

ТРУДЫ
АРМЯНСКОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА

I

ЕРЕВАН-1977



Армянское
Геологическое
Общество

14624

ТРУДЫ АРМЯНСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВЫП. I



ИЗДАТЕЛЬСТВО «АЙАСТАН»

ЕРЕВАН—1977

Труды Армянского геологического общества, вып. I.
Изд.-во «Айастан», Ереван, 1977, 308 стр., +15 вкл.

В сборнике трудов приведены результаты исследований работников производственных и научных организаций республики — членов Армянского геологического общества. В сборник вошли работы, проведенные авторами за последние годы; затрагивают они ряд аспектов геологической науки и практики — региональную геологию, стратиграфию, металло-гению, минералогию, геохимию, геофизику и др.

Работа рассчитана на широкий круг геологов-производственников и научных работников, занимающихся вопросами стратиграфии, магматизма, минералогии, прогноза, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и др.

Ответственный редактор:

Президент АГО, чл.-корр. АН Армянской ССР

АСЛАНЯН А. Т.

зам. редактора: канд. геол.-мин. наук

ФАРАМАЗЯН А. С.

секретарь: **ЗАХАРЯН Г. И.**

А. Т. АСЛАНЯН

АНАЛОГОВОЕ ВЫРАЖЕНИЕ ПРИНЦИПА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ В ГЕОЛОГИИ

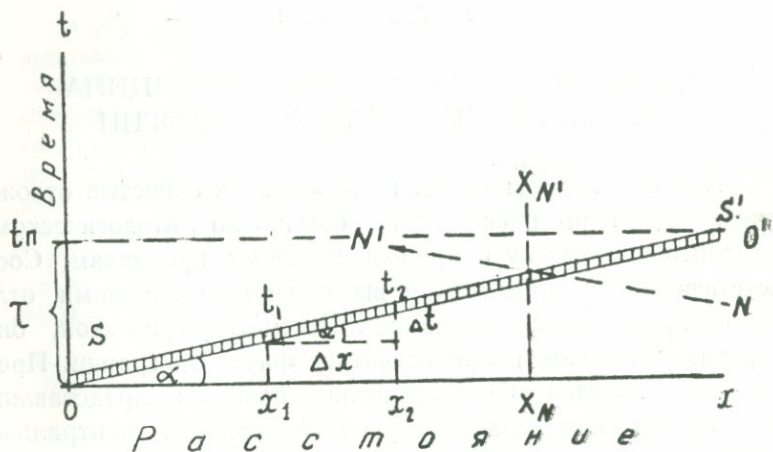
При стратиграфических исследованиях слоистые отложения земной коры расчленяются обычно по литологическому, палеонтологическому и хронологическому признакам. Соответственно границам между вычлененными партиями отложений присваивается название литостратиграфической, биостратиграфической и хроностратиграфической границ. Предположим, имеется область конечных размеров, представляющая единую зоогеографическую провинцию в центральной части которой зарождается руководящая фауна (вид, род или таксон), которая мигрируя занимает со временем всю провинцию. Миграция фауны в морских условиях происходит тремя основными способами или их комбинациями:

- а) миграция вместе с экспансией (трансгрессией) моря;
- б) миграция относительно моря путем простой экспансии от центрального очага к границам провинции;
- в) миграция вместе с миграцией фации осадков, предполагающая последовательное перемещение новых популяций фауны в новые районы и вымирание предыдущих популяций в старых районах.

На приведенной схеме (фиг. 1) по вертикальной оси Ot откладывается время миграции фауны (которое при прочих равных условиях фиксируется мощностью отложений), а по оси Ox проекция пути миграции фауны от очага зарождения O , причем для морских условий эта ось проводится по дну

моря. Осадки, которые в данный момент повсеместно откладываются на дне моря, образуют единый по абсолютному возрасту хроностратиграфический горизонт независимо от состава фауны и характера фаций.

Заштрихованная узкая полоса SS^1 , на схеме представляет биостратиграфический горизонт, образующий с осью OX угол α . По идее новый вид фауны, зарождающийся в очаге O ,



Фиг. 1. Один из вариантов смещения фаций во времени (t) и пространстве (X).

постепенно, с той или иной скоростью, мигрирует до точки O' на границе зоогеографической провинции, причем, чем медленнее миграция, тем больше временной разрыв $t_2 t_1$, отнесенный к пространственному интервалу $x_2 x_1$. Данный горизонт квалифицируется как биостратиграфический по повсеместному присутствию в нем комплекса одних и тех же руководящих форм фауны. Очевидно, если скорость миграции этих форм будет достаточно большой, как то имеет место в случае микропланктона, увлекаемого морскими течениями, то фауна пласта SS^1 , окажется на линии OX и хроностратиграфический и биостратиграфический горизонты окажутся совмещенными ($\alpha \approx 0$; $t_2 - t_1 \approx 0$). Равным образом, если пласт SS^1 является единым по своему литологическому составу и отражает лишь миграцию фаций (тра-

диционный пример—миграция брахиоподово-гастроподовых известковистых осадков оксфорда от Британских островов до кимериджа Альп [11]) и руководящая фауна в своем распространении следует за фациями, то совмещенными окажутся биостратиграфический и литостратиграфический горизонты. При встречной миграции фауны, изображенной на схеме 1 наклонной пунктирной линией NN^1 , получится картина ножиц (пересекающиеся границы). Руководящий вид, встречающийся в исходном районе N на более низком стратиграфическом уровне, относительно точек S^1 и O^1 биостратиграфического горизонта SS^1 , окажется над этим горизонтом левее линии $X_N X_{N^1}$. Так, аммониты *Calliphilloceras disputabile*, *Holcophylloceras mediterraneum*, *Pseudophylloceras cudernatschi* и др. встречаются в Анатолийско-Иранской миогеосинклинали под слоями с *Parkinsonia parkinsoni*, на Кавказе находятся в одном слое с *Parkinsonia parkinsoni*, а в Западной Европе располагаются выше слоев с *Parkinsonia parkinsoni* [3].

Вся классическая геохронология основана на статистике распространения руководящей фауны, поэтому ниже мы рассматриваем в основном поведение руководящей фауны, характеризующейся высоким отношением частоты встречаемости ее по простиранию горизонта к частоте встречаемости по мощности горизонта. Иначе говоря, руководящей должна считаться фауна, обладающая достаточно большим горизонтальным распространением и достаточно ограниченным вертикальным распространением [7, 10, 17]. Традиционным стал пример распределения юрской аммонитовой фауны в Западной Европе, где Оппель [11] выделил 62 зоны с присущими для них руководящими видами аммонитов, характеризующими временной интервал продолжительностью 55 млн. лет (все три отдела юры с 11 ярусами).

Понятие руководящей фауны в том смысле, что она в отложениях данной зоогеографической провинции неожиданно быстро появляется в основании той или иной свиты отложений и полностью исчезает в верхах этой же свиты, молчаливо подразумевает некоторые мотивы катастрофических

концепций времен Кювье-д'Орбины. Указания на 27 актов «сотворения» и уничтожения животного мира, намеченных д'Орбины по палеонтологическим материалам Западной Европы, отражают в Дарвиновском понимании особенности онтогенеза, филогенеза и эволюции руководящих групп фауны в целом.

Идея выделения руководящей фауны и расчленение на этой основе стратифицированных толщ на системы, отделы, ярусы, зоны и др. сыграла основную роль в деле изучения закономерностей строения и развития земной коры, детального геологического картирования и поисков минерального сырья, однако с логико-познавательной точки зрения оставалось недостаточно обоснованной сама идея синхронности, скажем, на указанном выше примере отложений байосского яруса на Британских островах и на Кавказе с одними и теми же руководящими видами *Parkinsonia parkinsoni*, *Garantia garanti*, *Oppelia subradiata*. В данном случае скольжения границ очевидно правильнее говорить не об одновозрастности двух пачек пород с тождественной фауной, а о биостратиграфической гомотаксичности этих пачек.

Со времен Ч. Лайеля при палеонтологической синхронизации географически сильно разобщенных выходов отложений применяются вероятностно-статистические методы [26]. В случае повторения подавляющего большинства видов фауны одновозрастность сопоставляемых пачек считалась максимально вероятной. У многих современных исследователей руководящими формами для данного фаунистического горизонта считаются те виды (роды), которые обладают максимальной встречаемостью (эпиболи Трумена) или максимумом *потока плотности*. На таких формах и основано выделение фаунистических зон и ярусов.

Детальные полевые исследования большой серии опорных разрезов показывают, что считавшиеся в классической стратиграфии руководящими виды фауны нередко выходят за пределы регламентирующих их временных рамок. Так, по последней сводке А. Т. Вегуни и данным Г. М. Акопяна, А. Т. Вегуни и А. Е. Птухяна [1] *Nummulites laevigatus*, считаю-

щийся руководящей фауной для низов среднего эоцена, встречается в пределах Средиземноморской геосинклинали также в верхах нижнего эоцена, в средней части среднего эоцена, в верхней части среднего эоцена, и, по-видимому, также в низах верхнего эоцена, а *Nummulites perforatus*, характерный для верхнего лютета (зональная форма), встречается во всех без исключения горизонтах среднего эоцена.

В американской литературе довольно часто ссылаются на пример скольжения возраста нижнепалеозойских сланцев в бассейне р. Колорадо, где они подстилаясь на всем своем протяжении в 350 км свитой однородных песчаников «Тептис» на западе включают в основании фауну нижнего кембрия, а на востоке фауну среднего кембрия [15]. Много примеров скольжения стратиграфических границ и пересечения биостратиграфических и литостратиграфических границ рассмотрено в работе Е. Уилера и М. Биислейа [23].

Таким образом, в свете более детальных исследований и более богатых и разнообразных сборов фауны, синхронизация отложений, включающих тождественную руководящую фауну, и выделение на ее основе региональных и тем более глобальных биостратиграфических горизонтов, представляет задачу вероятностно-статистического характера.

В настоящее время стало совершенно очевидной неопределенность границ между подавляющим большинством стратиграфических подразделений (ранга систем, отделов и нередко ярусов) фанерозоя в смысле взаимного соответствия выделяемых биостратиграфических и хроностратиграфических границ, размазанности и смешанности руководящих форм фауны по обе стороны этих границ (в пределах даже не очень крупных регионов) и, таким образом, удовлетворительная корреляция границ между разрезами отдаленных районов оказывается правомерной лишь в пределах относительно больших, расширенных временных интервалов (традиционный пример лабильности этренского яруса, относимого по составу фауны в одних районах Средиземноморской и Урало-Тяньшанской геосинклиналей к верхнему девону в других районах к нижнему карбону). На фиг. 1 такой расширенный

временной интервал представляет отрезок $Ot_n = \tau$, охватывающий все время становления биостратиграфического горизонта SS^1 от O до O^1 .

Строгая синхронность того или иного биостратиграфического горизонта в разных далеко отстоящих друг от друга районах пока не может быть доказана ввиду недостаточной точности применяемых методов определения абсолютного возраста горных пород и отсутствия зачастую подходящих минералов для такого определения, однако совершенно бесспорно, что такой одновозрастности в узком смысле слова быть не может.

Так например, область Средиземноморской геосинклинали от Атлантического океана до северо-западных берегов Индийского океана в юрское время представляла единую зоогеографическую провинцию. При прочих равных условиях, если трансгрессия юрского моря начиналась из Атлантического океана и следовала опусканиям земной коры в восточном направлении, то море вместе с фауной прошло расстояние в 8000 км от Британских островов до Белуджистана не сразу, а спустя определенное время, скажем несколько миллионов лет, и если упомянутый выше комплекс верхнебайосских аммонитов возник у Британских островов и далее вместе с трансгрессией моря достиг Ирана, Афганистана или Белуджистана, то здесь он уже будет иметь другой, более молодой возраст. И далее, если море уже существовало и та же фауна сама по себе, без участия трансгрессии, мигрировала и расселилась в морской среде, покрывая путь в те же 8000 км, то и в этом случае она на востоке должна быть определенно моложе, чем на западе. Следовательно, истинное положение используемых ныне стратиграфических границ находится в действительности между показанными на схеме I хроностратиграфическим (OX) и биостратиграфическим (OO¹) горизонтами.

Убедительных примеров длительной миграции флоры также достаточно много. Так, волна рет-лейасовой флоры, берущая начало в Западной Европе, достигает Закавказья в батском веке и далее захлестывает Северный Иран и Сред-

нюю Азию в нижнемеловое время [14].

Таким образом, согласно изложенной схеме распространения фауны (флоры), по пути ее следования она оказывается на все более и более высоком хроностратиграфическом уровне и чем дальше пройденный фауной путь, тем моложе вмещающие ее отложения.

Как уже указывалось на фиг. 1, все разрезы горизонта SS^1 гомотаксичны. Чем ближе друг к другу разрезы t_1x_1 и t_2x_2 , тем меньше разность Δx , тем меньше разница в возрасте разрезов Δt и тем точнее произведена синхронизация разрезов и, наоборот, чем больше расстояние между разрезами Δx , тем больше разница Δt в возрасте отложений и тем неопределеннее (неточнее) синхронизация разрезов.

Если обозначить точность синхронизации через $1/\Delta t = \omega$, расстояние (разрыв) между сопоставляемыми разрезами Δx , угол наклона горизонта SS^1 через α , и учитывая, что $\Delta x/\Delta t = \text{ctg} \alpha$ и полагая для каждого отдельного случая $\alpha = \text{const}$, можно записать: $\omega \cdot \Delta x = a$, где $a = \text{ctg} \alpha$ — постоянная, характеризующая особенности развития и локализации данного биостратиграфического горизонта или отдельных его сегментов.

Для более общего случая, когда стратиграфическая граница располагается между биостратиграфическими и хроностратиграфическими горизонтами, указанное уравнение запишется в виде: $\omega \Delta x \geq a$.

Это выражение может рассматриваться как соотношение неопределенностей, в котором величины Δx и ω являются значениями неточностей, которые неизбежно допускаются при синхронизации фаунистически тождественно охарактеризованных разрезов.

В приложении к закономерностям распространения руководящей фауны (отдельных ее видов, родов и таксонов) указанное соотношение свидетельствует о том, что чем теснее временной (стратиграфический) интервал Δt расцвета руководящих форм, тем ограниченнее ареал горизонтальной их экспансии в рамках того же интервала Δt (например, развитие зональных форм во временном интервале порядка

$\Delta t \approx 1$ млн. лет) и, наоборот, чем шире этот интервал, тем больше ареал экспансии (например, распространение таких таксонов как нуммулиты, иноцерамы, рудисты, перисфинктиды, цератиты, граптолиты и др.) в рамках относительно крупных временных интервалов-эпох. В этой связи то же соотношение показывает, что чем больше стремление исследователя добиться высокой точности синхронизации разрозненных выходов гомотаксичных отложений, тем меньше должны быть размеры выбираемых ареалов, обеспечивающих высокую точность синхронизации и, наоборот, чем больший ареал охватывается для синхронизации, тем меньшей оказывается точность синхронизации.

Учитывая феномен «скольжения времени», пересечение литологических и стратиграфических границ, приуроченность определенных фаунистических комплексов к определенным фаціальным условиям и др., Г. Хадберг [25] считает, что понятие границ и понятие возраста, которыми оперирует стратиграфия, находятся между собой в произвольных соотношениях и, следовательно, истинное время (возраст слоев или время, фиксирующее границу раздела слоев, горизонтов, формаций) неустановимо на основании этих лишь стратиграфических признаков. В этой связи Дж. Роджерс [27] предлагает пользоваться наряду с абстрагированной «идеальной хроностратиграфической единицей» близкой к реальной модели «операционной хроностратиграфической единицей», а А. Т. Вегуни предлагает выработать для каждой геологической системы несколько биостратиграфических моделей и выделить среди них эталонную модель, отличающуюся максимумом отношения частоты встречаемости руководящего вида по простиранию напластования к частоте его встречаемости в восходящем разрезе напластования: $K_{\max} = P_{\max}/P_l$.

Ю. А. Косыгин [13] эталонной предлагает считать конструкцию близкую к операционной хроностратиграфической единице Роджерса [27].

Указанные выше соображения о наличии неопределенностей и неустановимости истинного времени в стратиграфических построениях высказывались неоднократно и, по-видимому, могут быть обобщены в виде определенного принци-

па, аналогичного принципу неопределенности в квантовой физике.

Приведенные выше соотношения $\omega \Delta x \geq \alpha$ аналогично квантово-механическому принципу неопределенности (соотношению неточностей), сформулированной В. Гейзенбергом в 1927 г. [8].

Основоположники квантовой механики значительно расширили понятийный аппарат физики. В частности, они поставили движущемуся телу в соответствие волну определенной длины, физическому состоянию движущейся системы—волновую функцию, физической величине—эрмитовые операторы и др. и пришли к выводу о принципиальной невозможности существования каких-либо состояний материальных систем, в которых все физические величины (для движущейся частицы это местоположение, скорость, импульс, энергия, время и др.) имели бы одновременно точные значения*).

В частном случае движения электрона, совмещающего одновременно свойство твердой частицы и волны—облака, соотношение неопределенностей представляется в виде:

$$\Delta P_x \Delta x = m \Delta V_x \cdot \Delta x \geq h/4\pi = \text{const},$$

где $\Delta P_x = m \Delta V_x$ — неточность (неопределенность), допускаемая при измерении импульса электрона в направлении координатной оси X (в трехмерном конфигурационном пространстве), ΔV_x — неточность при оценке скорости движения электрона вдоль координатной линии X, Δx — неточность, которая допускается при измерении местоположения электрона по оси X, m — масса электрона, h — постоянная Планка.

При выводе соотношения неопределенностей обычно имеют ввиду, что движение электрона подчиняется волновой

*) По существу такая же неопределенность следует из аксиоматики специальной теории относительности. Стержень, имеющий в состоянии покоя длину l , массу m и период вращения стрелки собственных часов T , при движении с продольной скоростью $V = \beta c$ (c — скорость света, β — параметр) при $V \gg c$ сокращается в продольном направлении на величину $\Delta l = 1/2 \beta^2 l$, испытывает увеличение массы на $\Delta m = 1/2 \beta^2 m$ и замедление хода часов на $\Delta T = 1/2 \beta^2 T$.

функции (зависящей от времени и трех координат конфигурационного пространства), описывается известным уравнением Шредингера и носит финитный характер (вероятность обнаружения электрона в этом случае на сколь угодно больших расстояниях исчезающе мала). Сама волновая функция при геометрическом истолковании изображается как вектор в некотором воображаемом пространстве (вектор состояния). Согласно указанному неравенству, если импульс или скорость движения электрона имеет вполне определенное точное значение ($\Delta P_x = 0$ или $\Delta V_x = 0$), то местонахождение его, определяемое координатой x , будет в этом состоянии совершенно неопределенным ($\Delta x = \infty$) и, наоборот, если точно определены местоположение электрона ($\Delta x = 0$), то совершенно неопределенны импульс ($\Delta P_x = \infty$) или скорость ($\Delta V_x = 0$) электрона. Соотношение Гейзенберга применимо для случая, если физическое состояние движущегося электрона описывается волновой функцией (или матрицей плотности). В нашей задаче в грубом приближении волновой функцией может быть описано, например, передвижение фауны вместе с волной трансгрессии (обусловленной крупномасштабным короблением земной коры), деформацией фигуры Земли (вследствие изменения ее положения в отношении оси вращения), таяния ледников. Если на фиг. 1 представить пласт SS^1 как продукт трансгрессии моря, развивавшейся в направлении OO^1 и ввести понятие волновой функции Ψ , характеризующей состояние волны трансгрессии моря и вместе с ней состояние волны распространения фауны, а также положить известной функцию Ψ в некоторый момент времени t (например в очаге зарождения фауны), то пользуясь уравнением $\Psi(t+dt) = \Psi(t) + \partial\Psi/\partial t \cdot dt$ аналогичным уравнению гидродинамики для определения скорости потока жидкости в момент времени $t + \Delta t$, можно судить о состоянии миграции фауны (и моря) в тот же искомый момент времени $t + \Delta t$ по производной $\partial\Psi/\partial t$.

При более общей постановке задачи открытым остается также вопрос локализации очагов зарождения новых руководящих видов фауны в пределах зоогеографической провин-

ции [7, 9]. На фиг. 1 он отнесен к началу координат совершенно произвольно и конечно при отсутствии данных об абсолютном возрасте отдельных сечений биостратиграфического горизонта, может быть отнесен к любому из этих сечений. Из принципа неопределенности следует, что он должен быть локализован не к определенной точке, а к более протяженному участку провинции, поскольку для реальных условий Земли невозможны значения $\Delta x = \infty$ или $\omega = \infty$ и соответственно не может реализоваться условие $\Delta x = 0$ или $\omega = 0^*$).

В области тектонических явлений отмеченный выше принцип неопределенности выражается примерно таким образом.

Еще в конце XIX в. М. Бертран [21] выделил орогенические эры—каледонскую, герцинскую, альпийскую, которые, как известно, завершились в Западной Европе соответственно к середине девона, триаса и неогена. Последующие исследования показали смещение орогенического диастрофизма дальше как во времени, так и в пространстве. Так, оказалось, что герцинской орогенез по мере продвижения на восток от Европы омолаживается: в Закавказье, Средней Азии и Афганистане он растягивается до конца триаса, в Верхоянской геосинклинали до конца юры—середины мела. Некоторые рифейские и нижнепалеозойские геосинклинали продолжают свое существование также до мезозоя и завершают орогеническое развитие уже в альпийское время. В то же время известен целый ряд весьма отдаленных друг от друга районов, испытавших мощные орогенические деформации в одни и те же относительно небольшие промежутки времени (например, позднекимерийский орогенез Колымы, саксонский орогенез Центральной Европы и невадийский орогенез Североамериканских Кордильер) или имеются геосинклинали, испытавшие мощный орогенез лишь в данной области и геосинклинали не имеющие синхронных проявлений орогенеза

*) Одновременное определение x и ω с минимальной погрешностью производится по кривой распределения Гаусса, имеющей форму стоячей волны (колокола), на далеких крыльях которого при размахе крыльев l значение плотности $e = 2,72$ раза меньше, чем на гребне волны, где плотность $\rho_{\max} = 2/l\sqrt{\pi}$.

