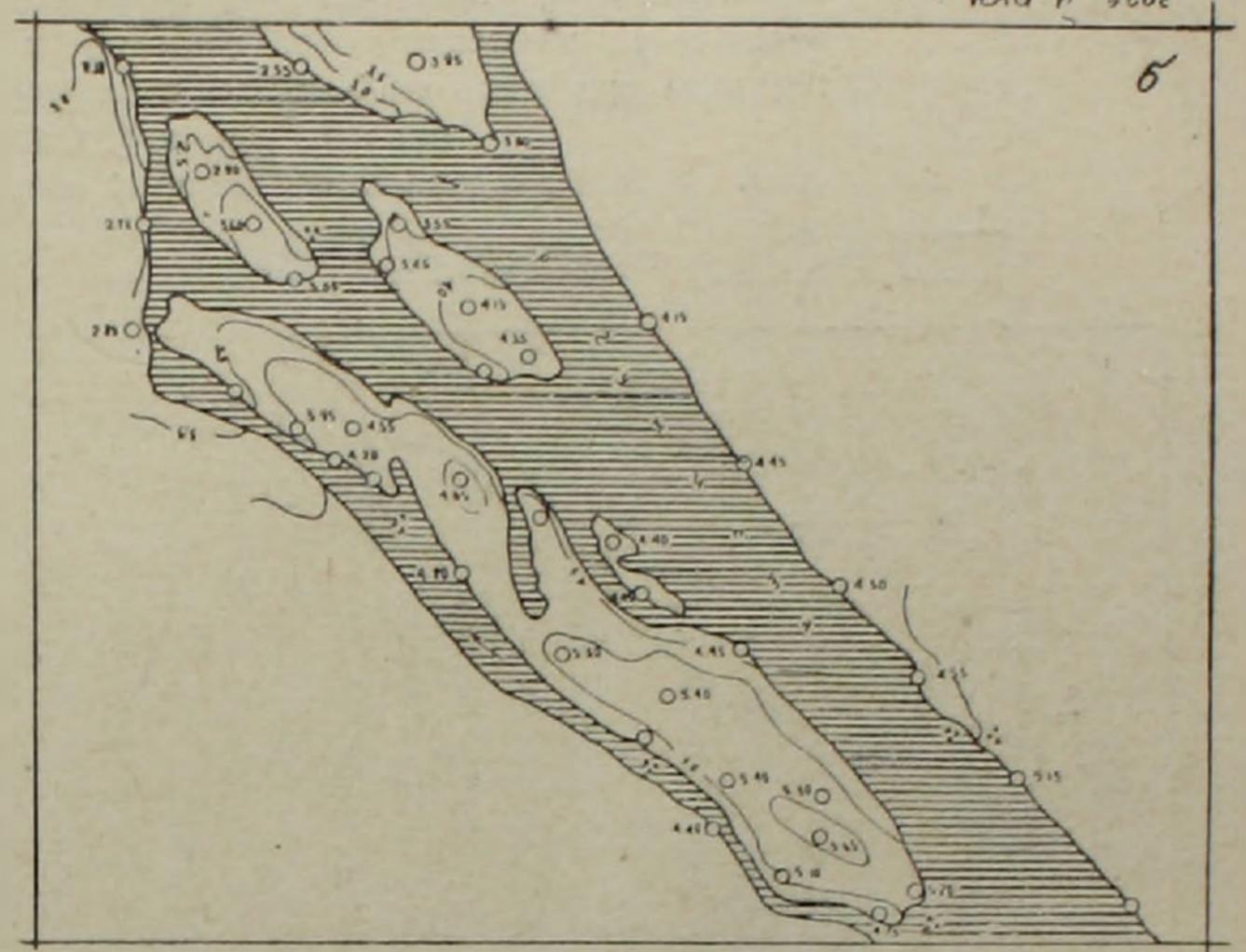
Фиг. 1. Сопоставление схематических планов устьевой части р. Дзыкнагет по материалам съемок 1950 года (А) и 1962 года (Б).