в других областях мира (тот же мощный невадийский орогенез в конце юры в Северной Америке отсутствует в Андийской геосинклинали Южной Америки). И здесь следует отметить, что понятие «одновременность» относится к интервалам времени порядка нескольких миллионов лет и более (так, широко и повсеместно проявленный гренвилльский орогенез и имманентный ему гренвилльский гранитный магматизм имеют возраст в пределах $1,08 \cdot 10^9$ — $1,09 \cdot 10^9$ лет, т. е. синхронизация производится в этом случае в пределах временного интервала порядка 10 млн. лет).

В 1924 г. Г. Штилле [28] сформулировал свой знаменитый канон орогенических фаз, согласно которому земной шар как единое напряженное тело спорадически испытывает деформационные смазмы, информация о которых фиксируется в виде угловых несогласий между разновозрастными осадочными свитами (в фанерозое он выделяет 19 орофаз).

В первый период развития этой концепции было стремление найти канону Штилле глобальное выражение, однако более детальные и обширные исследования показали, что орогенические фазы либо являются уделом отдельных геосинклинальных сегментов или систем, либо проявляются со смещением во времени и в пространстве [5].

Понятие одновременности тектонических движений имеет и другой аспект. А. Д. Архангельский [2] считал, что опускания земной коры и сопутствующие им трансгрессии моря начинаются в геосинклиналях и позднее распространяются на смежные платформы. Н. С. Шатский [19] показал, вместе с этим, что имеются тектонические движения, которые охватывают одновременно и геосинклинальные и смежные с ними платформы. В. В. Тихомиров [18] показал четко выраженную одновременность ряда трансгрессий мелового моря для Тавро-Кавказского орогена и Русской платформы. Фигурирующие в этих важных выводах определения одновременности и разновременности основаны всецело на гомотаксичности разрезов биостратиграфических горизонтов сравниваемых областей коры и следовательно эти выводы тоже должны рассматриваться под углом зрения принципа неопределенности.

С точки зрения механики, геосинклинали должны квалифицироваться как зоны концентрации напряжений и больших деформаций (пластические шарниры), причем, как теперь хорошо известно, осадочная покрывка подвергается в них складчатости, начиная с момента осадконакопления (конседиментационная складчатость) и завершается в стадии выворачивания (инверсии) прогнутых зон, реализуя разность между дугой и хордой этих зон и выполняющих эти зоны напластований (инверсионная складчатость). Концентрация деформирующих напряжений происходит в полном согласии с законами механики и теории наследственных сред Больцмана в зонах больших градиентов мощностей и больших дефектов коры, причем ввиду малости силы сцепления (вязкого трения) между литосферой и астеносферой обеспечивается концентрация эффекта сжатия всей литосферы в небольшом количестве геосинклиналей и георифтогеналей [4].

Поскольку литосфера в разных орогенах или в разных сегментах одних и тех же орогенов имеет разные физико-механические свойства, а большие необратимые деформации связаны с переходом материала литосферы из твердого состояния в текучее, то инверсионная складчатость, отмечающая собой орофазы Штилле, в разных частях орогена и тем более в разных орогенах будет проявляться неодновременно. Как и при постановке задачи о синхронизации разных сечений биостратиграфических горизонтов, говорить о синхронности проявлений орофаз в отдаленных друг от друга сегментах геосинклиналей можно в рамках относительно крупных временных интервалов. Учитывая явление смещения фаз и наличие в ряде случаев субфаз, де-Ситтер [16] справедливо предлагает сгруппировать все субфазы и фазы Штилле внутри относительно небольших временных интервалов под названием одной сборной орофазы. По сводке Дж. Гиллюли [24] в неогене Калифорнии намечается 42 орофазы, которые согласно предложению де-Ситтера должны быть сгруппированы в три орофазы—савскую, штирийскую и аттическую (по Штилле).

Неопределенность типа вышеуказанных могут быть отме-

чены также при попытке синхронизации явлений сейсмической и вулканической активности, корреляции денудационных уровней, оледенений и др. В частности, можно сослаться на статистику землетрясений. Земная кора, напрягаясь до состояния хрупкого разрушения, подвергается срывам и связанным с ними сотрясениям не везде и не сразу. Хорошо известно, что промежуток времени между 1960—1970 гг. отмечался рядом разрушительных землетрясений, которые произошли в совершенно разные моменты этого временного интервала. Если цена деления временной шкалы будет равняться 10 годам, то можно обобщено говорить об одновременности всех этих разрушительных землетрясений и выделить соответствующую им эпоху высокой сейсмоактивности Земли. Если же цену деления временной шкалы взять равной, допустим, 1 году, то названные землетрясения почти все окажутся разновременными даже в пределах одной орогенной области.

Аналогичные выкладки приведены в последних работах Э. Н. Эрлиха, И. В. Мелекесцева [22] и В. И. Влодавца [6] по пространственно-временному распределению явлений вулканической активности в кайнозойе в целом и в историческое время.

Выше говорилось о статистическом методе определения возраста пород по преобладанию в них тех или иных видов, родов или таксонов руководящей фауны. Ч. Лайель [26], один из творцов принципа актуализма, пользовался статистическим методом также при исследовании ряда других вопросов геологии. Все известные нам законы природы имеют *статистический характер* и с нашей точки зрения в настоящее время можно говорить в целом также о *статистическом характере всех известных в геологии закономерностей и о принципе статистического распределения в геологии*. Статистический подход к решению теоретических и практических задач можно иллюстрировать на таком наглядном примере. Если существует большой сосновый лес (в эпическом понимании этого слова) и если на разных участках этого леса в виде вкрапленников встречаются отдельные березовые деревья, то при статистической характеристике состава леса

последний считается сплошь сосновым и если ставится задача защиты леса от вредителей, то березовыми деревьями полностью пренебрегают и решительно применяют нужные для сосен эффективные ядохимикаты, невзирая на пагубность для берез этих ядохимикатов.

Для геологических метатеорий компактная классификация минералов, горных пород, руд, подземных вод, горных формаций, тектонических структур, явлений геофизической активности и др. успешнее всего производится при использовании статистического принципа и при условии элиминирования редко встречаемыми объектами и феноменами.

Соответственно для решения геологических задач с помощью математических методов и электронно-вычислительных машин должны применяться как правило вероятностно-статистические модели.

Следует отметить, что в последние годы некоторые исследователи высказывают сомнения в отношении универсальности принципа актуализма, утверждающего общность закономерностей, которым подчиняются явления геологической активности Земли независимо от времени их проявления. В частности, ими оспаривается тождество этих закономерностей для архея и фанерозоя [12]. Безусловно имеются недостаточно осмысленные факты и явления не укладывающиеся в рамки принципа актуализма, существуют важные различия в строении и степени дифференциации, а также различия между составом и свойствами отдельных оболочек Земли на разных этапах ее эволюции. Эти различия обуславливают имманентные различия в явлениях геологической активности на разных этапах эволюции Земли. Особого внимания заслуживает в этом отношении эволюция динамики системы Земля-Луна. Если действительно Земля и Луна в архее находились при пределе Роша (на расстоянии около 18000 км друг от друга), земные сутки имели продолжительность около 5 часов, а высота морских приливных волн достигала 6000 м и за такие короткие сутки морская волна несколько раз пробегала Земной шар, то легко представить темп и масштабы волноприбойного разрушения материков и остро-

вов и накопления осадков в депрессиях рельефа и сопоставить их с весьма скромными темпами и масштабами тех же явлений для современной эпохи. Нам представляется целесообразным говорить при формулировке принципа актуализма не об идентичности закономерностей, повторяемых во времени геологических феноменов, а об их *инвариантности* и, кроме того, руководствоваться при такой формулировке указанным выше статистическим принципом, считая принцип актуализма справедливым, если он оправдывает себя для громадного большинства исследованных случаев.

По-видимому в самостоятельный принцип может выделяться также широко проявленный факт *дискретности* во взаимоотношениях между членами формационных рядов, интрузивных комплексов, эффузивных серий, рудных формаций, осадочных напластований и др.

В концептуальном аппарате геологии исторически важное место занимают *принцип суперпозиции* пластов для нормально залегающих серий отложений (принцип Стено), *принцип исторической рядоположенности* суперпозирующих *фаций* (принцип Вальтера), *принцип гомотаксичности отложений*, включающих тождественные фаунистические комплексы (принцип Смита в современном понимании). Перечень этих и других принципов, дополненный аргументированным выше принципом *инвариантного актуализма* и *принципом неопределенности*, и *принцип дискретности*, по-видимому, более удовлетворительно представляют понятийный аспект соответствующего круга геологических вопросов.

Обобщая изложенные выше рассуждения, можно сформулировать следующие положения.

1. Определенные в классической стратиграфии границы геологических систем и их подразделений являются лабильными и в действительности располагаются в промежутках между смежными хроостратиграфическими и биостратиграфическими горизонтами.

2. Синхронизация гомотаксичных сечений единых биостратиграфических горизонтов должна быть проведена под углом зрения *принципа неопределенности*, согласно которому

при прочих равных условиях, чем больше расстояние между синхронизируемыми сечениями отложений, тем меньше точность их синхронизации и, наоборот, чем меньше это расстояние, тем больше точность синхронизации.

3. В условиях недостаточности материала по биостратиграфической изученности, при проведении границ между геологическими системами и их подразделениями следует оперировать в рамках относительно крупных временных интервалов, охватывающих время полной экспансии биологического таксона в пределах занятой им провинции.

4. Сопоставление медленных тектонических движений земной коры, основанное фактически на сопоставлении гомотаксичных сечений биостратиграфических горизонтов, должно проводиться с учетом *принципа неопределенности*. В частности, в пределах данной геосинклинальной системы (в понимании структур типа мегантиклинорий Кавказа, Урала, Эльбруса, Анд и др.) и тем более геосинклинальной области (в понимании структур типа Средиземноморского орогена и др.), точность синхронизации гомотаксичных орогенических фаз должна уменьшаться по мере увеличения расстояния между сопоставляемыми районами геосинклиналей. Для быстрых тектонических движений, а именно для землетрясений тектонического характера, этот принцип проявляется совершенно четко: нарушение сплошности коры в виде трещин начинается в небольшом очаге (фокусе землетрясения) и далее примерно со скоростью звука распространяется в стороны от очага. Сходные этим соотношения известны также в проявлении вулканической активности, развитии рельефа и др. (теория пенепленов и денудационных поверхностей Девиса и Пенка).

Армянское геологическое общество

Поступила 17. II. 1975

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Г. М., Вегуни А. Т., Птухян А. Е. Палеогеновая система. Геология СССР, т. XLIII. Армянская ССР. Изд. «Недра». 1970.
2. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Тр. 17 сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1939.

3. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1949.
4. Асланян А. Т. Тектоническая деформация Земли. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1955.
5. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1962.
6. Влодавец В. И. Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. Сб. «Геодинамика магмаобразования и вулканизм». Петропавловск-Камчатский, 1974.
7. Давиташвили Л. Ш. Причины вымирания организмов. Изд. «Наука», М., 1969.
8. Давыдов А. С. Квантовая механика. Изд. «Наука», М., 1973.
9. Динер К. Основы биостратиграфии, ГОНТИ, М.-Л., 1934.
10. Жамойда А. И. (редактор) Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Национальный комитет геологов СССР, Изд. «Недра», 1965.
11. Жинью М. Стратиграфическая геология. Изд. «Мир», М., 1952.
12. Косыгин Ю. А., Яншин А. Л. Геология, статья в БСЭ, т. 6. 1971.
13. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. Изд. «Недра», М., 1974.
14. Криштофович А. Н. Палеоботаника. ГОНТИ, Л., 1957.
15. Мик-Ки. Фациальные изменения на Колорадском плато. Сб. «Осадочные фации в геологической истории». Изд. «ИЛ», М., 1953.
16. Ситтер-де Л. Х. Структурная геология. Изд. «ИЛ», М., 1960.
17. Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований, Гостоптехиздат, Л., 1958.
18. Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время. Тр. института геол. наук. Изд. АН СССР, серия геол., № 44, 123, 1950.
19. Шатский Н. С. Движения земной коры и их происхождение. Избран. труды, т. IV, Изд. «Наука», 1965.
20. Штилле Г. Замечания к статье Дж. Гиллюли «Распределение горообразования в геологическое время». Избранные труды. Изд. «Мир». М., 1964.
21. Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. «Недра», М., 1964.
22. Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В. Проблема ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое. Сб. «Геодинамика магмаобразования и вулканизм». Петропавловск-Камчатский, 1974.
23. Wheller H. E. Beesley E. M. Critique of the timestratigraphic concept, Bull. geol. Soc. Amer., v. 59. 1948.
24. Gilluly Y. - Distribution of mountain Building in geologic Time, Bull. geol. Soc. Amer., 60, 1949.
25. Hedberg H. — Stratigraphic boundaries. Eclog. geol. Helv., v. 63.

№ 2, 1970.

26. *Lyell Ch.* — Elements of geology. VI ed. appletion New-York, 1886.

27. *Rodgers Y.* — Nature, usoge and nomenclature of Stratigraphic units.

Bull. Amer. Assoc Petrol. geol., v. 38, № 4, 1954.

28. *Stille H.* — Grundfragen der Vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.

И. Г. МАГАКЬЯН

ГЕОЛОГИ—НАРОДНОМУ ХОЗЯЙСТВУ АРМЯНСКОЙ ССР

Большой вклад в развитие народного хозяйства нашей республики вносят геологи-производственники и ученые, обеспечивающие минеральным сырьем многие отрасли промышленности страны.

Геологическими исследованиями за Советский период, и в особенности за последние два десятилетия, выявлены значительные запасы ряда металлических и неметаллических полезных ископаемых в недрах территории Советской Армении.

Установлено, что из металлов республика богата в первую очередь молибденом, медью, железом, благородными и рассеянными металлами, алюминиевым сырьем (глиноземом); меньшее значение имеют свинец, цинк, хром, марганец, титан, ванадий, сурьма, ртуть. Среди неметаллических полезных ископаемых огромные концентрации дают туфы, андезито-базальты, перлит, пемза, бентонит, диатомит, мрамор, каменная соль и др.

Основная проблема состоит в рациональном и обязательно комплексном использовании всех этих природных богатств, имея в виду, что запасы их хотя и велики, но не являются неограниченными.

Дело в том, что геологические процессы, создавшие концентрации полезных ископаемых, имели место десятки-сотни *млн. лет* назад, необратимы и добыть из недр полезное ископаемое можно только единожды.

В связи с этим мы не можем мириться с значительными потерями при разработке и переработке руд, с пренебрежительным отношением к сравнительно бедным и так называемым забалансовым рудам, к большим потерям металлов в хвостах и отвалах.

С другой стороны, возникает ряд проблем, связанных с наиболее полным и рациональным использованием и переработкой минерального сырья на месте, в республике, с тем, чтобы вывозить, главным образом, изделия и промышленную готовую продукцию.

Ниже приведены наши соображения по некоторым наиболее актуальным вопросам.

Во-первых, о путях использования бедных и забалансовых руд. Практикуемая на многих наших месторождениях выборочная выемка сравнительно богатых участков с оставлением в недрах или выбрасыванием в отвалы более бедных руд приводит к большим и безвозвратным потерям, ибо потом к бедным рудам, оставленным в недрах, не подобраться, а из отвалов металлы вымываются и рассеиваются.

Между тем, ориентировочные подсчеты показывают, что суммарные запасы металлов в сравнительно бедных рудах по меньшей мере равны запасам в относительно более богатых рудах и, таким образом, использование обоих типов руд удвоит общие запасы и вдвое удлинит жизнь горнорудных предприятий.

Бедные руды широко развиты на медно-молибденовых месторождениях (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара, Анкаван и др.), на флангах медноколчеданных месторождений (Алаверди, Шамлуг, Анкадзор и др.), на новом Тигра-набердском месторождении медных руд, на ряде месторождений хромита, марганца, титана (рутила), сурьмы и ртути, благородных металлов.

При этом надо учесть, что в бедных рудах кроме основного металла содержится часто примесь ряда рассеянных и иногда благородных металлов, что повышает их ценность и делает комплексную разработку рентабельной.

Что можно рекомендовать производителям?

Добиться пересмотра кондиций, сравнимых с минимальными содержаниями, принятыми во многих и капиталистических, и социалистических странах: для меди 0,3—0,4%, для железа 15%, для золота 1—2 г/т, для сурьмы 1,5—2%, для титана 1,5—2% рутила в руде и т. д.

Разработку организовать карьерами, совершенствовать технологию обогащения, руды использовать комплексно с извлечением всех ценных компонентов.

Во-вторых, относительно экономически рентабельной разработки отвалов и использования хвостов. За годы разработки медноколчеданных месторождений (Алаверди, Шамлуг, Кафан и др.) и медно-молибденовых месторождений (Каджаран, Агарак, Дастакерт и др.) накопились огромные отвалы и хвосты обогатительных фабрик, в которых содержатся металлы (медь, молибден и др.).

Из отвалов, которые окисляются в приповерхностных условиях, металлы хотя и медленно, но выщелачиваются и выносятся метеорными водами, пропадают.

С хвостами обогатительных фабрик и металлами, которые содержатся в них, дело обстоит еще хуже; большинство хвостохранилищ (в Зангезуре) расположено в узких ущельях с частыми селевыми потоками, сносящими хвосты и, таким образом, основная задача сохранения хвостов для доизвлечения металлов (в будущем, более совершенными методами) не достигается.

Что тут можно рекомендовать? Прежде всего сокращение отвалов за счет переработки бедных руд и сведение к минимуму содержания металлов в хвостах за счет усовершенствования уже сейчас методов обогащения.

Извлечение оставшихся в отвалах и хвостах металлов можно рекомендовать путем выщелачивания по принципу давно известной реакции: $\text{CuSO}_4^*) + \text{Fe} = \text{Cu} + \text{FeSO}_4$ с интенсификацией этого процесса под действием микроорганизмов (бактерий).

От хвостохранилищ, вероятно, лучше всего отказаться,

*) Медь переносится в виде сульфата и, реагируя с железными пред-метами, осаждается на их поверхности.

используя измельченный и почти лишенный металлов материал в целях изготовления искусственных строительных материалов и для почвообразования (по предложениям чл.-корр. АН Арм. ССР М. З. Симонова). Тем самым будет положено начало безотходному производству.

В-третьих, о путях рационального использования таких неметаллических полезных ископаемых как перлит, бентонит, диатомит. Запасы их огромны; перлиты и бентониты разрабатываются уже в довольно больших масштабах, диатомиты—пока в небольших.

Наиболее крупными месторождениями перлита являются Арагацкое и Фонтан-Джаберское, бентонитов—Саригюхское и Ноемберянское, диатомита—Сисианское. Перлиты и бентониты используются частью в республике, а главным образом вывозятся в др. республики СССР (перлиты также в Италию).

Задача состоит в том, чтобы расширить масштабы разработок перлита и бентонита, вовлечь в эксплуатацию диатомиты Сисианского месторождения (предварительно обогащая их) и, самое главное, вывозить эти полезные ископаемые не в сыром виде, а в готовых, для различных применений, материалах.

Теперь интересно рассмотреть, что дали работы геологов Института геологических наук АН Арм. ССР и Геологического Управления СМ Арм. ССР для обоснования организации в республике новых отраслей промышленности?

Основной проблемой ИГН и УГ СМ Арм. ССР являлось изучение геологического строения территории республики и закономерностей образования и размещения в Земной коре месторождений полезных ископаемых. В связи с этим, главное внимание было посвящено изучению закономерной взаимосвязи между геологическим строением территории республики (структуры, магматизм, литолого-стратиграфические особенности) и характером минерализации, предопределяемым им, то есть вопросам прогнозирования и направления поисково-разведочных работ. С этой целью детально изучались вопросы стратиграфии и литологии вулканогенно-оса-

дочных толщ, гидрогеология, магматизм и структуры с составлением геологических карт разного масштаба и на их основе серии специальных карт: тектоники, магматизма, гидрогеологии, металлогении, прогнозной карты поисков полезных ископаемых и др.

Сравнительное изучение геологии и минерализации Малого Кавказа, и прежде всего территории Армянской ССР, с рядом соседних стран Средиземноморского пояса (НРБ, Словакия, Югославия, Румыния, а по литературным данным, также Турции и Ирана), с одной стороны, и Уралом — с другой, доказало, что по типу геологического развития и характеру минерализации Малый Кавказ является аналогом Центрального Средиземноморья и Урала. Отсюда был сделан прогноз о большой вероятности обнаружения на Малом Кавказе, кроме давно известных концентраций меди (и молибдена), также очень характерных для Средиземноморья и Урала месторождений железных руд и золота.

Опираясь на эти теоретические предпосылки, а также наличие материальных остатков разработок на железо и золото (шлаки плавки железных руд, заброшенные рудники с отвалами, обилие железных изделий и золотых украшений в древних могильниках) и прямые указания в клинописях и древних рукописях, ИГН обосновал и организовал целеустремленные поиски на железо и золото, выделил наиболее перспективные участки и частью своими экспедициями непосредственно, частью работами УГ СМ республики способствовал открытию ряда месторождений железных руд и золота.

На прогнозно-металлогенической карте, составленной коллективом ИГН, сейчас можно отметить до 50 месторождений и проявлений железных руд и более 40 коренных концентраций благородных металлов открытых главным образом в период, начиная с 1950—1951 гг.