Условные обозначения: 1—урез озера 1950 года (А); 2—урез озера 1962 года (Б); 3—пойменная растительность; 4—болота с болотной растительностью; 5—луговая растительность; 6—высокотравье с кустарниками; 7—кустарники; 8—молодые леса (Б); 9—альпийские пастбища; 10—озерный песок; 11—надпойменные и надрусловые уступы; 12—надпойменные обрывы (Б); 13—древнее русло реки; 14—озерный береговой вал (Б).

съемки 11/1964г.



съемки 11/1966г.



Фиг. 2. Сопоставление схематических планов участка р. Гумиста по материалам фототеодолитных съемок марта 1964 года (а) и июня 1966 года (б).

Для разработки легенд и составления карт динамики рельефа существующие геоморфологические методы далеко не всегда позволяют получать необходимые данные о вероятных изменениях рельефа. Проведенный нами опыт показал, что из классических методов съемки для составления карт динамики рельефа наиболее результативной можно считать воздушную и наземную стереофотограмметрические съемки. Именно сопоставление и анализ материалов повторных стереосъемок по результатам их обработки на высокоточных приборах (стереокомпаратор, стереоавтограф, стереопроектор и т. д.) графическим, аналитическим или графо-механическим способом позволяет получить достоверные данные об изменении форм рельефа и объективно выразить взаимосвязь количественных и качественных изменений рельефа.

Проведенные экспедицией МГУ фототеодолитные съемки одного из участков реки Гумиста в 1964 и 1966 гг. позволили составить схематический план реки для разных лет и определить происшедшие изменения в форме русла рек и характера речных наносов (фиг. 2). В конкретном случае применительно к фиг. 2, в марте 1964 и июне 1966 года последовательно с твердо закрепленного базиса была произведена фототеодолитная съемка одного и того же участка реки Гумиста. Съемка была выполнена фототеодолитом 19/1318 при равномерно отклонных осях камеры относительно базиса съемки. В результате обработки снимков на стереоавтографе 1318 (ГДР), были составлены схемы участка реки Гумиста, при сравнении которых легко заметить изменения различных форм рельефа и очертаний береговой линии и, в частности, расчленение острова, еще единого в 1964 г., на четыре отдельные части в 1966 г.

Сопоставление и анализ планов показал, что в русле реки в период исследования преобладала, в основном, боковая эрозия, в результате чего за два года на 1 кв. км уменьшилась площадь острова. Русло реки расширилось более чем на 34 м по ширине и соответственно увеличилось зеркало воды в русле. Если в 1964 г. в исследованном участке района зеркало воды охватывало 5,77 кв. км, то в 1966 году оно составило 7,69 кв. км, т. е. увеличилось на 1,82 кв. км.

При изучении динамики рельефа с целью прогнозирования природных процессов и составления карт динамики, необходимо основное внимание уделять: 1) выбору масштаба съемки исследуемой территории, который в свою очередь зависит от:

а) величин возможных изменений форм рельефа за данный интервал времени, предварительно определяемых из анализа имеющихся картографических материалов, графической или аналитической документации и т. д.;

б) удаленности объекта от места съемки, поскольку это влияет на точность получаемых характеристик;

2) выбору участков съемки в различных масштабах (с разными длинами базисов) на мало изученных территориях. Только после повторных съемок возможно будет определить масштаб съемки в зависимости

от изменения форм рельефа, с учетом заблаговременности прогноза.

Точность и достоверность данных, позволяющих составление карт динамики рельефа, зависят также от метода обработки фотоматериалов на оптических приборах. В зависимости от метода обработки фотоматериалов — результаты могут быть разными. Поэтому необходимо выбрать более оптимальный вариант обработки повторных съемок.

Как показывает практика, наземные и воздушные стереосъемки целесообразно применять при изучении динамики рельефа относительно труднодоступных районов и объектов: горных территорий, обвалов, лавин, селей, а также склоновых процессов, протекающих медленно и постепенно.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
МГУ

Поступила 3.X.1968.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Башенина Н. В., Леонтьев О. К. и др. О генетической классификации рельефа и принципах крупномасштабного геоморфологического картирования. Известия АН СССР, серия географич., № 1, 1958.
2. Ефремов Ю. К. Опыт морфологической классификации элементов и простых форм рельефа. Сб.: «Вопросы географии», сб. II, 1949.
3. Ефремов Ю. К. Классификация рельефообразующих факторов в связи с задачами геоморфологического картирования. Сб.: «Вопросы географии», 36, 1954.
4. Маккавеев Н. И., Зайтов И. Р., Хмелева Н. В., Лебедева Н. В. Экспериментальная геоморфология, МГУ, 1961.
5. Чернышев Е. П. Потери питательных элементов из чернозема от водной эрозии в Курской области весной 1964 года. Географические сообщения, вып. 3, М., 1966.

С. В. КАЗАРЯН

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ ПО ПОВОДУ СТАТЬИ М. Л. ЛАЧИНЯНА

В статье М. Л. Лачиняна (Известия, № 1, 1970) «О кварцевых порфирах Алавердского рудного района Армянской ССР» содержатся ряд положений, сведений, и, самое главное, выводов, основанные на устаревших или искаженных данных, которые могут привести к крупным неоправданным затратам при проведении геолого-поисковых работ.

Остановимся лишь на некоторых из них:

1. М. Л. Лачинян утверждает, что все запроектированные скважины в пределах Ахтальского месторождения под порфиритами дебедской свиты* вскрыли «кварцевые порфиры».

Это не соответствует действительности, так как Управлением геологии СМ Армянской ССР в 1960—1961 гг., а также Ахтальским рудником (горизонты: шт. № 7, шт. 27, шт. 16 и др.) на всех флангах Ахтальского месторождения было пробурено большое количество скважин, из которых многие пройдя порфириты дебедской свиты, так и не обнаружили «кварцевые порфиры».

Кроме того, часть скважин вскрыла «кварцевые порфиры» не под порфиритами дебедской свиты, а в них самих, с рвущими контактами. «Кварцевые порфиры» в этих скважинах являются корнями основного Ахтальского тела, в связи с чем порфириты, залегающие глубже их нельзя рассматривать как новую толщу порфиритов более древнего возраста. Порфириты, вскрытые до «кварцевых порфиров» и после них, одни и те же и принадлежат единой свите.

Далее, М. Л. Лачинян приводит данные В. Г. Грушевого и П. Ф. Сопко о наличии «кварцевых порфиров» в пределах Алавердского месторождения и между г. Алаверди и ж. д. ст. Ахтала, которые, по М. Л. Лачиняну, подстилают порфириты дебедской свиты и являются продолжением Ахтальских «кварцевых порфиров». На этом основании М. Л. Лачинян делает свой основной вывод о региональном распространении «кварцевых порфиров» и об их непременном залегании в более глубоких горизонтах Алавердского и Шамлугского месторождений. В связи с этим он рекомендует пробурить скважины с нижних горизонтов этих месторождений для вскрытия «кварцевых порфиров», считая, что последние залегают на небольшой глубине и якобы основное количество промышленных руд сконцентрировано в них.

В действительности же указанные В. Г. Грушевым и П. Ф. Сопко

* Строение и состав дебедской свиты у разных авторов определяется по разному. Здесь мы условно принимаем представление М. Л. Лачиняна, согласно которому в ее состав включаются все породы порфиритового ряда до подошвы вышележащей кошабердской свиты, залегающие на размытой поверхности «кварцевых порфиров».