Интересно подчеркнуть, что аналогия Малого Кавказа с Центральным Средиземноморьем и Уралом блестяще подтвердилась не только в отношении наличия концентраций железа и золота, но и в совпадении генетических типов место-

рождений этих металлов. Так, для железа, подобно Уралу, на Малом Кавказе развиты месторождения титаномagnetитовых руд собственно-магматического типа (на Урале—Качканар и др., в Арм. ССР—Сваранц и др.), скарновых magnetитовых руд (на Урале—г. Магнитная, г. Благодать и др., в Арм. ССР—Кохбская группа, Раздан и др.), апатит-magnetитовых руд (на Урале—Лебяжинский рудник, в Арм. ССР—Абовян, Ахавнадзор); в Центральном Средиземноморье известны скарновые magnetитовые месторождения (Банат в Румынии, Диврик в Турции и др., сходные с месторождением Раздан и др. в Арм. ССР).

Для золота на территории Арм. ССР известны месторождения двух различных типов: золото-сульфидные, сходные с широко развитыми на Урале, и золото-теллуридные Средиземноморского (Карпатского или Трансильванского) типа.

В результате детального изучения геологического строения и минерализации Армянской ССР на территории республики были выделены три рудных пояса, специфичных по своему геологическому строению и оруденению: Алаверди-Кафанский с медным колчеданным оруденением, Памбак-Зангезурский с медно-молибденовым и золото-сульфидным оруденением, Севано-Амасийский с хромитом и наложенным золото-теллуrowым оруденением.

В процессе целеустремленного изучения этих поясов экспедициями ИГН и УГ СМ Армянской ССР был открыт ряд практически очень интересных объектов, переданных производственным организациям.

По железу открыты или выдвинуты под разведку месторождения: Раздан, Абовян, Сваранц, Базум, Кохбская группа, Агарцин и др.; по золоту открыты и выдвинуты под разведку Меградзорское и Азатекское, предсказано открытие и указано местоположение Зодского месторождения, открытого по этим указаниям экспедицией треста Кавзолото.

По медно-молибденовым рудам—открыто Дастакертское месторождение и многочисленные проявления Баргушатского хребта и Вардениса. По медноколчеданным рудам—зна-

чительно расширены перспективы Алаверди-Шамлугского, Анкадзорского и Кафанского рудных полей.

Открытие и последующая разведка железорудных месторождений и выявление среди них трех объектов, обладающих значительными запасами руд высокого качества—Раздан, Абовян (Капутан) и Сваранц создали основу для организации в Армении новой отрасли производства—черной металлургии. Разданские руды, лишенные вредных примесей (сера, фосфор) и, наоборот, природнолегированные редкоземельными элементами являются лучшим сырьем для качественных железа и сталей, применяемых в машиностроении; руды Абовянского месторождения после магнитной сепарации с получением магнетитовых и апатитовых концентратов послужат основой для выплавки качественных сталей и для получения суперфосфата (из апатитовых концентратов); руды Сваранцкого месторождения, содержащие титан и ванадий—основа для качественных титанистых и ванадиевых сталей и извлечения металлических титана и ванадия.

На базе руд этих месторождений уже проектируются первенцы черной металлургии республики—заводы качественных сталей и специальных сплавов в Раздане и в районе Еревана.

С проблемой рационального использования железных руд тесно связан вопрос получения чистого железа (для нужд электротехнической промышленности) и организации порошковой металлургии (производство деталей, металлокерамика, подшипники, твердые сплавы и др.).

Концентраты Сваранцкого месторождения станут основой производства на месте специальных титанистых и ванадиевых сталей, а частично будут, вероятно, вывозиться на Руставский металлургический комбинат в Груз. ССР. Если до последнего времени развитие черной металлургии в республике лимитировалось отсутствием запасов каменного угля, то сейчас положение меняется в лучшую сторону; в Иджеванском районе у сс. Куйбышев и Ахкхлу открыто и проходит стадию разведки месторождение каменного угля (приурочено к вулканогенно-осадочной толще юрского

возраста), которое вероятно удовлетворит нужды производства специальных сталей и сплавов.

Геологические организации республики, и прежде всего Геологическое управление и ИГН, должны разработать широкую программу детального изучения перспективной в отношении угленосности юрской толщи и особенно ее нижней песчанико-сланцевой (терригенной) части, среди которой залегает мощный пласт угля. Эта потенциально угленосная пачка должна быть прослежена и разведана на всем ее протяжении в бассейне р. Гетик и до верховьев р. Ахум (Гасан-су) в Шамшадинском районе.

Острое положение с энергетическими ресурсами обязывает наших геологов продолжать изыскания также по перспективам нефтегазосности территории республики.

Из известных к настоящему времени более полсотни небольших проявлений нефти и газа ни одно не представляет практического интереса, а надежды обнаружения крупных скоплений газа или нефти—невелики. Все же специалистами в этой области выделены как наиболее перспективные Октемберянский и Сабунчи-Ленинаканский прогибы, глубокие горизонты которых пока не изучены и по прогнозной оценке отдела нефти и газа ИГН и КНГРЭ Геологического Управления имеют определенные перспективы в отношении нефтегазосности, оцениваемые в первые сотни млрд. м³ газа.

Обнаружение практически неисчерпаемых запасов нефелиновых сиенитов, обогащенных глиноземом, а в приконтактных зонах массивов наряду с ним также рассеянными и редкоземельными металлами, послужило толчком к организации производства на этой сырьевой базе не только глинозема для алюминиевой промышленности республики, но также кремнезема, щелочей, редких и рассеянных, редкоземельных металлов, т. е., комплексного использования всех ценных компонентов нефелиновых сиенитов, а из хвостов—цемента; это другой пример безотходного производства.

На ближайшие годы намечаются перспективы организации еще ряда новых производств: рутиловых концентратов (для получения из них титана, как основы специальных

сплавов), сурьмы и свинца (из руд Азатекского и других месторождений Айюндзора)—основы производства аккумуляторов, кабеля и др., ряда редких и рассеянных металлов (ванадий, рений, селен, теллур)—основы производства специальных, в том числе тугоплавких сплавов и полупроводников и т. д.

Какие ставятся перед геологами республики главнейшие вопросы в деле дальнейшего расширения сырьевой базы горнорудной промышленности?

Открытия последних двух десятилетий и последних лет (бентониты Ноемберяна, медь Тигранаберда и Анкадзора, бокситы Урцского хребта, уголь Иджеванского района и, прежде всего, многочисленные месторождения железных руд и благородных металлов) наглядно доказывают, что возможности недр Армении еще далеко не исчерпаны и не раскрыты полностью; предстоит еще очень большая работа.

С одной стороны, необходима детализация и углубленное изучение условий образования, структур и состава месторождений полезных ископаемых республики с составлением детальных прогнозных карт для всех перспективных районов.

Такое изучение поможет правильно прогнозировать и направлять поисково-разведочные работы и комплексно использовать все ценные компоненты полезного ископаемого.

С другой стороны, настало время широкого обобщения имеющегося материала и сравнения минерализации территории Армении (и Малого Кавказа в целом) с другими районами Средиземноморья и сходными по типу геологического развития внутренними зонами Тихоокеанского пояса и Уралом.

Такое обобщение и сравнительное изучение, предпринятые в последние годы, уже дали положительные результаты и многое предсказали: целеустремленные поиски комплексов рудных формаций, типичных для этих областей (в частности, железа, благородных металлов, сурьмы, ртути, бокситов и др.), рентабельное использование бедных руд, комплексное извлечение всех ценных компонентов и др.

В конечном счете, все это послужит делу расширения сырьевой минеральной базы, ее рациональному использованию и дальнейшему развитию горнорудной промышленности республики.

Отделение наук о Земле
АН Армянской ССР

Поступила 14. V. 1975.

А. Т. ВЕГУНИ

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ ПРИ РЕШЕНИИ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Исторически сложилось так, что имеются, по крайней мере, четыре схемы расчленения палеогеновых отложений, каждая из которых имеет свои преимущества и недостатки. Преимущество международного стратотипа (Англо-Парижского бассейна) заключается в том, что он выделен впервые и имеет наибольшее признание. Стратотип южной Франции или, вернее, Западных Альп территориально расположен в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса и легко увязывается с другими разрезами палеогена этой геосинклинали. Стратотип Крыма и ее парастратотип на Кубани легко увязываются с аналогичными схемами юга СССР (без Закавказья) и приняты за основу расчленения палеогена юга СССР. Схема деления палеогена острова Тринидад, разработанная Г. М. Болли и предложенная К. А. Крашенинниковым [5] в качестве стратотипа, отличается стройностью, детальностью расчленения и возможностью ее применения на больших пространствах.

Несмотря на это, ни одна из них не лишена погрешностей и, самое главное, между этими схемами имеются большие расхождения. Так, по схеме Англо-Парижского бассейна, нижняя граница палеоцена проводится по подошве отложений зоны с *Globorotalia velascoensis*. По схеме Западных Альп эта граница проводится по основанию отложений зоны с *Globorotalia pseudobuloides*; на острове Трини-

дад—по подошве отложений зоны с *Globorotalia trinidadensis*; на схеме, разработанной В. А. Крашенинниковым, проводится она по кровле зоны с *Globorotalia uncinata* и по подошве слоев с *G. angulata*, на Кубанском парастратотипе палеоценовые отложения также начинаются со слоев зоны с *Globorotalia angulata*. Граница палеоцена и эоцена определяется более четко. Началом эоцена считается массовое появление нуммулитид, хотя отдельные нуммулиты известны и из палеоцена. Большинство исследователей по фауне мелких фораминифер эта граница в настоящее время проводится по подошве отложений зоны с *Globorotalia subbotinae*, или по кровле слоев зоны с *Globorotalia velascoensis* или *G. acarinata*. В СССР между зонами с *Globorotalia acarinata* и *G. subbotinae* выделяется зона с *G. aequa* и граница палеоцена и нижнего эоцена проводится по подошве отложений этой зоны.

Сложнее обстоит дело с определением границы нижнего и среднего эоцена. На стратотипе СССР по фауне микрофораминифер эта граница проводится по кровле отложений с *Globorotalia subbotinae* и по подошве отложений зоны с *Globorotalia aragonensis*. В пределах же Средиземноморского бассейна эта граница значительно поднимается вверх, и отложения зоны с *Globorotalia aragonensis* включаются в состав нижнего эоцена, а граница нижнего и среднего эоцена проводится по подошве отложений зоны с *Acarinata crassaeformis* = *Ac. bullbroki*. Эта же задача по фауне крупных фораминифер в основном решается однозначно. Отложения с *Nummulites planulatus* включаются в нижний эоцен. Отложения, содержащие *Nummulites laevigatus* включаются в состав среднего эоцена. Определение границы нижнего и среднего эоцена по фауне крупных фораминифер вызывает некоторое сомнение лишь там, где типичны среднеэоценовые формы все больше и больше встречаются в совместном нахождении с *Nummulites planulatus*. Впервые это было замечено на Шагдагском хребте (Армянская ССР) С. С. Кузнецовым [6]. Это положение было пересмотрено Б. Ф. Меффертом [7], А. А. Габриеляном [3], А. Т. Вегуни [2] и

А. Е. Птухьяном [8] и темные известняки севанской свиты со смешанным комплексом нуммулитид все-таки были отнесены к нижнему эоцену.

Наиболее спорным является определение верхней границы среднего эоцена. На стратотипе Англо-Парижского бассейна граница среднего и верхнего эоцена проводилась по кровле лютетского и по подошве бартонского ярусов. Основой для такого деления служил факт исчезновения крупных нуммулитов в кровле лютетского яруса и появления мелких нуммулитов в основании бартонского. Ж. Бусак, в южной Франции, между лютетским и бартонским ярусами обнаружил отложения со смешанной фауной нуммулитид, где наряду с крупными формами *Nummulites perforatus* и *N. millacaput* встречаются мелкие нуммулиты, в том числе *N. striatus* и *N. fabianii*, которые им же были выделены в отдельный ярус под названием оверзского и были отнесены к среднему эоцену. Впоследствии аналогичные отложения были обнаружены и в других областях Средиземноморского геосинклинального пояса в Пиренеях, Северной Италии, Сирии, Армении, Азербайджане и др. Одними исследователями отложения со смешанной (средне-верхнеэоценовой) фауной относились к среднему эоцену (Ж. Бусак, М. А. Багманов), другими—к верхнему эоцену (А. А. Габриелян, 1964, А. Т. Вегуни, 1959, С. М. Григорян, 1963, А. Е. Птухьян, 1967). Эти же отложения выделены Г. Шаубом, Л. Готтингером (1960) в качестве нового—биарицкого—яруса и параллелизуются с отложениями верхнего лютета, причем лютет принят за синоним среднеэоценового подотдела. Некоторые исследователи Западных Альп эти отложения выделяют в переходную зону между средним и верхним эоценом.

По фауне мелких фораминифер на схеме острова Тринидад и сирийской части Средиземноморского геосинклинального пояса эта граница проводится по кровле отложений зоны с *Truncorotaloides göhri* и по подошве отложений зоны с *Globigerinapsis semiinvoluta*. В пределах стратотипической области юга СССР (Крым) и парастратотипической области юга СССР (Кубань) граница среднего и верхнего эоце-

на, начиная с 1964 г. проводилась по подошве отложений зоны с *Acarinina rotundimerginata*, а с 1970 г. по кровле этой же зоны, т. е. по подошве отложений зоны с *Hantkenina alabamensis*.

Граница эоцена и олигоцена по фауне нуммулитид всюду проводится однозначно, т. е. по появлению *Nummulites vascus* и *N. intermedius*. По фауне микрофораминифер эта граница проводится менее четко, на острове Тринидад по кровле отложений с *Globorotalia socaensis* и по подошве отложений зоны с *Globigerina ampliapertura*, в Сирии эта граница В. А. Крашенинниковым проводится по кровле отложений зоны с *Globigerina corpulenta* (или подзоны с *Globigerina cerro-azulensis*) и по подошве отложений с *Globigerina ampliapertura*. Граница эоцена и олигоцена в Армении, по данным Е. К. Шуцкой и др. (1973), проводится по кровле отложений зоны с *Turborotalia cerro-azulensis* и по подошве отложений со смешанными фораминиферами.

В связи с перечисленными выше расхождениями во взглядах на проведение границ отделов и подотделов палеогена определение объема этих стратиграфических единиц является одной из наиболее актуальных проблем стратиграфии палеогена. Тем не менее, ни один из вышеуказанных вопросов до сего времени не нашел своего общепризнанного решения, и все они продолжают оставаться объектом оживленных дискуссий. Общеизвестно, что в основе палеонтологического метода лежит изменчивость фауны, связанная с изменением условий обитания животных организмов. Измененная среда в свою очередь является функцией тектонических движений. При сопоставлении конкретных разрезов со стратотипическими мы исходим из того положения, что закономерности изменения среды обитания органического мира в области накопления отложений данного разреза не отличались от закономерностей изменения среды накопления отложений стратотипа. Предполагается, что все изменения среды происходили одновременно, повсеместно, и поэтому изменчивость фауны на различных регионах также должна быть подчинена единому правилу. В настоящее время этого никто не

может утверждать. Закономерности изменения среды обитания могут быть одинаковыми лишь в пределах одной структурно-формационной зоны или, по крайней мере, сопряженных и близко расположенных структурно-формационных зон. Поэтому и появляются региональные схемы стратиграфического расчленения толщ, в каждой из которых обобщены материалы тех разрезов, отложения которых накопились в сходных биомических условиях.

Исходя из изложенных позиций, поиски глобального стратотипа и глобальной единой схемы стратиграфического расчленения являются неразрешимой задачей.

С другой стороны различные группы организмов по-разному реагируют на изменения среды: на одних уровнях происходит резкая смена одних групп организмов, а на других уровнях—других. В связи с этим весьма трудно по остаткам различных групп организмов расчленить толщу на одних и тех же уровнях. Приведенные факты, может быть, являются тривиальными истинами, но, к сожалению, в практической деятельности в стремлении разработать унифицированные и детальные схемы стратиграфического расчленения эти истины зачастую забываются.

Первоначально в стратиграфическом расчленении палеогена ведущая роль принадлежала моллюскам, в частности, пелециподам и гастроподам, а позже эта роль перешла к нуммулотидам, в частности к отряду нуммулитов. Разрешающая способность этой группы считалась чуть ли не универсальной. По мере развития палеонтологической науки ряд специалистов стали приписывать такую универсальную роль микрофораминиферам, в частности планктонным. В последнее время некоторые ученые приписывают большую разрешающую способность наннопланктону. Ряд вопросов биостратиграфии может быть разрешен и решается изучением закономерностей филогенетического развития ежей, морских звезд, морских лилий, кораллов, рыб, зубов акул, споропыльцевого комплекса, остатков древесины, листьев и др. Мы предполагаем, что каждая из названных групп органического мира обладает своей разрешающей способностью.

которой и определяется ее биостратиграфическое значение. В отдельных случаях, при отсутствии более достоверных методов каждая из них приобретает решающее значение. Наиболее достоверные результаты получаются при комплексном, совместном их использовании.

Безусловно, планктонные животные, в частности микроорганизмы (мелкие фораминиферы, наннопланктон), в принципе должны обладать и обладают рядом преимуществ. Их преимущество заключается в большой миграционной способности, что не могут оспаривать бентонные группы животных. Их обилие, следовательно, большая частота встречаемости еще больше увеличивает их биостратиграфическое значение. Тем не менее, статистический анализ закономерностей распространения современных представителей планктонных фораминифер на больших пространствах привел Н. В. Беляеву, С. Б. Кругликову и др. к выводу о том, что и эта группа организмов подчинена определенным законам географического распространения. Разбор закономерностей распределения (биоценоз) и дальнейшего перераспределения (тафоценоз) фауны приводит к мысли о том, что ни одна группа организмов не может претендовать на универсальность и на исключительную и однозначную разрешающую способность. Это еще явственнее обосновывается при сопоставлении одновозрастных, но разнофациальных толщ. По классической схеме расчленение толщ по остаткам органического мира производится путем изучения закономерностей вертикального распространения отдельных видов или комплекса видов той или иной группы организмов. Следовательно, чем короче длительность существования вида или комплекса видов, тем больше их разрешающая способность. По мере накопления фактов выясняется, что видов сугубо узкого вертикального распространения не существует. Расширение вертикального диапазона развития тех или иных видов может быть обусловлено субъективными причинами, а именно—неправильным пониманием объема вида или неправильного определения стратиграфического положения толщи и др. По мере расширения наших знаний эти субъек-

тивные искажения пределов вертикального распространения вида уменьшаются, но одновременно по мере накопления новой информации увеличиваются объективные возможности расширения интервала вертикального распространения вида. Чем большее число разрезов мы изучаем, тем больше мы сталкиваемся с более полными и непрерывными разрезами, где отсутствуют перерывы в осадконакоплении. На таких разрезах все меньше и меньше мы обнаруживаем скачкообразные смены фауны. Смена одного вида другим или одной группы фауны другой происходит плавно, весьма постепенно, что лишает нас возможности более четко установить пределы вертикального распространения отдельных видов, а тем более группы видов, и отбить по ним границы толщ. Поэтому в настоящее время для установления длительности существования одного вида употребляются разные обозначения (тейльзон, тейльхрон, эпиболь и др.). Автор также руководствовался установлением эпиболей. Но дальнейшие исследования и обзор литературы по закономерностям распространения нуммулитид и некоторых мелких фораминифер привели к убеждению, что включение того или другого вида по эпиболям в характерный комплекс правомерно для небольших регионов, обладающих идентичными условиями среды осадконакопления и обитания. За пределами данной конкретной структурно-формационной зоны эпиболь одного и того же вида фиксируется на различных уровнях, зачастую выходящих за пределы тех стратиграфических единиц, которые были выделены именно по эпиболи одного или эпиболям нескольких видов. Следовательно, выделение биостратиграфических единиц в ранге биозон только по эпиболям видов на больших площадях сопряжена также с большими погрешностями и может привести к ошибкам. Задачей каждой стратиграфической работы является составление региональной схемы расчленения территорий. Последующий этап работ должен состояться в сопоставлении региональной стратиграфической схемы со стратотипом. Здесь и возникают основные препятствия—с каким стратотипом произвести эту корреляцию. Корреляция стратиграфической схемы

Армянской ССР, как части юга СССР, должна проводиться с утвержденной палеогеновой комиссией МСК стратотипом (Крымский разрез) или парастратотипом (Кубанский разрез). С другой стороны как Армения, так и прилегающие территории Тавро-Кавказской геосинклинальной области в геологическом отношении являются неотъемлемыми частями Средиземноморского геосинклинального пояса и поэтому их геологическое строение тесно связано с этим поясом. В связи с этим мы сталкиваемся с трудностью, заключающейся в несоответствии стратиграфических схем юга СССР и Средиземноморского геосинклинального пояса. Как было отмечено выше, ни один из имеющихся стратотипов не может претендовать на универсальность. Универсальную разрешающую способность не может иметь ни одна группа ископаемых остатков органического мира.

По-видимому, назрела необходимость создания абстрактного—модельного стратотипа. Расчленение осадочного покрова Земли на возрастные единицы является основой исторической геологии. Наиболее достоверным методом, имеющим большую разрешающую способность, является биостратиграфический, который при детальных исследованиях доведен до 1—1,5 млн. лет (биозоны или ее части). Накопленный фактический материал на сегодня позволяет создание такой модели. Разумеется эта модель по мере накопления новой, более достоверной информации, время от времени будет пересматриваться и уточняться, обогащаться новыми элементами и усовершенствоваться. Но моделирование стратиграфических подразделений будет ключом решения стратиграфических задач.

При создании модели мы руководствовались одним общественным положением биостратиграфии, которое гласит, что для биостратиграфического расчленения толщ важное значение имеют виды или группа видов, которые имеют наибольшую горизонтальную и наименьшую вертикальную распространенность. В силу этого в модель каждой стратиграфической единицы могут быть включены только те виды, которые строго подчинены этому закону. Большинство

исследователей этот незыблемый закон биостратиграфии соблюдается при выборе руководящих видов (видов индексов) или комплексов, но при этом обычно употребляются качественные критерии. Не исключена возможность, что при качественном подходе могут быть приняты волевые решения, что и приводит к недопониманиям, ошибочным решениям и субъективным толкованиям. Поэтому при выборе видов модели, по-видимому, следует руководствоваться более четкими—количественными критериями.

Другое положение, которое ставится в основу нашей схемы, это представление о том, что преобразование органического мира или расселение появившихся новых видов на больших пространствах происходит в геологическом понимании быстро, по данным А. И. Толмачева, не позже 10—15 тыс. лет, а порою и того меньше.

Как было отмечено выше, в модель стратиграфической единицы должны включаться виды, имеющие наиболее широкое пространственное распространение, иными словами, имеющие максимальную частоту встречаемости ($P_{\text{л}}$) в пространстве и наименьшую частоту встречаемости во времени ($P_{\text{в}}$).

Значение $P_{\text{л}}$ определяется отношением p_1/p , где p —количество испытуемых разрезов, а p_1 —число разрезов, в которых встречен данный вид.

Значение $P_{\text{в}}$ определяется отношением a_1/a , где a —количество стратиграфических подразделений палеогена, а a_1 —количество стратиграфических единиц, в которых обнаружен данный вид.

Соотношение $P_{\text{л}}$ и $P_{\text{в}}$ определяют биостратиграфическое значение вида. Исходя из основного постулата биостратиграфии, $P_{\text{л}}$ в уравнении должно занимать положение числителя, так как с увеличением $P_{\text{л}}$ увеличивается биостратиграфическое значение вида, а $P_{\text{в}}$ в уравнении должно занимать положение знаменателя, так как с увеличением значения $P_{\text{в}}$ уменьшается биостратиграфическое значение вида. Следовательно, уравнение приобретает следующий вид:

$$K_{k_i} = \frac{P_{\pi}}{P_B} = \frac{n_1 \cdot a}{n \cdot a_1},$$

где K_{k_i} — это коэффициент элементарной модели данного вида.

Определение a в уравнении $P_B = a_1/a$ сопряжено с некоторыми трудностями. a — это количество стратиграфических подразделений, входящих в данную стратиграфическую единицу (система, отдел, подотдел и др.). Стратиграфические подразделения должны отражать смену биомических условий, являющихся следствием тех геолого-тектонических процессов, которые происходили в период накопления пород данного стратиграфического подразделения. До сего времени нам не известны все те рубежи, при которых происходили более или менее значительные геолого-тектонические изменения, могущие привести к изменению среды обитания и предопределяющие изменения родового и видового состава органического вида. В биостратиграфии решается обратная задача. Изменчивостью видового или родового состава фаунистического или флористического комплекса определяется количество стратиграфических подразделений, составляющих данную стратиграфическую единицу. Вот здесь и возникают споры. Нередко, трудно установить, что считать изменением фаунистического или флористического комплекса: появление нового вида, исчезновение старого, изменение количественного соотношения тех же видов или что-то другое? Таким образом и появляются разные схемы биостратиграфических подразделений одних и тех же отложений. Здесь же и возникают споры относительно определения ранга этих биостратиграфических единиц, и в связи с этим вопросы их соподчиненности.

Сопоставление относительной (биостратиграфической) хронологической схемы палеогена с абсолютной выявляет ряд интересных вопросов относительно продолжительности биостратиграфической единицы и вызывает сомнение относительно правомочности их соподчиненности.

Безусловно, трудно подтвердить, что скорость эволюционного развития органического мира во все времена ос-

тается одинаковой. Эта эволюция, будучи в зависимости от условий изменения среды обитания, замедляется или ускоряется в соответствии с темпом развития тектонических процессов. Но является, по-видимому, очевидным то, что в палеоцене и раннем и среднем эоцене Средиземноморский геосинклинальный пояс проходил позднегеосинклинальную стадию развития, характеризующаяся в основном скомпенсированным прогибанием и накоплением флишевой формации. Следовательно, в этой стадии развития среда обитания претерпевала медленные изменения. В позднем эоцене и олигоцене проходил орогенный этап развития с образованием геантиклиналей и межгорных прогибов с накоплением молассовых формаций. Изменчивый режим среды обитания должен был бы привести к большей изменчивости органического мира. Из этого следует, что деление палеогена на дробные биостратиграфические единицы по изменчивости органического мира не согласуется с историей геологического развития области. Так, при продолжительности позднеэоценового века 9—11 *млн. лет* по микрофораминиферам биостратиграфические единицы в нем не выделяются, а в среднем и нижнем эоцене при продолжительности 4—6 *млн. лет* в каждом подотделе выделяется от трех до пяти биозон. Хуже обстоит дело с палеоценом. В период продолжительностью всего 4—5 *млн. лет* выделяется от 4 до 8 биозон. Из вышесказанного следует, что при стадии прогибания, и следовательно, более стабильной биономической среде за более короткие промежутки времени происходит более частая и резкая смена органического мира (через каждые 1,0—1,5 *млн. лет*) и наоборот в орогенный этап развития области, т. е. более мобильном этапе развития геосинклинали, органический мир медленнее подвергается изменению, что и позволяет выделить стратиграфические единицы (биозоны) продолжительностью лишь до 5—10 *млн. лет*.

Несмотря на расхождения во взглядах относительно расчленения палеогена по фауне нуммулитид, наиболее приемлемым является выделение палеоцена в составе одной единицы, нижнего эоцена в составе тоже одной единицы, среднего

эоцена в составе трех единиц, верхнего эоцена тоже в составе трех единиц и олигоцена в составе двух единиц, т. е. в общей сложности на 10 нуммулитовых биозон (горизонтов). В этом случае значение a соответствует цифре 10.

Наши исследования показали, что для составления биостратиграфической модели по фауне нуммулитид достаточно $n=20$, так как в 20 региональных разрезах западной части Средиземноморского геосинклинального пояса и прилегающих частей древних структур встречаются наиболее распространенные нуммулиты и эта цифра достаточна для выводов точною 70—80% (см. формулу длин).

Определяя значения n и a мы получили следующие K_k для нуммулитов и выделили виды модели для каждой стратиграфической единицы, которые вычисляются как среднеарифметические элементарных моделей:

$$K_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n K_{k_i}$$

Нижний эоцен

- | | |
|------------------------------------|---------------------|
| 1. <i>Nummulites planulatus</i> | при $K_{k_1} = 1,2$ |
| 2. <i>Nummulites bolcensis</i> | при $K_{k_2} = 1,0$ |
| 3. <i>Nummulites praelucasi</i> | при $K_{k_3} = 1,0$ |
| 4. <i>Nummulites subplanulatus</i> | при $K_{k_4} = 0,8$ |

Следовательно, для нижнего эоцена $K_{k_{н.э.}} = 1,0$

Средний эоцен (нижняя часть)

- | | |
|-----------------------------------|------------------------|
| 1. <i>Nummulites laevigatus</i> | при $K_{k_1} = 2,2$ |
| 2. <i>Nummulites distans</i> | при $K_{k_2} = 1,5$ |
| 3. <i>Nummulites atacicus</i> | при $K_{k_3} = 1,3$ |
| 4. <i>Nummulites anomalus</i> | при $K_{k_4} = 1,3$ |
| 5. <i>Nummulites murchisoni</i> | при $K_{k_5} = 1,25$ |
| 6. <i>Nummulites irregularis</i> | при $K_{k_6} = 1,2$ |
| 7. <i>Nummulites uroniensis</i> | при $K_{k_7} = 1,0$ |
| 8. <i>Nummulites partschi</i> | при $K_{k_8} = 0,9$ |
| 9. <i>Nummulites globulus</i> | при $K_{k_9} = 0,8$ |
| 10. <i>Nummulites aquitanicus</i> | при $K_{k_{10}} = 0,5$ |

Следовательно, для *нижней части среднего эоцена*

$$K_{\text{к ср.э.}}^{\text{I}} = 1,16.$$

Для *средней части среднего эоцена* модельными видами нуммулитов являются:

- | | |
|------------------------------------|---------------------------|
| 1. <i>Nummulites uroniensis</i> | при $K_{\text{к1}} = 1,0$ |
| 2. <i>Nummulites partschi</i> | при $K_{\text{к2}} = 0,9$ |
| 3. <i>Nummulites lurdigalensis</i> | при $K_{\text{к3}} = 0,9$ |
| 4. <i>Nummulites biuricensis</i> | при $K_{\text{к4}} = 0,7$ |
| 5. <i>Asselina exponens</i> | при $K_{\text{к5}} = 0,7$ |

Следовательно, для *средней части среднего эоцена*

$$K_{\text{к ср.э.}}^{\text{II}} = 0,84.$$

Для *верхней части среднего эоцена* модельными видами из нуммулитов являются:

- | | |
|-----------------------------------|---------------------------|
| 1. <i>Nummulites gizehensis</i> | при $K_{\text{к1}} = 1,3$ |
| 2. <i>Nummulites perforatus</i> | при $K_{\text{к2}} = 1,1$ |
| 3. <i>Nummulites chavanessi</i> | при $K_{\text{к3}} = 1,1$ |
| 4. <i>Nummulites millicaput</i> | при $K_{\text{к4}} = 0,7$ |
| 5. <i>Nummulites brongniartii</i> | при $K_{\text{к5}} = 0,5$ |
| 6. <i>Nummulites galensis</i> | при $K_{\text{к6}} = 0,5$ |

Следовательно, для *верхней части среднего эоцена*

$$K_{\text{к ср.э.}}^{\text{III}} = 0,86.$$

Для *нижней части верхнего эоцена* модельными видами являются:

- | | |
|-------------------------------|---------------------------|
| 1. <i>Nummulites striatus</i> | при $K_{\text{к1}} = 0,8$ |
| 2. <i>Nummulites fabianii</i> | при $K_{\text{к2}} = 0,8$ |

$$\text{Следовательно, } K_{\text{к в.э.}}^{\text{I}} = 0,8.$$

Модельными нуммулитами для *средней части верхнего эоцена* являются:

- | | |
|----------------------------------|---------------------------|
| 1. <i>Nummulites variolarius</i> | при $K_{\text{к1}} = 0,8$ |
| 2. <i>Nummulites fabianii</i> | при $K_{\text{к2}} = 0,8$ |
| 3. <i>Nummulites incrassatus</i> | при $K_{\text{к3}} = 0,7$ |
| 4. <i>Nummulites bouillei</i> | при $K_{\text{к4}} = 0,6$ |

$$\text{Следовательно, } K_{\text{к в.э.}}^{\text{II}} = 0,71.$$

Модельными нуммулитами для *верхней части верхнего эоцена* являются:

- | | |
|-------------------------------|---------------------------|
| 1. <i>Nummulites fabianii</i> | при $K_{\text{к1}} = 1,0$ |
|-------------------------------|---------------------------|

2. *Nummulites bouillei*

при $K_{K_2} = 0,6$

Следовательно $K_{K_{в.э.}}^{III} = 0,8$.

Модельными нуммулитами для *нижнего олигоцена* являются:

1. *Nummulites intermedius*

при $K_{K_1} = 1,1$

2. *Nummulites vascus*

при $K_{K_2} = 0,7$

Следовательно, $K_{K_{н.о.}} = 0,9$.

В предлагаемые модели не включены виды, имеющие $K_{K_i} < 0,5$. Виды с таким K_{K_i} являются или спорадическими (маловстречающимися), не имеющими коррелятивного значения, или транзитными, имеющими большое вертикальное распространение при данной дробности расчленения. Наиболее достоверное коррелятивное значение имеют виды с $K_{K_i} = 1 \pm 0,2$. В равной мере достоверность-правомочность выделенных стратиграфических единиц увеличивается при увеличении значения K_{K_i} . У большинства стратиграфических единиц, выделенных нами, K_{K_i} тяготеет к единице или равна единице.

Обобщая вышеизложенное, мы приходим к следующим выводам.

1. Выделение глобальных стратотипов для палеогена сопряжена с большими трудностями и на данной стадии нашей информативности является неразрешимой задачей.

2. Разработанные схемы стратиграфического расчленения по любым группам ископаемых остатков могут найти применение для определенных палеогеографических провинций, причем чем подробнее схема стратиграфического расчленения, тем ограниченнее область их применения.

3. Применение методов математической статистики, с учетом основных постулатов биостратиграфии, позволяет выделять комплекс видов, характеризующих данную стратиграфическую единицу.

4. В результате изучения закономерностей пространственно-временного распределения нуммулитид по двадцати региональным парастратотипам основной западной части Средиземноморского геосинклинального пояса и его доальпийского обрамления в палеогене выделено десять стратиграфических единиц в ранге подотделов и ярусов.

1. *Беляева Н. В.* Планктонные фораминиферы в осадках Мирового океана. Вопросы микропалеонтологии, № 12. Изд. «Наука», Москва, 1969.
2. *Вегуни А. Т.* Расчленение среднего эоцена южной Армении по фауне нуммулитов. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
3. *Габриелян А. А.* Нуммулитиды Армянской ССР и ярусное расчленение палеогена. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 5, 1962.
4. *Григорян С. М.* Нуммулиты из олигоценых отложений Ереванского района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XIII, № 3—4, 1960.
5. *Крашенинников В. А.* Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях тропической, субтропической областей. Тр. Геол. инст. АН СССР, вып. 202, Москва, 1969.
6. *Кузнецов С. С.* Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья оз. Гокча. Сб. «Бассейн оз. Севан». Изд. АН СССР, т. I, Ленинград, 1928.
7. *Мефферт Б. Ф.* Палеоген Западного и южного Закавказья. В кн. «Геология СССР», т. X, Закавказье, ч. I, Изд. «Геолгиздат», Москва, 1934.
8. *Птухян А. Е.* Материалы к стратиграфии среднего эоцена Армении. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», т. XIX, № 5, 1966.

Г. А. ТУМАНЯН

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЕБЕД-АГСТЕВ

Структуры, развитые в междуречье рек Дебед и Агстев и имеющие различные простирания, группируются, в основном, в две системы—кавказского (северо-западного) и антикавказского (север-северо-восточного) простирания. Сложное сочетание этих структур является характерным для Антикавказского тектонического пояса.

Наиболее крупной и главной структурной единицей рассматриваемого района является юго-восточная часть Алавердского антиклинория (Качал-Чатинский антиклинорий) кавказского простирания. Эта структура описана в ряде крупных работ [1, 2, 3, 4, 5], в которых она и Иджеванская синклиналь из-за регионального масштаба исследований представлены лишь в общих чертах. Почти не затрагиваются вопросы времени образования, морфологических особенностей и характера развития поперечных структур рассматриваемого района. Настоящее сообщение имеет цель—по мере возможностей восполнить этот пробел.

В ядре Алавердского антиклинория обнажаются вулканогенные образования нижней (?) и средней юры, имеющие крутые ($45-50^\circ$) углы падения, а на крыльях—отложения бата, келловей, оксфорда, мела и, частично, палеогена.

На участке перехода антиклинория в Прикуринскую мегаинклинорию зону, сложенную образованиями верхней юры и мела, с северо-запада на юго-восток выделяются Дебедашен-Банушский, Папакарский и Агстевский брахисинкли-

нории антикавказского простиранья (поперечные по отношению к главной структуре района) и разделяющие их Айрумская и Воскепар-Шаваршаванская антиклинали. При этом Дебедашен-Банушский и Агстевский синклинории расположены вкрест простиранья Сомхето-Карабахского мегаантиклинория, подразделяя его на Шамшадинский, Алавердский и Локский антиклинории.

В северо-восточных, погружающихся под кайнозойские отложения Прикуринского мегасинклинория, частях Алавердского антиклинория Дебедашен-Банушская, Айрумская и Папакарская поперечные структуры составляют Ноемберянский тектонический блок, сложенный верхнемеловыми образованиями. Последний разграничивается разрывными нарушениями: с юго-востока Воскепар-Шаваршаванским, с юго-запада Дебедашен-Кохбским, с северо-запада разрывным нарушением, проходящим по долине реки Дебед, а с северо-востока флексурным изгибом Прикуринской мегасинклинорийной зоны, развивающимся вкрест простиранья отмеченных поперечных структур.

В развитии поперечных (антикавказских) структур описываемого блока выделяются следующие стадии: конседиментационная (сеноман-нижний сенон), когда структуры образовались параллельно осадконакоплению при наличии резко дифференцированного прогибания; стадия развития орогенных движений, характеризующаяся сильной интенсификацией близгоризонтальных тектонических подвижек, тангенциальным сжатием и общим воздыманием Ноемберянского тектонического блока и сопредельных участков [7].

Следующая, Геогская синклинальная структура Папакарского синклинория, сложенная, в основном, образованиями верхнеюрского возраста, от Воскепар-Шаваршаванской поперечной антиклинальной зоны разделяется системой разломов, которая проходит по юго-восточному склону хребта гор Геог-Гомшавар-Мисхана в северо-восточном направлении и представлена близпараллельно расположенными, преимущественно, крутопадающими ($70-90^\circ$) в северо-западные румбы разломами в виде зон маломощных (от нескольких

метров до 20—25 м), нацело гидротермально измененных, сильно раздробленных, эпидотизированных и окварцованных пород. В целом отмеченные разломы создают мощную (до 1,0 км) зону раздробленных и перемятых пород, по которой отложения келловей приведены в тектонический контакт с вулканогенно-осадочными образованиями бата.

Описанная система разрывных нарушений относится к типу длительно развивающихся—она контролировала процессы осадконакопления верхнеюрского времени. Наблюдаются значительные изменения фаций и мощностей келловей и оксфорда. В Геогской синклинали они представлены терригенно-карбонатными и терригенно-вулканогенными образованиями со значительно увеличенными мощностями (максимальными по сравнению с другими поперечными структурами рассматриваемого района).

Вышеуказанная система разломов, примерно вкрест к своему простиранию, пересекается серией разрывных нарушений близширотного или северо-западного простирания, имеющей полудугообразную форму и повторяющей очертания южной замыкающейся части Ноемберянской синклинальной впадины. Здесь, на стыке Айрумской антиклинальной и Геогской синклинальной поперечных структур развивается Кохб-Шнохский гранитоидный интрузивный массив, который имеет пластообразный характер залегания и повторяет очертания замыкающихся синклинальных и раскрывающихся антиклинальных поперечных структур.

Геогская верхнеюрская синклиналь, разбитая вышеописанными разломами на отдельные блоки и разграниченная также разрывными нарушениями, в северо-восточном направлении раскрывается, уходя под отложения верхнего мела, а в юго-западном направлении, в присводовой части Алавердского антиклинория, замыкается, тем самым косо перекрывая различные толщи и горизонты образований батского возраста.

Воскепар-Шаваршаванская крупная поперечная антиклиналь прослеживается в северо-восточном направлении от села Воскепар до села Шаваршаван, имеет ассиметричное строение, на северо-востоке представлена двумя осевыми ли-

ниями, а на юго-западе, в бассейне р. Карахан, затухает и юго-западное крыло ее переходит в Агстевскую, а северо-западное—в Папакарскую синклиновые структуры. Происходит сильное расширение и переход указанной антиклинали в Алавердский антиклинорий.

Наиболее выдержанно прослеживается и четко выражена северо-западная осевая линия антиклинали, по которой проходит разлом протягивающийся от бассейна р. Ха-чахпюр до бассейна р. Карахан в север-северо-восточном направлении с падением в восточные румбы под углом $50-60^\circ$. Он разграничивает западное крыло Агстевского синклинория и, резко, примерно под прямым углом, пересекает Алавердскую антиклинорную зону, а в районе села Воскепар пересекается с другим разломом восток-северо-восточного простирания. Далее, после пересечения отмеченным разломом, описываемое разрывное нарушение обнажается в приосевой части Воскепар-Шаваршаванской поперечной антиклинальной структуры.

На всем протяжении описываемого разлома наблюдается закономерное смещение литолого-стратиграфических подразделений, изменение фаций и мощностей и местами в приразломных зонах, аналогично Дебедашенской группе разрывов, в терригенно-карбонатных породах наблюдаются участки развития поперечного изгиба и очень редко нагнетания. В связи с отмеченными усилиями, являющимися результатом близгоризонтальных подвижек, в приразломных зонах происходит довольно резкое изгибание слоев и увеличение крутизны углов падения. Все эти данные говорят о длительно развивающемся характере описываемого разлома, который, по-видимому, в период формирования конседиментационных поперечных структур, развивается на месте крутой флексурной полосы Папакарской синклинальной впадины в виде сброса северо-западного падения, а в послесенонское время по нему происходили близгоризонтальные подвижки. Эти подвижки привели также, в некоторой степени, к нагнетанию масс Воскепар-Шаваршаванской конседиментационной антиклинальной зоны на образования Ноемберянского тектони-

ческого блока синклинального характера, в результате чего происходило выворачивание плоскости смещения разлома от северо-западных румбов до юго-восточных.

Таким образом, основная (западная), наиболее выдержанная антиклиналь Воскепар-Шаваршаванской антиклинальной зоны является результатом развития разрывной тектоники. Восточная же антиклиналь имеет конседиментационный характер развития, прослеживается от среднего течения р. Джогаз в северо-восточном направлении до района горы Сурп-Саркис (западнее), где в отложениях верхнего сенона выражена слабее и далее погружается под кайнозойские отложения Куринской депрессии. Эта антиклиналь характеризуется относительно пологими ($10-15^\circ$) углами падения крыльев, развитием сравнительно небольших брахиструктур субширотного простирания, частота и размеры которых с северо-востока на юго-запад постепенно увеличиваются и в прирусловой части р. Джогаз осевая линия описываемой антиклинали резко поворачивается на запад-юго-запад, слагая крутую асимметричную складку субширотного простирания. Здесь Одун-дагская брахисинклинальная складка меридионального простирания, обнажающаяся между западной и восточной осевыми линиями Воскепар-Шаваршаванской антиклинальной зоны, в прирусловой части р. Джогаз переходит в антиклиналь субширотного простирания с изменением азимутов падения пород от западных и восточных румбов в северные и увеличением крутизны углов падения от $20-30^\circ$ до $40-60^\circ$. При этом изменение азимутов падения и увеличение крутизны углов падения пород сопровождается также увеличением степени раздробленности пород. На левом борту р. Джогаз вулканогенно-осадочные образования верхнего турона сильно раздроблены и пронизаны чешуйкообразными, многоступенчатыми трещинами субширотного простирания с углами падения плоскостей смещения $50-60^\circ$ в северные румбы. По описанным трещинам наблюдается многоступенчатое надвигание различных горизонтов друг на друга и, по-видимому, породы левого борта р. Джогаз по разлому также надвинуты на образования правого борта, входящего в Агстевский синклинорий.