«кварцевые порфиры» представлены в виде даек, прорывающих порфириты дебедской свиты и известные «агломераты» Алавердского месторождения, возраст которых значительно древнее первых. Сам этот факт исключает возможность отождествления даечных (или прорывающих порфириты) «кварцевых порфиров» с основным телом Ахтальских «кварцевых порфиров», которые, на самом деле, с перерывом перекрываются вышележащей вулканогенной толщей, равно как исключает возможность их объединения в единую толщу.

Отсюда вытекает, что вывод М. Л. Лачиняна о региональном распространении «кварцевых порфиров» ошибочен, и не может стать основанием для рекомендаций по проведению поисковых работ.

2. Неправильны данные по мощности «кварцевых порфиров» Ахтальского месторождения. Они имеют мощность значительно меньшую, чем 600 м, указанной М. Л. Лачиняном.

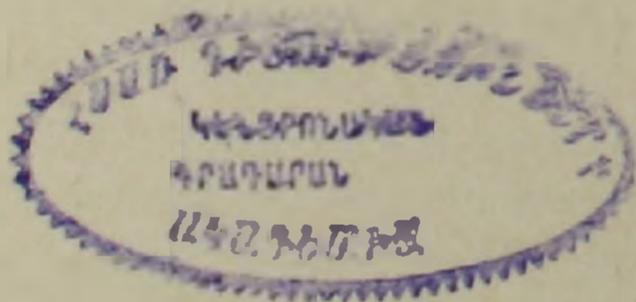
3. Искажены точки зрения П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышева о геологической природе «кварцевых порфиров» Ахтальского месторождения. Указанные исследователи никогда не были сторонниками интрузивного происхождения «кварцевых порфиров». По их мнению «кварцевые порфиры» являются древней вулканической постройкой в составе дебедской свиты порфиритов, что с некоторыми оговорками подтверждается нашим фактическим материалом.

В заключении считаю необходимым отметить, что в последние годы в «Известиях» опубликованы статьи по тому или другому вопросу взаимно исключающие друг друга.

Было бы целесообразно по таким вопросам периодически организовывать обсуждения либо на проблемах ученых советов, либо на специальных заседаниях Отделения наук о Земле. В качестве темы для обсуждения мы предлагаем хотя бы вопрос «кварцевых порфиров» Ахтальского месторождения или же вопросы стратиграфии Туманянского (Алавердского) района.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13. IV. 1970.



ОГЛАВЛЕНИЕ

Г. И. Тер-Степанян. Современное состояние теории глубинной ползучести склонов	3
Ф. С. Геворкян, Д. А. Погосян. О некоторых результатах морфометрического картирования территории Армянской ССР	16
А. С. Фарамазян, С. К. Калинин, С. Л. Терехович. К геохимии элементов платиновой группы в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР	25
В. Е. Вартапетов. Эндогенные ореолы рассеяния Агаракского медно-молибденового месторождения	33
Ю. Г. Гукасян. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурян (окрестности с. Ваграмаберт)	44
Р. А. Арутюнян. Генетические типы золоторудных месторождений и проявлений Мегринского плутона.	53
Г. М. Мкртчян, Р. Л. Мелконян. Влияние химического состава пород на интенсивность спектральных линий меди и пути его устранения	58
Р. Н. Соболев, А. А. Ситни. Тантал, ниобий и редкие щелочи в слюдах из гранитоидов Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан).	69
О. А. Азерникова. Циклические вариации водности озера Севан	73
Р. Г. Арутюнян. Геотермические условия среднеараксинского прогиба и юго-западного борта фонтанского минимума	81