Таким образом, близгоризонтальные подвижки, сопровождаемые сжимающими усилиями с севера на юг, наблюдаемые также по Воскепар-Шаваршаванскому разлому, образовали ряд брахиструктур субширотного простирания, а взбросовые подвижки по Джогазскому разлому образовали приразломную сжатую, крутую, асимметричную антиклинальную структуру и тектонический контакт вулканогенно-осадочных образований турона и коньяка с карбонатными отложениями верхнего сенона.

Агстевский синклинорий подразделяется на Иджеванскую и Казахскую синклинальные структуры. Первая, представленная в виде тектонического блока с запада и востока соответственно разграничивается Карнут-Воскепарским и Ревазлинским разломами сдвига-сбросового характера, а с юга и севера—Спитак-джурским и Джогазским взбросами.

Иджеванский тектонический блок на северо-востоке погружается под образования палеогенового возраста, слагающие Казахскую, раскрывающуюся в сторону Куринской депрессии, синклинальную впадину. Этот блок имеет вид синклинали северо-восточного простирания, дискордантно расположенной на главной структуре рассматриваемого района (Алавердской антиклинорной структуре) и сложен, в основном, крупной асимметричной Иджеванской синклиналью близмеридионального простирания и рядом сжатых шовных структур на юге и фронтальной части блока.

Описываемым тектоническим блоком охвачено западное крыло крупной синклинальной структуры, в восточной части которой развивалась грабен-синклиналь, ограниченная с запада и востока, соответственно, Лусадзорским и Ревазлинским разрывными нарушениями меридионального простирания. Описание Иджеванской поперечной синклинали и структурная карта этого участка составлены с использованием данных и геологических карт А. Т. Асланяна, А. А. Атабекина и Г. А. Чубаряна.

Оба разлома падают в сторону русла р. Агстев под углом 80° . Грабен-синклиналь, сложенная почти исключительно отложениями верхнего мела, прослеживается узкой

полосой по прирусловой части р. Агстев и в районах сел Ревазлу и Нижний Агдан резко расширяется, где кроме отложений мела постепенно в северном направлении появляются образования дат-палеоценового и эоценового возраста. Расширение сопровождается изменением азимутов простираания Ревазлинского разлома от меридионального к северо-восточному и субширотному (возможно наложен другой разлом) и пересечением Лусадзорского разлома Ачаджурским разрывным нарушением северо-западного простираания, по которому отложения мела находятся в тектоническом контакте с образованиями юрского возраста. Таким образом, в результате наложения образований палеогенового возраста происходит расширение грабен-синклинали и переход в Казахскую синклиналиную зону.

В центральной части грабен-синклинали выделяется широкая, с полого падающими крыльями антиклинальная (периклинальная) структура, ось которой проходит через гору Агкая, поперек синклинали в близширотном направлении, с падением осевой линии на восток и срезается Ревазлинским разломом. Эта антиклинальная структура, по-видимому, является отражением погруженной присводовой части Алавердского антиклинория. В пользу этого предположения говорят факты наличия значительного сокращения мощностей и изменения фаций отложений мела в присводовой части отмеченной антиклинали.

Западнее описываемой грабен-синклинали развивается в основном моноклиналь восточного падения, сложенная отложениями верхней юры.

Все вышеотмеченные структуры в южной части Иджеванского тектонического блока срезаются разломом широтного простираания, проходящим по южной части бассейна р. Спитак-джур. При этом параллельно последнему развит ряд узких пликативных структур с крутопадающими крыльями. Здесь параллельно развиваются Спитак-джурская синклиналиная и Хорская антиклинальная приразломные сжатые структуры, осевые линии которых прослеживаются в широтном направлении с падением в восточные румбы. При пере-

ходе на правый берег р. Агстев, в пределах грабен-синклинали, указанные приразломные структуры круто сворачивают на северо-восток и также срезаются Ревазлинским разломом. Указанные складки представлены южными крутопадающими ($60-80^\circ$) и северными, сравнительно пологопадающими ($30-50^\circ$) крыльями. Мульда Спитак-джурской синклинали выполнена отложениями верхнего сенона, а Хорской антиклинали—отложениями оксфорда.

Спитак-джурский разлом проходит по линии: северный склон горы Сарибулаг—левый борт р. Гардман—село Верин Агдан. Плоскость смещения падает на юг под углом $70-75^\circ$. В бассейне р. Гардман по разлому известняки верхнего сенона подвинуты под отложения верхней юры, вследствие чего имеют крутые падения слоев ($70-85^\circ$), местами опрокинуты или падают близвертикально. Восточнее р. Агстев, на участке стыка описываемого разлома с Ревазлинским, происходит резкое затухание обоих разломов. Здесь породы мела, как и на вышеописанном участке, в результате боковых сжимающих усилий подверглись пластическим деформациям, выраженным резким увеличением крутизны углов падения, развитием поддвигов и надвигов по многочисленным тектоническим трещинам и разломам, опрокидыванием слоев. Почти на всем протяжении Спитак-джурского разлома наблюдаются вышеописанные неоднородные деформации, выраженные, преимущественно, сжатием слоев и увеличением углов падения. В западном направлении, по-видимому, в результате уменьшения степени боковых сжимающих усилий (поперечного изгиба) близмеридионального направления, степень деформации пород постепенно убывает и на стыке описываемого и южного продолжения Воскепар-Шаваршаванского разломов вышеописанные приразломные деформации не наблюдаются. К тому же здесь происходит затухание Спитак-джурского разлома, а также пликтивных структур широтного простирания (Спитак-джурская синклиналь и Хорская антиклиналь). Исходя из вышеприведенных данных, а также принимая во внимание приразломные деформации пород Иджеванского тектонического блока и Вос-

кепар-Шаваршаванской антиклинали, можно прийти к выводу о немаловажной роли, направленных с севера на юг, близгоризонтальных усилий в формировании Иджеванской синклинали, на восточном крыле которой наблюдается наибольшее развитие указанных усилий.

Иджеванская синклиналь имеет асимметричное строение и, по-видимому, все вышеописанные структуры мелового возраста развиваются на западном крыле крупной верхнеюрской, также поперечной синклинали, по центральной части которой проходит Ревазлинский разлом. Последняя, как было изложено выше, является восточным флангом Иджеванской синклинали, где породы, в основном, падают в восточные румбы и осложнены более мелкими структурами широтного простирания. Осевые линии последних также падают в восточные румбы, доказывая тем самым, что отмеченные сдвиговые подвижки наложены на крупную конседиментационную структуру. Мульда последней расположена восточнее Ревазлинского разлома, сложена отложениями верхней юры и составляет водораздельное плато рек Агстев и Ахум.

Факт резкого сокращения мощностей и изменения фаций тулона, коньяка в западном направлении от долины реки Агстев (за линией Лусадзорского разлома в пределах Спитак-джурской синклинали) говорит о конседиментационном характере развития вышеотмеченной грабен-синклинали и в меловое время (с верхнего тулона до нижнего сенона). При этом, согласно данным М. А. Сатиана [6], окончательное формирование Иджеванского прогиба и разделение Алавердского и Мургузского поднятий происходило в коньяк-сантонское время.

В современной структуре находится лишь западная небольшая часть меловой конседиментационной складки, которая, по-видимому, развивалась в центральной части верхнеюрской более широкой синклинальной структуры. Западная граница отмеченной верхнемеловой структуры проходит по Лусадзорскому разлому, который контролировал осадконакопление отложений верхнего мела с сеномана до верхнего сенона. В верхнеюрских отложениях, в районе слияния рек Спитак-джур

и Агстев, отмеченный разлом затухает. Ревазлинский же разлом довольно резко пересекает как отмеченные несколько выше пликативные субширотные структуры, так и отложения верхнего сенона, обуславливая своим развитием асимметричное строение синклинали. Этот разлом, по-видимому, был заложен в послеверхнесенонское время и развивался в тесной взаимосвязи с узкими пликативными структурами широтного и субширотного простираия, образование которых обусловлено, в основном, развитием сдвиговых подвижек. Западное крыло Иджеванской синклинали сложено терригенно-карбонатными отложениями верхнеюрского возраста, которые развиваются в структурном плане, значительно отличающемся от главной структуры рассматриваемого района (Алавердского антиклинория). Отложения келловей, прослеживающиеся вдоль разлома, трансгрессивно с угловым и азимутальным несогласием, перекрывающие различные горизонты и толщи батского возраста, простираются в близмеридиональном направлении, слагая бортовую полосу Иджеванской синклинали, и почти под прямым углом пересекают отмеченную главную структуру района. Вышеуказанный разлом также относится к типу длительно развивающихся, по-видимому, контролировал осадконакопление в верхнеюрское время и образовался на месте флексурного изгиба верхнеюрской Иджеванской синклинальной впадины. Западнее разлома в пределах Алавердского антиклинория наблюдается огрубление терригенного материала, переход от терригенных и терригенно-карбонатных отложений к грубообломочным терригенным и первичное сокращение мощностей келловей.

В отличие от северного крыла и восточной замыкающей части, где активно развиваются антикавказские структуры, на южном крыле Алавердского антиклинория выделяются лишь радиально расположенные небольшие разрывы северо-восточного простираия и две синклинальные структуры субширотного простираия. Одна из них с пологопадающими крыльями ($5-10^\circ$) сложена верхнемеловыми отложениями, представленными сильно сокращенными мощностями и фациями, являющимися характерными для пологопадающей

шельфовой зоны [6], прослеживается через горы Цртакатар и Иджеван. Другая—полудугообразная синклинальная структура субширотного простираения, заполненная образованиями палеогенового возраста, развивается в бассейне верхнего течения р. Марц. Базальные слои отложений среднеэоценового возраста указанной синклинали резко трансгрессивно, с угловым и азимутальным несогласием, залегают на образованиях верхнемелового, верхнеюрского и среднеюрского возрастов, тем самым образуя дискордантные структурные перекрытия верхнемеловой синклинальной структуры горы Иджеван (Иджеванского хребта) и среднеюрского Алавердского антиклинория. Причем, в бассейне верхнего течения р. Хачахпюр, по системе разломов близмеридионального простираения (антикавказского) находятся в тектоническом контакте верхнеюрские и верхнемеловые известняки, которые вместе с зоной разлома перекрываются с угловым и азимутальным несогласием базальными конгломератами среднего эоцена. Здесь, на отдельных участках, отмеченными конгломератами заполнены небольшие овраги и другие отрицательные формы рельефа.

В результате относительной консолидации большинство структур антикавказского простираения и тесно связанные с последними приразломные шовные сжатые структуры близширотного простираения участвуют в строении палеогеновых прогибов как жесткие, слабо прогибающиеся массивы, а отражения их структурных элементов наблюдаются в образованиях палеогенового возраста в виде жестких срединных хребтов, скрытых разломов и других. Примером может служить Жангарлинская антиклиналь северо-восточного простираения, являющаяся аналогом описанных несколько выше антикавказских структур, имеющая крутопадающие крылья ($50-60^\circ$) и обнажающаяся в мульдовой части крупной синклинали бассейна верхнего течения р. Марц. Среднеэоценовые базальные образования отмеченной синклинальной структуры трансгрессивно перекрывают по краям (со всех сторон) указанную антиклиналь, тем самым обуславливая его овальную форму.

Таким образом, в междуречье рек Дебед и Агстев, в основном, выделяются два морфологических типа структур, которые характеризуются закономерно сочетающимися и парагенетически взаимосвязанными структурными элементами, образующими отличающиеся друг от друга структурные рисовки:

1. Крупные структуры близширотного (северо-западного или кавказского) простираения первого порядка, сложенные образованиями палеогенового и среднеюрского возрастов. При этом последними сложены, в основном, антиклинорные складки, а палеогеновыми отложениями—синклинорные.

2. Очень узкие и короткие, преимущественно асимметричные, расположенные кулисообразно, брахиструктуры близмеридионального (северо-восточного или антикавказского) простираения, сложенные образованиями позднемезозойского времени (верхняя юра—мел).

Отмеченные морфологические типы структур также парагенетически взаимосвязаны и образуют характерные для Антикавказа крупные структуры первого порядка (мегаантиклинорий и мегасинклинорий), осложненные поперечными асимметричными структурами второго порядка.

Структуры второго морфологического типа (антикавказские) развиваются согласно конседиментационным (верхняя юра, альб-сенон) и орогенным (неоком, даний-палеоцен) стадиями, в тесной связи с разрывными нарушениями близмеридионального простираения, по которым неоднократно происходили близвертикальные и близгоризонтальные подвижки. Последние в Сомхето-Карабахской мегаантиклинорной зоне привели к образованию поперечных (близмеридионального простираения) пликативных структур и смещенных кулисообразно расположенных антиклинориев субширотного простираения. Несмотря на развитие антикавказских структур отложения верхней юры и мела также в целом обнажаются по крыльям мегаантиклинорной зоны Антикавказского пояса и слагают крылья соседних мегасинклинорных структур.

Таким образом, можно считать, что все вышеописанные структуры междуречья рек Дебед и Агстев, а возможно и

Антикавказ, формировались унаследованно в течение развития Альпийской геосинклинали и весь комплекс юрско-палеогеновых структур можно рассматривать как единое целое и подразделить на структурные ярусы по степени дислокации и разнице структурных планов развития. Верхнеюрско-меловой структурный ярус по степени дислокации, характеру структур и структурному плану развития, согласно вышеизложенному, достаточно резко отличается от нижнесреднеюрского и палеогенового структурных ярусов.

В верхнеюрско-меловом структурном этаже выделяются два типа поперечных структур: крупные, широкие, примерно изометричные и узкие, асимметричные сжатые складки. Эти структуры закономерно наложены друг на друга, образуют чрезвычайно устойчивые сочетания, участвуют в строении всех антикавказских верхнемеловых структур, создавая их характерную рисовку и являются результатом длительного развития разрывной тектонической деятельности близмеридиональной направленности.

Указанные два подтипа структур слагают верхнеюрско-меловой (позднемезозойский) структурный ярус, который соответственно вышеотмеченным структурным типам подразделяется на верхнеюрско-неокомский и альб-верхнемеловой подъярусы. Мелкие поперечные асимметричные структуры, унаследованно развивающиеся по верхнеюрским также поперечным крупным структурам, придают последним характер синклиналиев и антиклиналиев.

Выделенные структурные ярусы и подъярусы разграничиваются региональными перерывами, являющимися результатами воздымания области. Ярусы же отличаются также структурными планами развития. Процессы поднятия в предкелловейское, неокомское и дат-палеоценовое время, по-видимому, являются следствием близгоризонтальных движений по сдвиговым нарушениям (образуются шовные сжатые пликативные структуры), взбросовых подвижек, надвигов и общего сравнительно кратковременного воздымания области.

Верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой — пале-

оценочный, по А. Т. Асланяну [1], или верхнеюрско-неокомский и альб-верхнемеловой, по А. А. Габриеляну [3], структурные ярусы согласно вышеприведенному материалу выделяются как подъярусы и слагают верхнеюрско-меловой структурный ярус, который, вероятно, характерен лишь для северных склонов Малого Кавказа и Прикуринской зоны. Южное крыло Алавердского антиклинория, где структуры второго порядка имеют согласные с главной структурой субширотные простирания, примыкает к Армянскому тектоническому комплексу [3] и по характеру тектонического развития отчетливо отличается от северного крыла, примыкающего к Прикуринскому мегасинклинорию.

Приведенные данные указывают, что Прикуринская и Севано-Ширакская мегасинклинорные структуры и сочлененные ими северные и южные крылья Антикавказского мегаантиклинория отличаются историями тектонического развития в верхнеюрско-меловое время и характером структурных рисовок. Следовательно, выделенный тектонический этаж характерен только для северных склонов Малого Кавказа и Прикуринской мегасинклинорной зоны.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 20. III. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в М-бе 1:1000000 (объяснительная записка). Гос. научн. техн. изд-во лит. по геол. и охране недр. Москва, 1955.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
4. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд. «Митк», Ереван, 1968.
5. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк между речья среднего и нижнего течения рр. Дебед-чай и Акстафа-чай.

Тр. Всес. геол. разв. объедин. вып. 219, 1934.

6. Сатян М. А. Очерк литологии меловых отложений Северной Армении и палеогеографических условий их накопления. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, т. XII, № 3, 1959.
7. Туманян Г. А. О характере и времени образования антикавказских (поперечных) дизъюнктивных и плекативных структур Ноемберянского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», т. XXVII, № 5. 1974.

Г. А. ТУМАНЯН, К. Г. АКОПЯН

МЕЗОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ
В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ
СТРУКТУР МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЕБЕД-АГСТЕВ

Вопросы интрузивного магматизма междуречья рек Дебед и Агстев долгое время привлекают внимание многочисленных исследователей и изучение их имеет важное практическое и теоретическое значение. Несмотря на это, возраст и генетические особенности интрузивных образований остаются дискуссионными. Одни исследователи [1, 2 и др.] определяют возраст интрузивов как постэоценовый, основываясь на том, что они в рассматриваемом районе прорывают верхнемеловые отложения, а их аналоги в соседних районах относят к эоцену. Другие же [3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10], основываясь на том, что гальки описываемых интрузивных образований обнаруживаются в «базальных» конгломератах сеномана у с. Ноемберян, возраст интрузий считают предсеноманским или предальбским (неокомским).

В результате новых сборов ископаемой фауны и анализа геологического строения района [11] возраст указанных конгломератов определен как верхний коньяк, а возраст Кохб-Шнохской интрузии—как предверхний коньяк. Но последнее утверждение берется под сомнение большинством исследователей, так как в описываемом районе нет четко выраженного перерыва в осадконакоплении между нижним и верхним коньяком и для внедрения и размыва указанной интрузии якобы не остается времени.

Петрохимическим особенностям и вопросам генезиса интрузивного магматизма рассматриваемого района посвящен ряд исследований [5, 7, 8] и поэтому в настоящей работе они затрагиваются поверхностно. Возрастные подразделения освещены более подробно и обоснованы прямыми геологическими данными и структурно-фациальным анализом.

В описываемом районе выделяются три комплекса интрузивных образований (табл. 1), исключительно широко развитые на северо-восточном крыле главной структуры (Алавердский антиклинорий), в поперечном (антикавказском) Папакарском синклинии и примыкающих к нему участках поперечной Айрумской антиклинали (фиг. 1). Эти комплексы характеризуются сходными морфологическими особенностями, составляют характерные, близкие по возрасту, парагенетические ассоциации магматических, контактовых, метасоматических и других образований и тесно связаны с определенными этапами развития позднемезозойской структуры.

1. Нижнемеловой интрузивный комплекс имеет широкое развитие на северном крыле (силловые залежи) и в присводовой части (дайки) Алавердского антиклинория и представлен, в основном, диоритами, которые по краям магматических тел часто переходят в диорит-порфириты, а затем в порфириты с андезитовой структурой. Встречаются также сравнительно лейкократовые и меланократовые разновидности описываемых пород. Первые через кварцевые диорит-порфириты переходят в сравнительно крупнокристаллические кварцевые диориты, а вторые—через габбро-диорит-порфириты в габбро-диориты. Есть также отдельные интрузивные тела габбро-диоритов, кварцевых диоритов, габбро-диабазов и габбро-порфиритов. Отмеченные интрузивные образования прорывают верхнеюрские отложения, причем на северном крыле антиклинория, последние пересечены разрывными нарушениями, по которым внедрены серии даек описываемого комплекса. На южном же крыле вблизи присводовой части Алавердского антиклинория гидротермально

Таблица 1

Магматические комплексы и их особенности	Габбро-диорит плагиогранитовый комплекс	Диорит-гранодиоритовый комплекс	Габбро-диорит-гранит, плагиогранитовый комплекс
1	2	3	4
Возраст по геологическим данным	После верхнеюрский до верхнемеловой (нижнемеловой)	Верхнемеловой (после нижнемеловой до верхнесенонский)	После коньякский до палеогеновый (даний и палеоцен)
Парагенетическая связь с типами структур	Папакарский синклиниорий. Геокская поперечная верхнеюрская синклинали. Сложно взаимосвязанная система поперечных и продольных разломов	Папакарский синклиниорий. Ноемберянская верхнемеловая структура. Сложно взаимосвязанная система поперечных и продольных разломов	Папакарский синклиниорий. Ноемберянская верхнемеловая поперечная синклинали. Система взаимосвязанных разломов (поперечных и продольных) верхнемелового возраста
Главные типы пород	Диориты (кварцевые и бескварцевые), диорит-порфиры, плагиограниты, габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, габбро-порфиры	Кварцевые диориты, гранодиориты, реже диориты и аплиты	Граниты, плагиограниты, гранодиорит-порфиры, трондjemиты, кварцевые диориты, диорит-порфиры, габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы, диабазы
Характерные текстурные и структурные особенности	Тонко- и мелкозернистые, реже среднезернистые. Частые переходы полнокристаллических и стекловатых разновидностей	Средне- и крупнозернистые, хорошо раскристаллизованные. Структура гипидиоморфнозернистая, полнокристаллическая	Тонко- и мелкозернистые, реже среднезернистые. Преобладают мелкокристаллические порфировидные разновидности

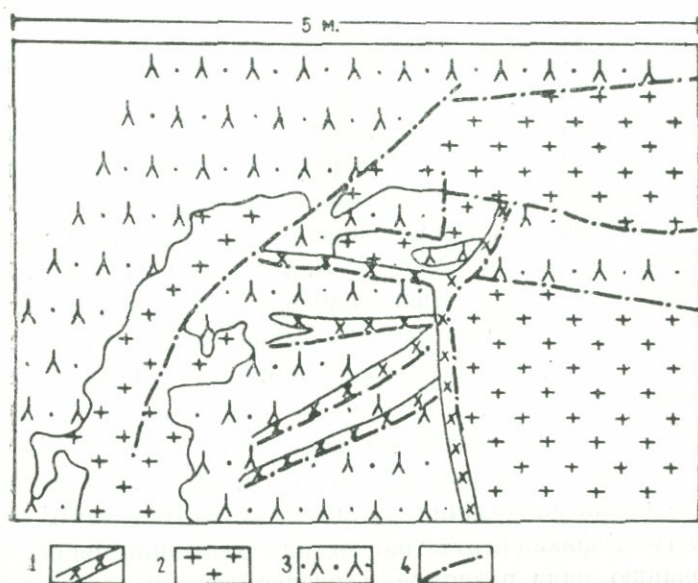
1	2	3	4
Характерные минералы	Полевые шпаты, кварц, роговая обманка, авгит, (калиевый полевой шпат в кислых разновидностях в виде примеси)	Плагиоклаз (№№ 31—50 кварц, роговая обманка, биотит, редко калиевый полевой шпат	Полевые шпаты, кварц, роговая обманка, авгит, (калиевый полевой шпат часто, особенно в кислых разновидностях)
Петрохимические особенности (по классификации А. Н. Заварицкого, основанной на производных параметрах Q и a/c)	Пересыщенные, слабопересыщенные и насыщенные SiO_2 (от диоритов к габбро), очень бедные щелочами породы, при $Na_2O > K_2O$; среди них плагиограниты выделяются как пересыщенные SiO_2 , умеренно богатые щелочами при средних значениях $Q = 38,9$, $a/c \approx 6,5$ и $Na_2O > K_2O$	Пересыщенные SiO_2 , очень бедные щелочами породы, при $Na_2O > K_2O$	Пересыщенные, насыщенные и слабо недосыщенные SiO_2 (от гранитов к габбро) породы, бедные щелочами при $Na_2O > K_2O$. Среди них выделяются граниты, пересыщенные SiO_2 , богатые щелочами, при $K_2O > Na_2O$ и плагиоаплиты и гранофиры, также пересыщенные SiO_2 , но умеренно богатые щелочами натриевой линии
Морфология и размеры	Малые интрузии, небольшие дайки (до 10—15 кв. км)	Крупный Кохб-Шнохский массив (90 кв. км) гигантская пластообразная интрузия	Преобладают дайки, значительно реже малые интрузии

измененное с колчеданным и барит-полиметаллическим оруденением лакколитообразное тело диоритового состава у с. Атан трансгрессивно перекрывается базальными конгломератами среднего эоцена. Последние содержат хорошо окатанные гальки диорит-порфиров и их измененных, частично оруденелых, разновидностей. Однако гальки плагиогранитов указанного комплекса в обилии встречаются также в конгломератах верхнего (у с. Кохб) и нижнего (в бассейне верхнего течения р. Барана в местечке Касарджур) коньяка. Отсюда возраст пород описываемого комплекса определяется как послеверхнеюрский—доконьякский. Учитывая также данные радиологического определения возраста образцов, отобранных у села Атан, в районе г. Марал из сравнительно свежих, не затронутых метасоматическими изменениями интрузивных тел диоритового состава, обнажающихся на южном крыле и в присводовой части Алавердского антиклинория, возраст указанного комплекса определяется как нижний мел.

2. Следующий комплекс представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, которыми сложена Кохб-Шнохская интрузия. Преобладают роговообманково-биотитовые кварцевые диориты с подчиненным развитием гранодиоритов и аплитов в эндоконтактной фации—роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и пироксеновые кварцевые диориты [5, 7, 8]. В краевых зонах Кохб-Шнохского массива отчетливо наблюдаются признаки гибридизма и состав интрузии заметно меняется в зависимости от вмещающих пород [7]. При этом переход к эндоконтактной фации более основного состава Кохб-Шнохского массива объясняется широким развитием пород первого интрузивного комплекса, частота появления которых в северном направлении от присводовой части Алавердского антиклинория заметно увеличивается, а на южном и юго-восточном контактах массива породы первого комплекса слагают почти непрерывные выходы.

Взаимоотношение указанных интрузивных комплексов наглядно видно северо-западнее г. Геог в обнажениях сред-

него течения р. Гуляби, верхнего течения р. Шнох и в районе г. Зикатар. В первом участке мелкокристаллические, темно-серого цвета, кварцевые диорит-порфиры разбиты тектоническими трещинами и прорваны главной интрузив-



Фиг. 2

Зарисовка планового изображения обнажений контактовой части Кохб-Шнохской интрузии (ущелье р. Гуляби). 1. Аплитовидные граниты. 2. Роговообманково-биотитовые крупнокристаллические кварцевые диориты светло-серого цвета. 3. Мелкокристаллические, местами сильно перекристаллизованные кварцевые диориты темно-серого цвета. 4. Диорит-порфиры темно-серого цвета со слоистой текстурой, 5. Тектонические трещины.

ной фацией Кохб-Шнохского массива, развитие которой (крупно-кристаллические кварцевые диориты светло-серого цвета) контролировалось отмеченными тектоническими трещинами (фиг. 2). Местами перекристаллизованные кварцевые диориты темно-серого цвета сохранились в виде ксенолитов. При этом по мере удаления от описываемой контак-

товой части последние постепенно переходят в темно-серые диорит-порфиры.

Во втором районе (верхнее течение р. Шнох) дайки кварцевых диоритов главной интрузивной фации Кохб-Шнохского массива прослеживаются вдоль разломов и наглядно прорывают темно-серые диорит-порфиры и относительно мелкокристаллические кварцевые диориты.

В районе г. Зикатар, в контакте Кохб-Шнохской интрузии обнажаются измененные, катаклазированные, неравномерно-перекристаллизованные, эпидотизированные диорит-порфиры и габбро-диорит-порфиры, которые гибридизированы отмеченным интрузивным массивом, а последний в эндоконтактовой части представлен темно-серыми диоритами. Кроме того, по данным Г. А. Казаряна [7], в районе с. Чочкан, а также по нашим наблюдениям в северо-западном контакте Кохб-Шнохского массива, обнажаются плагиограниты, которые изменены и гибридизированы главной интрузивной фацией указанного тела.

Приведенные данные указывают, что после формирования первого интрузивного комплекса, который особенно широкое развитие получил на месте Кохб-Шнохского массива, интенсификация тектонических движений привела к образованию ряда разломов и раздробленных зон, способствовавших развитию процессов гибридизма и метасоматизма и образованию указанного интрузивного массива.

Кохб-Шнохский интрузивный массив имеет грубую пластообразную форму залегания и, приблизительно, повторяет структуру вмещающих средне- и верхнеюрских пород, а также меловых отложений, с которыми преимущественно находится в тектоническом контакте. При формировании интрузива, кроме пликативных структур, значительную роль играла также разрывная тектоника. Последняя, выражена в развитии многократно пересекающих друг друга трещин и разломов, фактически создавала зоны мозаично-мелкоблочных, раздробленных, рассланцованных, трещиноватых пород, повторяющих очертания южных замыкающих частей верхнемеловых поперечных (антикавказских) вто-

постепенных структур [12]. На севере описанная зона ограничивается Дебедашен-Кохбской системой разломов [13], по которой у с. Ноемберян опущена северо-восточная часть главной интрузивной фации Кохб-Шнохского массива. Здесь буровой скважиной обнаружены сильно раздробленные, внедрившиеся (возможно по разломам) в коньякские отложения ороговикованные кварцевые диорит-порфиристы и кварцевые диориты, напоминающие породы главной интрузивной фации.

Кроме того, в Кохб-Шнохском массиве обнаруживается множество разломов, преимущественно, близмеридионального и близширотного простирания, которые сопровождаются зонами гидротермально сильно измененных, раздробленных и оруденелых кварцевых диоритов и гранодиоритов главной интрузивной фации (фиг. 1). Это свидетельствует о том, что после образования массива происходило значительное усиление тектонических процессов, обновление старых (разломы, контролировавшие формирование массива) и заложение новых систем разрывных нарушений. По долине р. Кохб проходит разлом северо-восточного простирания, который на юго-западе вкрест простирания пересечен Дебедашен-Кохбской системой разрывных нарушений, а на северо-востоке по этому разлому, прослеживающемуся по границе Ноемберянской синклинальной и Айрумской антиклинальной поперечных (антикавказских) структур, происходит смена фаций и резкие изменения мощностей верхнемеловых отложений. Амплитуда смещения по указанному разлому на юге составляет около 1500 м, а на северо-востоке постепенно уменьшается и в районе верхнесенонских отложений разлом затухает [13]. Судя по мощностям и фациям, контролируемым отмеченным разломом, указанные тектонические движения почти непрерывно продолжались от сеномана до сантона включительно, а наиболее интенсивно развивались в турон-нижнеконьякское время. Опущенная по Дебедашен-Кохбской системе разломов северная часть Кохб-Шнохской интрузии обнажается в ущелье р. Кохб (скв. № 1 у с. Кохб и отдельные выходы), где просле-

живается вдоль вышеописанного разлома близмеридионального простираения и погружается под современные отложения, слагая дайкообразный выход.

Итак, главная интрузивная фация Кохб-Шнохского массива на северо-востоке внедрилась по зоне разлома, длительно развивающегося и контролировавшего осадконакопление в сеноман-сантонское время и отчетливо прорывает тела первого интрузивного комплекса нижнемелового возраста. Факт прорывания Кохб-Шнохской интрузией отложений турон-коньякского возраста (буровая скважина южнее села Ноемберян) не может служить основой для определения ее возраста из-за развития зоны расщепления и раздробления, переходящей на глубине в зону разлома, а также из-за сильной раздробленности интрузивных пород описываемого участка. Таким образом, нижняя возрастная граница интрузии уверенно определяется как посленижний мел (сеноман). Верхняя же возрастная граница до сих пор определялась выходами конгломератов верхнеконьякского возраста у с. Ноемберян, однако полученные нами в ходе геологического картирования данные свидетельствуют, что эти конгломераты с гальками интрузивных пород, сходных по литературным данным с главной интрузивной фацией Кохб-Шнохского массива, имеют локальные, куполовидные или близвертикально падающие выходы, встречаются в различных горизонтах отложений верхнего коньяка лишь в зоне развития расщепления и вдоль небольших разломов. Конгломераты не содержат следов сортировки терригенного материала, представлены раздробленными, измененными и расщепленными породами, падающими на северо-запад под углом $50-70^\circ$ примерно вкрест азимута падения обнажающихся рядом нормально залегающих свит верхнего коньяка (аз. пад. запад; $\angle = 15-20^\circ$).

Гальки описываемых конгломератов состоят из плагиогранитов, гранитов, кварцевых диоритов, аплитов, андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. При микроскопическом исследовании отмеченных галек обнаруживаются следы перекристаллизации. По составу андезито-дацитовые

порфиры являются переходными от андезитовых порфиров к андезито-дацитам. Гальки кварцевых диоритов представлены перекристаллизованными разновидностями, в которых местами сохранена первоначальная структура породы—порфировидная с гипидисморфнозернистой, несколько приближающейся к диабазовой. Перекристаллизованные участки характеризуются вторичной пойкилитовой структурой, возникшей в результате перекристаллизации и собирательной кристаллизации. Пойкилитовые вроски плагиоклаза в кварце часто корродированы и местами округлены, розовая обманка заметно биотитизирована. В отдельных разновидностях присутствует моноклинный пироксен, частью замещенный амфиболом. Есть и альбитизированные разновидности с альбитизированным плагиоклазом.

Гальки гранодиоритового состава от типичных гранодиоритов отличаются заметно большим содержанием темноцветных минералов, что придает породе гибридный характер (гранодиорит-кварцевый диорит).

Процессы кристаллизации и гибридизма, имеющие место в вышеописанных гальках, наблюдаются и в цементирующей массе конгломератов, представленных известковистыми песчаниками, которые в результате избирательной перекристаллизации местами, особенно вдоль тектонических трещин и зон расслаивания, превратились в породы гранодиорит-порфирового облика. При этом сохранились текстурные особенности песчаников.

Таким образом, выходы конгломератов у села Ноемберя не могут служить основой для определения возраста Кохб-Шнохской интрузии. Происхождение указанных конгломератов пока недостаточно ясно. Они могли образоваться как путем перекристаллизации галек нижнемелового комплекса, так и учитывая характер их залегания, развитие разломов и раздробленных зон интрузии в скв. 6—путем развития неоднократных тектонических подвижек различного направления (тектониты). Эти процессы, вероятнее всего, развивались взаимосвязанно.

Вне описываемой зоны расслаивания, в нормально

залегающих отложениях верхнего коньяка (в районе сел Ноемберян и Кохб) обнаруживается множество горизонтов конгломератов, состоящих исключительно из различных вулканогенных пород среднего и основного составов. У с. Кохб, где в результате первичного выклинивания и интенсивного размыва из разреза постепенно выпадают отложения сеномана, турона, нижнего коньяка, образования верхнего коньяка с конгломератами в основании трансгрессивно залегают на сильно раздробленных, гидротермально измененных породах юрского возраста; в отмеченных конгломератах появляются гальки интрузивных пород, представленных только плагиогранитами. Здесь встречаются также гальки андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров, песчаников, известняков и др.

Верхняя возрастная граница Кохб-Шнохского массива определяется на основе структурно-фациального анализа, который приводится несколько ниже.

3. Самый молодой интрузивный комплекс рассматриваемого района представлен следующими разновидностями: кварцевые и бескварцевые диориты, диорит-порфириты, трондьемиты, габбро-диориты, габбро-диабазы, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, плагиограниты, гранофиры и граниты. Они широко развиты вдоль зоны Дебедашен-Кохбской системы разломов, отчетливо прорывают Кохб-Шнохскую интрузию, представлены преимущественно дайкообразными телами небольших размеров (от десятков метров до 3 км, редко до 5—6 км) и внедрены по зонам разрывных нарушений, образовавшихся, как было изложено несколько выше, намного позже времени формирования фации Кохб-Шнохской интрузии.

Южнее с. Ноемберян гранодиорит-порфиры, граниты, кварцевые диориты и диорит-порфириты отчетливо прорывают отложения верхнего коньяка и нижнего сантона. Известковистые туффит-туфопесчаники и фельзитовые туфы верхнего сантона на этом участке гидротермально сильно изменены и превращены в раздробленные глиноподобные породы. Кроме того, в последних параллельно Дебедашен-

Кохбской системе разломов, прослеживается зона нацело метаморфизованных кварц-мусковитовых и кварц-биотитовых пород мощностью 8—10 м.

Граниты прорывают все вышеотмеченные интрузивные образования (фиг. 1). Контакт этих пород с вмещающими гранитоидами, преимущественно, резкий; в боковых породах наблюдаются процессы калишпатизации и окварцевания. Встречаются мелкокристаллические аплитовидные и среднекристаллические граниты. Первые отличаются пониженным содержанием плагиоклаза, но повышенным содержанием кварца и калиевого полевого шпата и местами сменяются породами, сплошь состоящими из калиевого полевого шпата и кварца. В последних, местами кварц сильно преобладает, они представлены гранофирами, имеющими широкое развитие в районе с. Чочкан. Плагиограниты вместе с описанными гранитами образуют небольшие по размерам выходы и часто связаны постепенными переходами.

Гранодиорит-порфиры имеют зеленовато-серую, местами светло-серую с розоватым оттенком окраску и отчетливо выраженную порфировую структуру. Они прорывают крупную дайку трондjemитов у с. Арчис. Южнее с. Ноемберян гранодиорит-порфиры, преимущественно, связаны постепенными переходами с дайками и небольшими интрузивными телами кварцевых диоритов рассматриваемого комплекса, а последние, в свою очередь, переходят в кварцевые и бескварцевые диорит-порфиры. Темноцветные минералы кварцевых диоритов замещены биотитом, а порода в целом ороговикована.

Вне пределов Кохб-Шнохского интрузивного массива и его приконтактных зон, между селами Ноемберян и Кохб обнаружены также небольшие интрузивные тела и дайки диорит-порфиритов, на водораздельном гребне, непосредственно восточнее с. Ноемберян—плагиогранитов, а в зоне развития Дебедашенской группы разрывных нарушений—щелочных гранитов и габбро-диоритов, которые внедрены в отложения верхнего коньяка и нижнего сантона. Обнаружены также небольшие разобщенные выходы интрузивных

тел габбро, габбро-диоритов и диоритов у горы Воскиван-хач, сел Фарахлы и Достлу (вне пределов прилагаемой геологической карты), которые также внедрены в отложения коньяка и в приконтактовых зонах скарнируют карбонатные породы с образованием магнетитовых рудных тел.

Исходя из того, что дайки щелочных гранитов развиваются в зоне Дебедашенской группы поперечных разрывных нарушений, развивающихся в послеверхнесенонское-доэоценовое время [12], а также того, что дайки описываемого комплекса прорывают коньякские и сантонские отложения и развиваются в тесной пространственной связи с верхнемеловыми структурами и Кохб-Шнохской интрузией, время формирования верхнего комплекса малых интрузий можно определить в пределах после сенон—до эоцен.

Описываемый район входит в одну из подвижных зон Малого Кавказа, вследствие чего вышеописанные интрузивные образования после формирования часто подвергались раздроблению, метасоматическим изменениям, метаморфизму, гибридизации, и характеризуются большим разнообразием состава, нередко в пределах одного и того же тела. По-видимому, отмеченные процессы сопровождались выносом и привносом радиогенного аргона, что, вероятно, явилось причиной несовпадения в отдельных участках данных радиологического и геологического определений возрастов описанных интрузивных образований. Данные радиологического определения возрастов всех описанных выше интрузивных образований колеблются в пределах от 140—150 до 110—118 млн. лет, реже до 90 млн. лет. Эти расхождения увеличиваются с юга (от присводовой части Алавердского антиклинория) на север по мере вхождения в зону развития интенсивных тектонических движений и усиленных процессов интрузивного магматизма. При этом в присековой части и на южном крыле отмеченного антиклинория данные радиологического и геологического определений возрастов диорит-порфиритов и габбро-диоритов совпадают. Однако, несмотря на вышеотмеченные расхождения, результаты радиологического и геологического определения возрастов и

пространственная связь с одной и той же структурой дают основание всю описанную серию интрузивных образований рассматривать как продукт единого тектоно-магматического цикла.

Возраст отмеченной серии интрузий довольно уверенно можно определить как меловой (послеюрский-дозоценовый), исходя из следующих данных: трансгрессивное залегание среднего эоцена на диоритовых интрузивных образованиях нижнего комплекса и на различных структурах, сложенных образованиями мелового, верхнеюрского и среднеюрского возрастов (бассейны верхних течений рек Марц и Хачахпюр на южном крыле Алавердского антиклинория), дискордантное перекрытие Куринской кайнозойской структурой антикавказских структурных элементов верхнемелового возраста (трансгрессивное залегание образований эоцена на отложениях сеномана и турона). Этот вывод хорошо согласуется с приведенными ниже данными структурно-фациального анализа.

Неоком является длительным периодом общего поднятия и интрузивной деятельности. Нижнемеловые отложения, представленные только средним и верхним альбом, трансгрессивно с угловым и азимутальным несогласием залегающие на образованиях верхней и средней юры, обнажаются на южном крыле Алавердского антиклинория и в Агстевском поперечном синклинории. При этом прогибание Ноемберянского тектонического блока, по-видимому, связанное с интенсивной интрузивной деятельностью первого комплекса, началось с опозданием в сеноманское время. Это подтверждается анализом исследований литофаций (II) и геологического картирования.

В верхнемеловых отложениях рассматриваемого района довольно четко наблюдаются изменения фаций и мощностей по латерали и выделяются, в основном, три структурно-фациальные зоны.

На переходном участке от Алавердского антиклинория к Прикуринской мегасинклинорной зоне (Ноемберянский район), характеризующемся интенсивным развитием попе-

речных (близмеридионального простираия) структур второго порядка, отложения верхнего мела (без верхнего сенона) представлены максимальными мощностями (до 4500—5000 м), а на южном крыле Алавердского антиклинория, где встречаются лишь небольшие структуры субширотного простираия — минимальными мощностями (150—200 м). При этом сокращение мощностей осадочных образований, которые в переходных зонах (Агстевский поперечный синклинорий) имеют мощности от 500 до 2500 м, сопровождается сокращением мощностей вулканогенных толщ и их выклиниванием, а также ослаблением и прекращением явлений интрузивного, субинтрузивного и субвулканического магматизма на южном крыле антиклинория.

Кроме того, северное, северо-восточное и северо-западное крылья Алавердского антиклинория характеризуются резким дифференцированным прогибанием в верхнеюрское и особенно в верхнемеловое время, выраженное изменениями фаций и мощностей в тесной связи с конседиментационными стадиями развития поперечных структур и указанного антиклинория [12]. Здесь интрузивный магматизм развивается в Папакарской синклинорной структуре, где по сравнению с другими поперечными структурами рассматриваемого района наблюдается значительное (аномальное) увеличение мощностей отложений верхней юры (свыше 1500 м) и верхнего мела (до 5000 м).