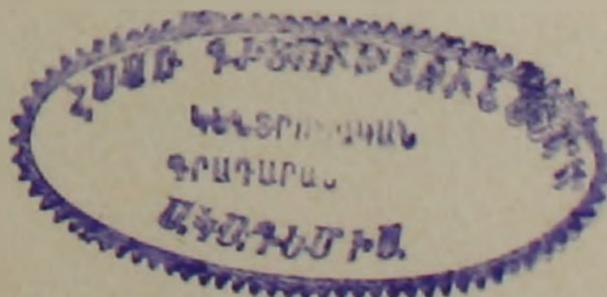
Научные заметки

Г. Б. Аракелян. Особенности миграции цинка в рудничных водах медно-колчеданных и полиметаллических месторождений Северной Армении.	88
Т. Н. Кюрегян. К вопросу о радоновых водах одного из районов Кавказа	92
Р. А. Мандалян. О своеобразном типе оолитов из верхнеюрских отложений Армянской ССР.	94
О. Г. Маданян. К вопросу о температуре замерзания включений минералообразующих растворов	96
Ж. М. Карапетян, В. А. Холдобаев. К вопросу о составлении карт динамики рельефа с использованием материалов стереосъемок	98

Критика и дискуссии

С. В. Казарян. Письмо в редакцию по поводу статьи М. Л. Лачиняна	103
--	-----

БВР-1-111



Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան Հանքերի խորքային սահքի տեսության ներկայիս դրույթները	3
Ֆ. Ս. Գևորգյան, Դ. Ա. Պողոսյան Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայի մորֆոմետրիական քարտեզագրման մի քանի արդյունքների մասին	16
Ա. Ս. Ֆարամազյան, Ս. Կ. Կալինին, Ս. Լ. Տերեյսովիչ Հայկական ՍՍՀ պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում պլատինի խմբի տարրերի զեոքիմիայի հարցի շուրջը	25
Վ. Ն. Վարդանեսով Ազարակի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի ցրման ներծին եզրապսակները	33
Ցու. Ղ. Ղուկասյան Ախուրյան գետի միջին հոսանքի դուրիտային բազալտները (Վահրամաբերդ գյուղի շրջակայքը)	44
Ռ. Ա. Հարությունյան Մեղրու պլուտոնի ոսկու հանքավայրերի և հրեակումների զեննետիկական տիպերը	53
Գ. Մ. Մկրտչյան, Ռ. Լ. Մելիքոնյան Պղնձի սպեկտրալ գծերի ինտենսիվության վրա ապարների քիմիական կազմի ազդեցությունը և այն վերացնելու ուղիները	58
Ռ. Ն. Սարգսյան, Ա. Ա. Սիտնին Տանտալը, նիոբիումը և հազվագյուտ ալկալիները Սարիսուժենի ջրբաժանի զրանիտոիդների փայլարներում	69
Ո. Ա. Ազեռնիկովա Սևանա լճի ջրայնության ցիկլային փոփոխությունները	73
Ռ. Գ. Հարությունյան Միջին արաքսյան իջվածքի և Ֆոնտանի մինիմումի հարավ-արևմտյան եզրի զեոքերմիկ պայմանները	81

Գիտական նորեր

Գ. Բ. Առաքելյան Ցինկի միզրացիայի առանձնահատկությունները հյուսիսային Հայաստանի պղինձ-կոլչեգանային և բազմամետաղային հանքավայրերի հանքաչրերում	88
Տ. Ն. Կյուրեղյան Կովկասի շրջաններից մեկի ռադոնային ջրերի հարցի շուրջը	92
Ռ. Ա. Մանդալյան Հայկական ՍՍՀ վերին յուրայի նստվածքներում յուրահատուկ տիպի օօլիտների մասին	94
Հ. Գ. Մաղանյան Միներալ առաջացնող լուծույթների ներփակումների սառեցման ջերմաստիճանի հարցի մասին	96
Ժ. Մ. Կարապետյան, Վ. Ա. Խոլոդրաև Ստերեոհանույթային նյութերի օդտազործամարոնիտի գինամիկայի քարտեզների կազմման հարցի շուրջը	98

Քննադատություն և դիսկուսիա

Ս. Վ. Ղազարյան Նամակ խմբագրությանը Մ. Լ. Հաչինյանի հոդվածի կապակցությամբ	103
--	-----