Эта пространственная приуроченность участков интенсивного развития магматизма к поперечным структурам с аномально максимальными мощностями отложений свидетельствует о наличии взаимосвязи между степенью интенсивности дифференцированного прогибания и явлением магматизма, о парагенетической связи интрузивного магматизма исследуемого района с поперечными (антикавказскими) структурами, и в частности, с Папакарским синклинорием. Осевые линии последнего и соседних с ним Айрумской и Воскепар-Шаваршаванской антиклиналей близмеридионального простираия падают в северо-восточные румбы в сторону Прикуринского мегасинклинория, тем самым об-

разуя здесь раскрывающиеся синклинальные и замыкающиеся антиклинальные структуры, а в присводовой части Алавердского антиклинория — раскрывающиеся антиклинальные и замыкающиеся синклинальные структуры. В сторону указанного антиклинория наблюдается сокращение мощностей и огрубление терригенного материала, выклинивание отдельных горизонтов, смена фаций отложений верхней юры и мела в прибрежные, часто грубообломочные образования и частые следы внутриформационных трансгрессий и регрессий. Указанные изменения литофаций, по-видимому, отражают границу Алавердского поднятия и Прикуринского верхнеюрско-мелового прогиба, которая от келловоя до нижнего сантона перемещалась в сторону Прикуринской мегасинклинорной структуры. Отмеченная миграция прогиба, связанная с ростом Алавердского поднятия наиболее четко выражена в Папакарском синклинории; в частности, в бассейнах верхних течений рек Улханы, Барана и Кохб, где сконцентрированы почти все интрузивные образования рассматриваемой области, развиваются полудугообразные разрывные нарушения (по-видимому, на месте флексурных изгибов), повторяющие форму южной замыкающей части Папакарского синклинория. Перемещение границы эвгеосинклинального прогиба сопровождается постепенным появлением все более молодых интрузивных комплексов. В частности, сокращение мощностей и переход в терригенные отложения с конгломератом в основании наблюдается в отложениях турона и особенно нижнего коньяка также вкrest простирания Папакарского синклинория от крыльев (села Кошкотан, Баганис) к мульдовой части (гг. Мисхана, Кондах), что объясняется аномальным воздыманием (по сравнению с другими участками северного крыла Алавердского антиклинория) мульдовой части Папакарской верхнеюрской синклинальной впадины. Здесь, в бассейне верхнего течения р. Барана вблизи Дебедашен-Кохбской системы разломов в отложениях нижнего коньяка появляются внутриформационные конгломераты и горизонт крупногалечных конгломератов, состоящих из галек (до

12—13 см) андезитовых порфиров, дацитовых порфиров и серых плагиогранитов. Последние являются аналогами нижнемеловых плагиогранитов. Это говорит о том, что в турон-нижнеконьякское время в результате развития отмеченного поднятия начали обнажаться интрузивные образования нижнемелового комплекса.

Далее, исходя из наличия дайкообразных тел Кохб-Шнохской интрузии в зонах разрывных нарушений северо-восточного простирания, развивающихся в сеноман-сантонское время (конседиментационная стадия развития поперечных структур), можно прийти к выводу, что наиболее интенсивное воздымание южной части Папакарского синклинория и Айрумской антиклинали в верхний турон-нижнеконьякское время связано с формированием Кохб-Шнохской интрузии. В результате граница Прикуринского верхнемелового эвгеосинклинального прогиба передвигалась все дальше на север. В бассейнах рек Кохб и Барана отложениями верхнего коньяка и нижнего сантона, представленными средне- и крупнообломочными терригенными образованиями мощностью всего 170—500 м, сложена небольшая синклинальная структура, а на севере в бассейне р. Ниджа-су отложения того же возраста наращивают мощность до 2700 м, слагая крупную поперечную синклинальную структуру. Отмеченным куполовидным геоантиклинальным воздыманием объясняется также развитие интенсивного размыва, первичное выклинивание отложений сеномана, турона и нижнего коньяка в районе с. Кохб и в отличие от других участков рассматриваемого района трансгрессивное залегание верхне-го коньяка на раздробленных и гидротермально сильно измененных вулканогенно-осадочных образованиях верхнеюрского возраста.

Все приведенные данные указывают, что аномально выраженные в пределах исследуемого района, дифференцированные, временами противоположно направленные движения земной коры Папакарской синклинорной и Айрумской антиклинальной поперечных структур почти непрерывно продолжались в сеноманское, туронское и раннеконьякское

время и значительно слабее в позднеконьякское и нижне-сантонское время, характеризуя конседиментационную стадию развития пликативных структур и связанного с ними интрузивного магматизма.

Таким образом, можно сказать, что Кохб-Шнохская интрузия образовалась в течение длительного промежутка времени параллельно седиментации, а именно в турон-коньякское время. Можно предположить также, что формирование ее значительно слабее продолжалось в верхний коньяк-сантонское время, с которым, вероятно, связаны образования гранодиоритов и аплитов.

В развитии поперечных структур и связанного с ними интрузивного магматизма Ноябрьянского района выделяются следующие стадии.

1. Нижнемеловой. В результате орогенических движений (тангенциальное сжатие с севера на юг) происходило общее поднятие описываемой области. Активно развивалась разрывная тектоника, выраженная, в основном, сдвиговыми подвижками и зонами раздробления и контролировавшая формирование нижнемелового интрузивного комплекса. Последний представлен небольшими интрузиями, большей частью дайками, напоминающими формации «малых» интрузивов.

2. Сеноман-нижний сенон. Структуры развивались параллельно осадконакоплению при наличии резко выраженного дифференцированного прогибания по антикавказскому (северо-восточному) плану. Интрузивный магматизм отмеченного конседиментационного периода развития структур закономерно приурочен к бортам участка интенсивного прогибания и имеет длительное развитие. С последним связаны аномальные, параллельные антикавказским структурам, длительно развивающиеся куполовидные поднятия отдельных участков. Интрузивные тела конседиментационного этапа (в частности Кохб-Шнохский массив) имеют крупную пластообразную форму залегания и тесно связаны с пликативными структурами.

3. Верхний сенон. Происходит стабилизация тектоничес-

ких движений, приостанавливается и уравнивается дифференцированное прогибание, в результате чего полностью прекращается магматическая деятельность.

4. Даний — палеоцен (?). В это время завершается развитие указанных поперечных структур. Происходит сильная интенсификация близгоризонтальных тектонических движений, тангенциальное смятие и общее воздымание Ноемберянского тектонического блока. При этом соседние Дебедашенская синклинальная и Воскепар-Шаваршаванская антиклинальная поперечные структуры относительно Папаркарского синклинория сдвинуты в юго-западном направлении, а в последних в результате относительной консолидации, связанной с интенсивным развитием магматизма в предыдущей стадии, близгоризонтальные подвижки развиваются очень слабо и образуют зоны раздробленных пород и некоторое воздымание участка развития Кохб-Шнохского интрузивного массива в виде тектонического относительно жесткого блока. По указанным раздробленным зонам и разломам внедрены породы третьего комплекса.

Таким образом, резюмируя все вышеизложенное, можно сделать краткие выводы.

Для периодов активизации орогенных движений характерны комплексы малых интрузий (вышеотмеченные: I—неоком и III—даний-палеоцен), а для последних большое разнообразие типов пород и петрохимических особенностей. Причем верхний (третий) комплекс «малых» интрузивов отличается от остальных интрузий развитием химизма пород в сторону щелочности, большей пестротой состава и носит исключительно даечный характер. Указанные особенности верхнего комплекса закономерны для формации «малых» интрузий, а последние, в свою очередь, характерны для завершающего этапа развития геосинклинальных областей. В отличие от верхнего (даний-палеоцен), в нижнем комплексе малых интрузивов (неоком) встречаются также и пластообразные тела, которые более характерны для конседиментационного этапа.

В конседиментационном этапе (сеноман-ранний сенон)

наблюдается прямая взаимосвязь между интенсивностью дифференцированного прогибания (как по латерали, так и по мере развития геосинклинали) и явлениями длительно развивающегося интрузивного магматизма, приводящего к образованию интрузивных тел, отличающихся большим постоянством петрохимического состава, известково-щелочными ассоциациями пород, структурно-текстурными особенностями, равномерной кристаллизованностью, крупнокристаллическим строением и тесной взаимосвязью с развитием пликтивных структур, предопределяющих грубопластообразную их форму.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 10. IV. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк между-речья среднего и нижнего течений рр. Дебед и Агстев. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 353, 1934.
2. Мкртчян С. С., Казарян С. В. О возрасте Шнохского массива кварцевых диоритов. Докл. АН Арм. ССР. Том XIX, № 2, 1969.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
4. Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм. ССР, ест. науки, № 2, 1956.
5. Баласаян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ер. Гос. ун-та. Ереван, 1963.
6. Багдасарян Г. П. Об абсолютном возрасте магматических пород Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, том XIX, № 5, 1966.
7. Казарян Г. А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. — В кн.: «Петрология интрузивных комплексов важнейших районов Арм. ССР». Изд. АН Арм. ССР, 1971.
8. Мелконян Р. А. Формационные типы магматических комплексов Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, том XX, № 1—2, 1967.
9. Хачатрян Э. А. О возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, № 8, 1950.
10. Сатян М. А. Очерк литологии меловых отложений Северной

Армении и палеогеографических условий их накопления. Изв. АН Арм. ССР, том XII, № 3, 1959.

11. Туманян Г. А. • Новые данные о возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, том XIX, № 5, 1966.
12. Туманян Г. А. • О характере и времени образования дизъюнктивных и пликтивных структур Ноемберянского района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1974.

А. Х. МНАЦАКАНЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН

КЛИНОПИРОКСЕНЫ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Изучение состава первичных минеральных фаз эффузивных и субвулканических пород является одной из главных задач современной петрологии. В частности, составы клинопироксенов четко отражают насыщенность или насыщенность исходного расплава в отношении SiO_2 и вариации их определяются различными стадиями интрателлурической кристаллизации, а также последовательностью отделения тех или иных кристаллических фаз [10, 11 и др.].

В настоящей статье приводятся результаты систематических оптических, химических и рентгенометрических исследований вкрапленников клинопироксенов из главных типов пород верхнемеловой вулканической серии северо-восточной части Армянской ССР. Извлечение мономинеральных проб в процессе этих исследований проводилось из фракций, размерностью 0,25—0,40 мм, заведомо отвечающей размерам порфировых вкрапленников клинопироксена в изученных породах. В большинстве случаев, к сожалению, разделение вкрапленников различных генераций оказалось невозможным и приведенные в статье химические анализы следует рассматривать как отвечающие среднему составу пироксеновой фазы интрателлурической кристаллизации. Лишь в одном образце дайкообразного тела оливиновых базальтов удалось выделить различные по окраске зерна, отвечающие двум разным поколениям вкрапленников.

Верхнемеловая вулканическая серия изученного региона связана с развитием Предмалокавказской системы продольных (Прикуринский) и поперечных (Иджеванский, Таузский) прогибов. Изучение послойных разрезов и внутреннего строения верхнемеловой вулканической серии [7], позволило выделить в ее составе два крупных комплекса пород, подчеркивающих последовательное развитие вулканического процесса во времени.

1) Комплекс пород верхнего коньяка—нижнего сантона, представленный вулканическими эпикластическими брекчиями, конгломерато-брекчиями и потоками лав оливиновых базальтов, долеритов и плагиоклазовых андезитов. С образованием этого комплекса сопряжено во времени внедрение пластовых и дайкообразных тел оливиновых долеритов и плагиоклаз-роговообманковых андезитов.

2) Комплекс пород верхнего сантона, объединяющий в пределах Прикуринской зоны и Таузского прогиба кислые пирокластические накопления, потоки липаритов и липарито-дацитов, а также вулканические купола и экструзивы липаритов и кварцевых дацитов. В Иджеванском прогибе комплекс эффузивов этого возраста представлен потоками и маломощными дайками двупироксеновых и гиперстеновых андезито-базальтов.

Клинопироксен—главный представитель темноцветных минералов в верхнемеловых породах базальтового и андезито-базальтового состава; значительно меньшую роль он играет в андезитах и дацитах и почти полностью отсутствует в липаритах и обсидианах. Содержание клинопироксена во вкрапленниках базальтов составляет 2—6% поверхности шлифа и возрастает до 4—10% в долеритах. В составе фенокристаллов гиперстеновых андезито-базальтов он количественно подчинен гиперстену (2—4%), тогда как в двупироксеновых разностях его содержание возрастает до 4—6%. В роговообманковых андезитах, обсидианах и некоторых разностях липаритов содержание клинопироксена не превышает 2—3%.

Наряду с плагиоклазом, клинопироксен единственный

минерал, кристаллизующийся и в интрателлурическую, и в постэффузивную стадии.

В базальтах и долеритах субвулканических тел отчетливо наблюдаются 3 генерации зерен моноклинного пироксена. Ранняя генерация представлена крупными корродированными зернами, ассоциирующими с вкрапленниками магнетита, оливина и плагиоклаза (№ 80—92). Эти кристаллы резко зональные (2—3 зоны), иногда волнообразно гаснущие с неправильной или типа «песочных часов» зональностью. В шлихах ранние кристаллы клинопироксена имеют коротко-призматический облик, они густоокрашены, темно-зеленого цвета. Клинопироксен II генерации, ассоциирующий с вкрапленниками плагиоклаза (70—82% An), представлен удлиненно-призматическими однородными или слабо зональными кристаллами; в протолочках они наблюдаются в виде слабоокрашенных бледнозеленоватых призматических зерен. III генерация клинопироксена образует мелкие ксеноморфные или призматические зерна в основной массе; по оптическим свойствам они близки к фенокристаллам II поколения. В основной массе клинопироксен ассоциирует с плагиоклазом № 60—75 и рудным минералом. Во всех разностях долеритов количественные соотношения плагиоклаза клинопироксена постоянны и отвечают примерно 70:25.

В андезито-базальтах моноклинный пироксен кристаллизуется после гиперстена, реакционно замещая его. Входя в состав II структурной группы, клинопироксен ассоциирует с фенокристаллами плагиоклаза (37—45% An). Фенокристаллы клинопироксена нередко оплавлены и содержат пойкилитовые включения стекла. В основной массе этих пород клинопироксен образует изометричные зерна, в количественном отношении подчиненные микролитам плагиоклаза и вулканическому стеклу.

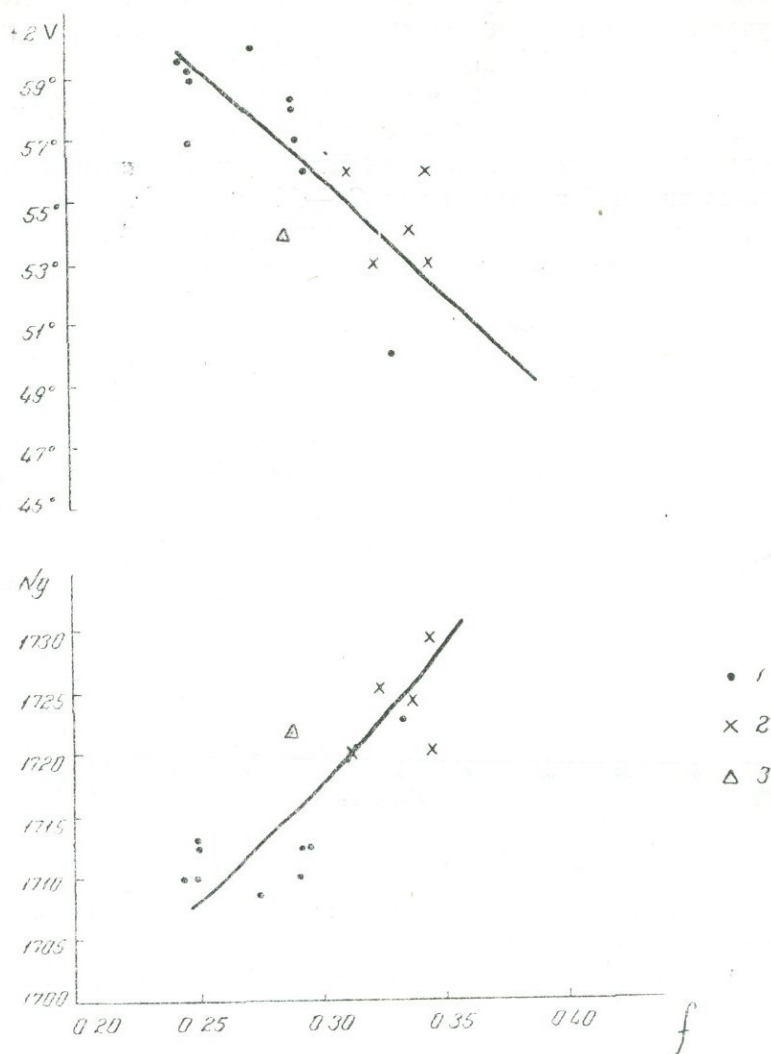
В кварцевых дацитах клинопироксен образует идиоморфные вкрапленники и ассоциирует с плагиоклазом (№ 36—37), кварцем, биотитом и магнетитом.

Оптические свойства моноклинных пироксенов из раз-

личных пород верхнемеловой серии сведены в таблицу 1. Обнаруживаются значительные колебания в величине угла оптических осей и показателей преломления. Пироксены из пород базальтовой группы имеют в ядрах зональных фенокристаллов $2V$ в среднем $57-60^\circ$ и $Ng' = 1,706-1,712$; к красным зонам $2V$ уменьшается до $44-50^\circ$, Ng' возрастает до $1,722-1,725$. Близкие к последним оптические константы имеют в долеритах фенокристаллы клинопироксена II генерации и выделения в основной массе. В андезито-базальтах, андезитах и кварцевых дацитах вариации величин $2V$ и показателей преломления сравнительно невелики: $2V = 52-56^\circ$, $Ng' = 1,718-1,728$. Последовательность изменения оптических свойств клинопироксенов-вкрапленников в различных типах пород верхнемеловой серии, а также от вкрапленников к основной массе, выражается, таким образом, в возрастании значений показателей преломления и уменьшении величины $2V$, что должно соответствовать проявлению изоморфных замещений типа $Ca^{+2} \rightarrow Fe^{+2}$ и $Ca^{+2} \rightarrow Mg^{+2}$ [6]. Диаграмма, приведенная на фиг. 1, иллюстрирует зависимость оптических констант от железистости для пятнадцати образцов химически проанализированных вкрапленников пироксена из верхнемеловых пород. При нанесении оптических констант пироксенов из базальтов и долеритов на известную диаграмму Хесса [12] значения $2V$ от 57 до 60° выпадают из поля авгитов и диопсидов и приблизительно определяется лишь состав краевых зон пироксена—I, а также фенокристаллов II генерации и зерен основной массы ($Fs_{19}Wo_{46}En_{35}-Fs_{23}Wo_{37}En_{40}$). Для вкрапленников пироксена из андезито-базальтов, андезитов и дацитов по диаграмме Хесса определяются составы $Fs_{21}Wo_{46}En_{33}-Fs_{28}Wo_{40}En_{32}$. Полученные значения несравнимы с результатами химических анализов и особо резкие различия обнаруживаются по содержаниям En и Wo составляющей; для Fs определяются близкие значения. Таким образом, хотя диаграмма Хесса и не дает надежных результатов для определения состава клинопироксенов из верхнемеловой серии, однако ее можно использовать для суждения по величинам $2V$

Оптические свойства клинопироксенов из пород верхнемеловой серии

№ образца	Порода	Характеристика пород	+ 2V	CNg	Ng'	Np'	
Верхний коньяк — нижний сантон	11	Оливиновый базальт из потока	Зональный вкрапленник ядро край	60° 57°	45° 43°	1.706 1.710	1.682 1.685
	33 дп	Оливиновый долерит из потока	Зональный вкрапленник ядро край	58° 48°	48° 46°	1.710 1.722	1.687 1.698
	6 п	Оливиновый долерит из потока	Вкрапленник, не зональный	60°	44°	1.708	1.683
	89 дп	Оливиновый долерит из потока	Вкрапленник, не зональный	57°	49°	1.710	1.684
	32 д	Оливиновый долерит из силла	Вкрапленник, не зональный	56°	45°	1.712	1.689
	57	Оливиновый долерит из силла	Зональный вкрапленник ядро край	58° 44°	47° 45°	1.711 —	1.689 —
		Призмы в основной массе	46°	42°	1.720	1.698	
	5 п	Оливиновый долерит из силла	Не зональный вкрапленник	57°	44°	1.714	1.690
	2027 а	Оливиновый базальт из обломка в брекчиях	Вкрапленник зональный ядро край	58° 52°	50° 48°	1.712 1.725	1.688 1.703
	369	Оливиновый долерит из дайкообразного тела	Зональный вкрапленник ядро край Призмы в основной массе	60° 52° 51°	42° 40° 37°	1.706 1.720 1.726	1.683 1.696 1.702
	1 п	Оливиновый долерит из дайкообразного тела	Зональный вкрапленник I генерации: ядро край Не зональный вкрапленник II генерации	59° 50° 50°	48° 46° 43°	1.712 — 1.722	1.687 — 1.698
	26 дп	Гиперстенный андезито-базальт	Не зональный вкрапленник	54°	41°	1.724	1.701
	41 п	Роговообманковый андезит	Не зональный вкрапленник	53°	48°	1.725	1.702
Верхний сантон	8	Оливиновый долерит типа «А»	Призмы в основной массе	54°	42°	1.718	1.695
	19 дп	Двупироксеновый андезито-базальт	Не зональный вкрапленник	56°	42°	1.720	1.694
	7 п	Двупироксеновый андезито-базальт	Зональный вкрапленник ядро край	56° 52°	46° 42°	1.720 1.728	1.694 1.703
	202	Двупироксеновый андезито-базальт	Вкрапленник не зональный	52°	42°	1.726	1.702
	24 дп	Кварцевый дацит	Вкрапленник не зональный	54°	46°	1.723	1.698

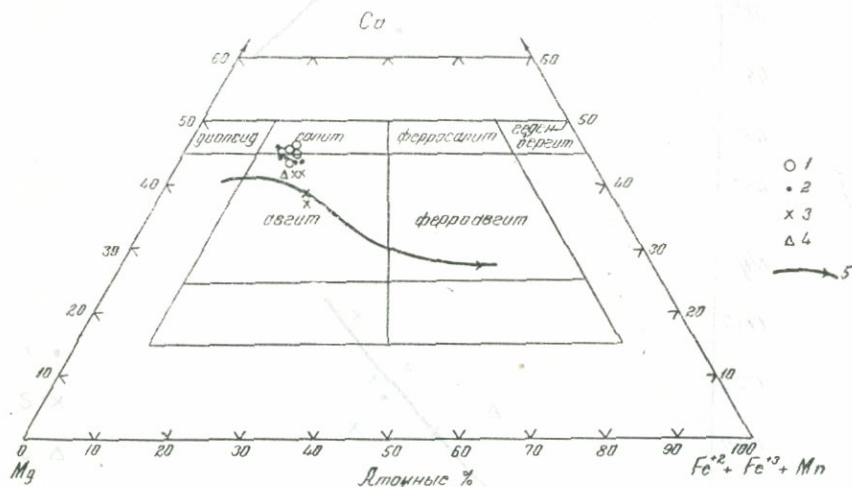


Фиг. 1.

Зависимость показателя преломления Ng' и величины $2V$ от железистости в клинопироксенах верхнемеловых пород. 1. Клинопироксены из оливиновых базальтов и долеритов. 2. Клинопироксены из двупироксеновых андезито-базальтов. 3. Клинопироксены из кварцевых дацитов.

и Ng' о приближенном содержании Fs-компонента в тех случаях, когда невозможно выполнить химические анализы.

Химические анализы клинопироксенов-вкрапленников из различных типов пород верхнемеловой серии сведены в табл. 2; там же приведены кристаллохимические формулы, соотношения атомов Mg , $\Sigma\text{Fe}+\text{Mn}$, Ca , коэффициенты железистости f и f' и содержания $\text{Ca}-\text{Al}$ чермакитового минала, рассчитанного по способу, предложенному Л. Н. Добрецовым и др.: $\text{Ca}-\text{Al}$ чермакит ($\%$) $= 0,1 \cdot (2000 - \text{Si})$. Сос-



Фиг. 2.

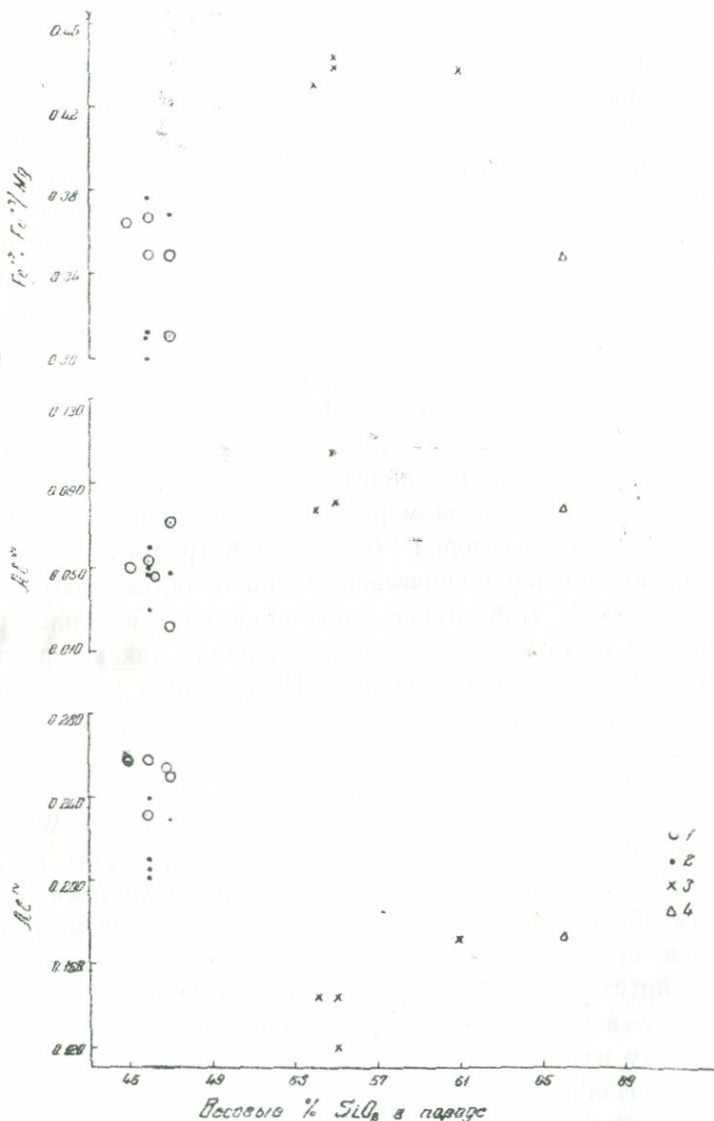
Составы клинопироксенов из верхнемеловых вулканических пород на тройной диаграмме $\text{Mg} - \Sigma\text{Fe} + \text{Mn} - \text{Ca}$. Номенклатура пироксенов по Польдерварту и Хессу; те же границы приняты Диром и др., и И. В. Гинсбург. 1. Клинопироксены из потоков оливиновых базальтов и долеритов. 2. Клинопироксены из субвулканических тел того же состава. 3. Клинопироксены из двупироксеновых андезитов-базальтов. 4. Клинопироксены из кварцевых дацитов. 5. Кривая кристаллизации пироксенов обычной (насыщенной) базальтовой магмы по Польдерварту и Хессу.

тавы изученных пироксенов в $\%$ содержаниях катионов $\text{Mg} + (\Sigma\text{Fe} + \text{Mn}) + \text{Ca} = 100$ изображены на пироксеновом четырехугольнике (фиг. 2). Из рассмотрения этих данных следует, что все пироксены из верхнемеловых пород принадлежат к аугитам и составы их различаются между собой в

некоторых деталях. Клинопироксены из базальтов и долеритов на пироксеновой трапедии отчетливо сгруппированы вдоль границы авгит-салит и по классификации И. В. Гинсбург [2] относятся к богатым кальцием авгитам. По классификации Л. Н. Добрецова и др., учитывающей как содержание Са на формульную единицу, так и коэффициент f и содержание Al в тетраэдрической координации, они отвечают салит-авгитам. Составы клинопироксенов из андезито-базальтов, андезитов и дацитов отчетливо смещаются от авгит-салитовой границы вправо и вниз, что указывает на убывание Wo и En, увеличение Fs и позволяет относить их к собственно авгитам по И. В. Гинсбург или субкальциевым авгитам по Л. Н. Добрецову.

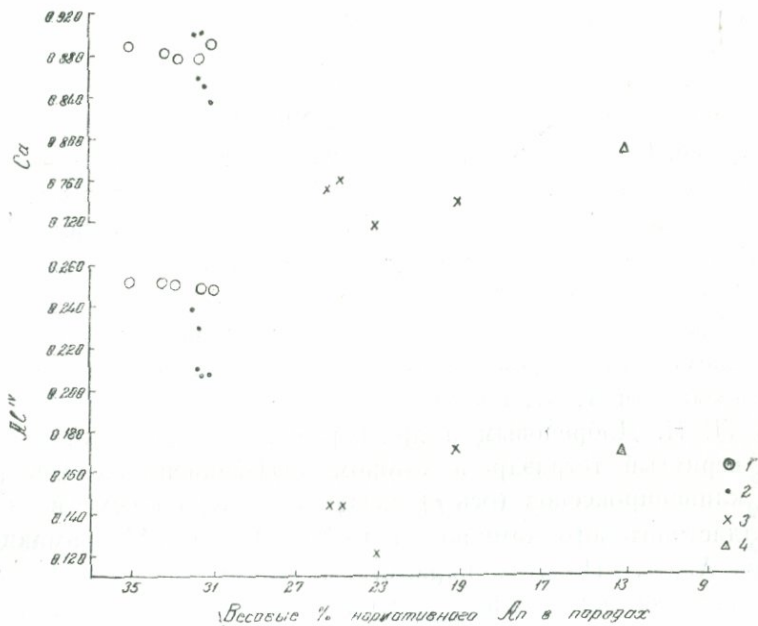
Сравнивая особенности химизма клинопироксенов-вкрапленников в ряду базальт—андезито-базальт—андезит—дацит, следует отметить закономерные его изменения. Составы клинопироксенов из пород базальтовой группы, как эффузивной, так и субвулканической фаций обнаруживают близкое сходство. В этой группе клинопироксенов наиболее резкие различия существуют между вкрапленниками различных генераций: во вкрапленниках II генерации увеличивается содержание Fs при уменьшении Wo, En и Са—Al чермакита. Клинопироксены из андезито-базальтов и андезитов по сравнению с таковыми базальтов обогащаются Fs-компонентом; одновременно в них убывает содержание Wo при почти постоянном содержании En. Клинопироксены из дацитов обладают по сравнению с андезито-базальтами и андезитами более магниезиальным составом, что видимо объясняется преимущественным вхождением железа в магнетит и биотит, вкрапленники которых ассоциируют в этих породах с вкрапленниками клинопироксена.

В ряду изученных пироксенов отмечаются также значительные различия по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 . Остановимся на рассмотрении вариаций в содержании Al_2O_3 , описывая: 1) валовое содержание его, 2) долю Al в четверной координации и 3) долю Al в шестерной координации. По валовому содержанию глинозема пироксены из разных пород



Фиг. 3.

Зависимость содержания Al_{IV} , Al_{VI} и $\Sigma \text{Fe}/\text{Mg}$ в клинопироксенах от содержания SiO_2 во вмещающих породах. 1. Клинопироксены из потоков оливиновых базальтов и долеритов. 2. Клинопироксены из субвулканических тел того же состава. 3. Клинопироксены из двупироксеновых андезитов-базальтов. 4. Клинопироксены из кварцевых дацитов.



Фиг. 4.

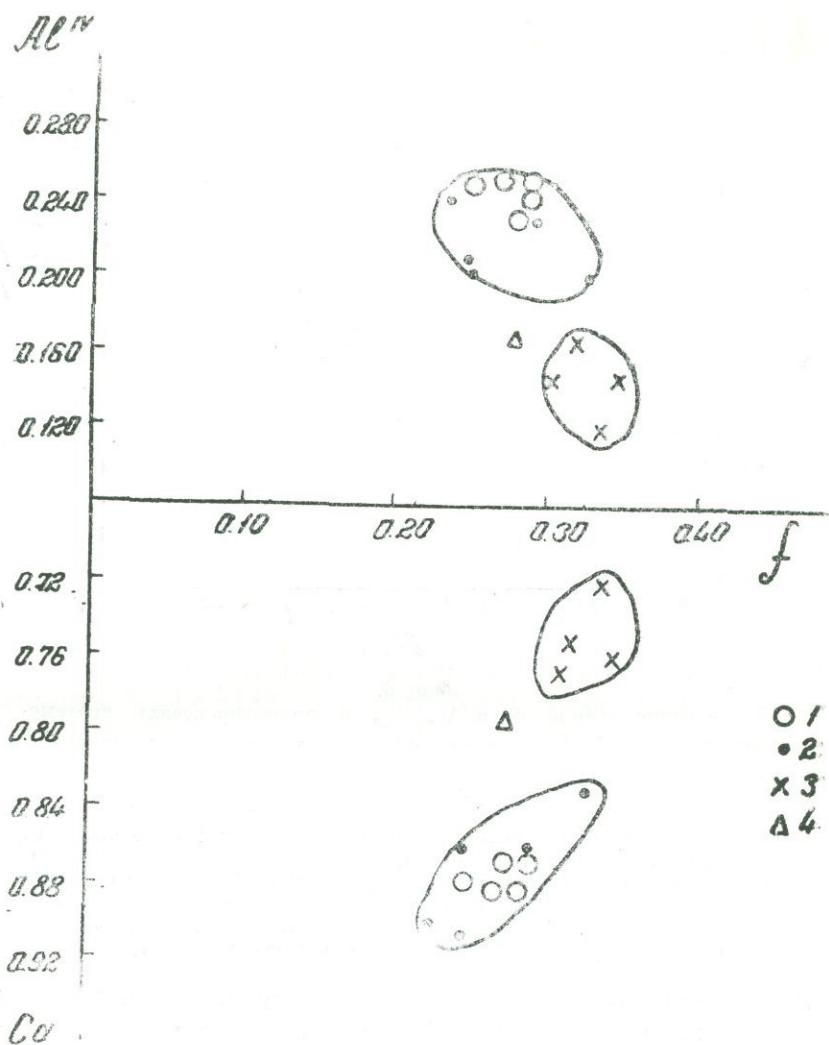
Зависимость между содержанием нормативного анортита во вмещающих породах и содержанием Al_{IV} и Ca во вкрапленниках клинопироксенов верхнемеловой серии. Условные знаки те же.

стоятельство определяет существенные различия в количестве ионов Al в тетраэдрической координации. По указанному признаку изученные пироксены отчетливо разбиваются на 2 группы: 1) пироксены из базальтов и долеритов с содержанием Al_{IV} в пределах 0,205—0,250 на 6 атомов кислорода и 2) пироксены из андезитов-базальтов, андезитов и да-

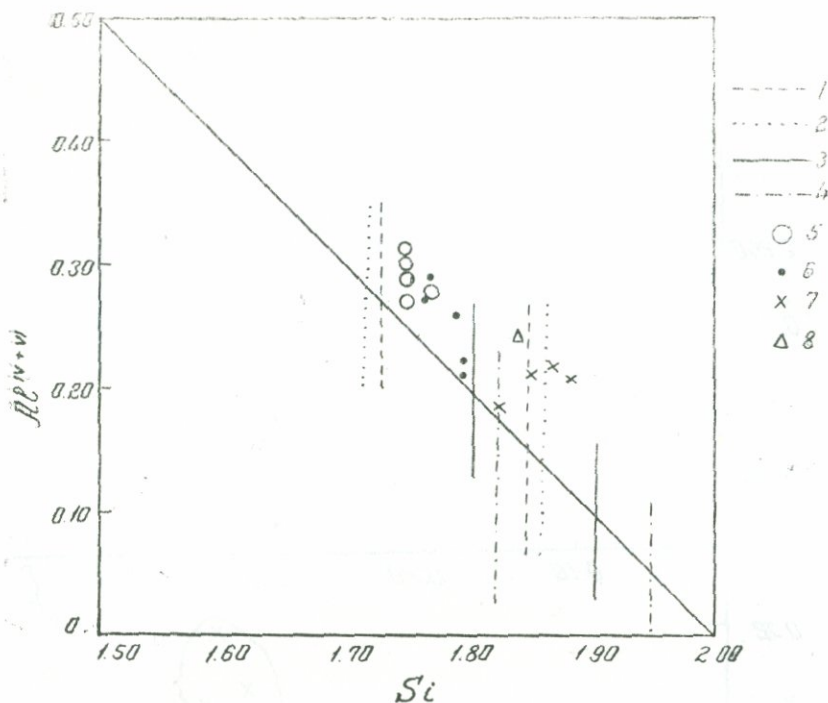
цитов с $Al_{IV} = 0,120—0,175$. Та часть Al, которая не вошла в Z, наряду с ионами Fe^{+3} и Ti^{+4} включена в группу Y (шестерная координация). Наибольшие содержания Al_{VI} характерны для пироксенов из андезито-базальтов, андезитов и дацитов. Эти соотношения мы попытались отразить на диаграммах, по оси абсцисс которых откладываются весовые проценты SiO_2 (фиг. 3) или нормативного анортита во вмещающих породах (фиг. 4), а по оси ординат—содержания Al_{IV} , Al_{VI} , Ca и $\Sigma Fe/Mg$ в клинопироксенах. На них проявляется обратная зависимость Al_{IV} и Ca в клинопироксенах от SiO_2 и нормативного An во вмещающих породах и прямая зависимость между Al_{VI} , $\Sigma Fe/Mg$ и теми же параметрами. Одновременно, при переходе от андезито-базальтов к дацитам содержания Al_{IV} и Al_{VI} варьируют в небольших пределах, но происходит необычное понижение железистости, связанное, как уже указывалось, с кристаллизацией вкрапленников биотита и магнетита.

Рассмотренные особенности состава клинопироксенов из верхнемеловых пород наиболее полно иллюстрируются диаграммой (фиг. 5), построенной по принципу, предложенному Л. Н. Добрецовым и др. [6]. Она представляет собой развернутый тетраэдр, в котором коэффициент железистости клинопироксенов (ось f) связан с содержанием в них волластонитового компонента (ось Ca) и Ca-Al чермакита (ось Al_{IV}). По этим параметрам четко выделяются два ареала, соответствующие клинопироксенам из базальтовой группы и клинопироксенам из андезито-базальтов и андезитов. Промежуточное положение занимает клинопироксен из дацитов, который по железистости ближе к клинопироксенам из базальтов, но содержит меньше кальция и Al_{IV} . Вкрапленники II генерации в дайках базальтов по железистости соответствуют клинопироксенам из андезито-базальтов и андезитов, но по кальциевости и глиноземистости они тяготеют к ареалу пироксенов базальтовой группы.

Таким образом, в ряду клинопироксенов из верхнемеловых пород различной основности обнаруживаются в целом закономерные изменения состава и высокие содержания



Фиг. 5.
Зависимость между содержаниями Са—Al—чермакита, кальциевого компонента и железистостью в клинопироксенах верхнемеловых пород. Условные знаки те же.



Фиг. 6.

Соотношения атомов Si и Al_{IV+VI} в клинопироксенах верхне-меловых пород. 1. Поле клинопироксенов из «щелочных пород без фельдшпатонидов» (по Куширо и Ле Басу). 2. Поле клинопироксенов «континентальной оливин-базальтовой формации». 3. Поле клинопироксенов «океанической оливин-базальтовой формации». 4. Поле клинопироксенов «орогенных андезитовых формаций» (2, 3, 4 по Л. Н. Добрецову и др.). 5. Клинопироксены из потоков оливиновых базальтов и долеритов. 6. Клинопироксены из субвулканических тел того же состава. 7. Клинопироксены из двупироксеновых андезито-базальтов. 8. Клинопироксены из кварцевых дацитов (5, 6, 7, 8—верхнемеловая серия Сев. Армении).

Al_{IV} отмечаются во вкрапленниках пород, недосыщенных кремнеземом (оливиновые базальты и долериты). На этом следует остановиться особо. Подчеркнем, что как неоднократно обсуждалось в литературе [1, 8, 10, 14, 15] содержание глинозема в пироксенах определяется составом магмы и частично температурой и не зависит от фактора глубинности. Л. Н. Добрецов и др. [6] указывают, что это спра-

ведливо для тех диапазонов температур и давлений, в которых формируется большинство магматических пород. Куширо и Ле Бас впервые показали, что именно пропорция Al в тетраэдрической позиции структуры клинопироксенов имеет петрогенетическое значение как показатель степени насыщенности родоначальной базальтовой магмы SiO_2 . Закономерные вариации содержания Si и Al_{IV} характеризуют также процессы фракционирования и дифференциации внутри единых магматических серий. Куширо [14] построен график, на который нанесены атомные содержания Al и Si ; на нем линия, соединяющая точки $0,5Al_{IV}$ и $2,0 Si$ соответствует линии «насыщенности тетраэдрической позиции», т. е. точкам, в которых $Al + Si = 2,0$. На данном графике Куширо и Ле Бас выделяют 3 поля составов, отвечающих клинопироксенам: 1) из «пересыщенных щелочами пород (с фельдшпатоидами)», 2) из «нормально-щелочных пород (без фельдшпатоидов)» 3) из «не щелочных пород», объединяющих толейитовую, высокоглиноземистую и известково-щелочную серии. Поскольку изученные нами пироксены укладываются в диапазон составов пироксенов, статистически изученных Ле Басом (содержат Ca в пределах 35—55 атомных %, $Fe \approx 18\%$ и меньше, Na_2O —менее 1%), мы сочли возможным нанести составы клинопироксенов из верхнемеловых пород на указанную диаграмму (фиг. 6). Для сравнения на ней различными условными знаками показаны поля составов клинопироксенов из пород различной формационной принадлежности. По Куширо и Ле Басу показано лишь поле «нормально-щелочных пород (без фельдшпатоидов)»; из сводки Л. Н. Добрецова и др. [6] заимствованы границы полей составов клинопироксенов из трех различных типов эффузивных формаций. Нужно отметить, что эти поля заметно перекрывают одно другое; близкое совпадение обнаруживают поле клинопироксенов «континентальной оливин-базальтовой формации» по Л. Н. Добрецову и поле клинопироксенов из «нормально-щелочных пород» по Куширо и Ле Басу.

Клинопироксены из пород верхнемеловой серии на дан-

ной диаграмме характеризуются следующим. 1. Фигуративные точки их составов располагаются выше «линии насыщенности» (постоянное содержание Al_{IV}). 2. Они отчетливо группируются в пределах поля «нормально-щелочных пород без фельдшпатоидов» и «континентальной оливин-базальтовой формации» по названным авторам соответственно. 3. По сравнению с клинопироксенами пород группы 4, по Куширо и Ле Басу, поле которых располагается в правом нижнем углу приведенной диаграммы и совпадает с полем клинопироксенов «орогенных андезитовых формаций», по Добрецову, клинопироксены верхнемеловых пород заметно более глиноземистые и недосыщенные SiO_2 .

Рентгеновская диагностика клинопироксенов из пород верхнемеловой серии производилась по методу, разработанному Zwaan [19] и И. В. Гинсбург, Г. А. Сидоренко [3]. Для выявления различий моноклинных пироксенов между собой, указанные авторы предлагают использовать определенные линии или сочетания линий. По этому признаку Зваан выделил четыре группы клинопироксенов (B_1 , B_2 , B_3 , B_4), каждая из которых имеет характерные дифракционные максимумы или группу максимумов. Внутри каждой группы пироксены подразделяются как по величинам межплоскостных расстояний, так и по интенсивностям некоторых линий.

Съемка велась на дифрактометре УРС—50 ИМ на железном неотфильтрованном излучении со скоростью сканирования 2° в минуту. Снималась область углов 2θ $38-95^\circ$ со скоростью $0,5^\circ$ в минуту.

Исследование семи образцов клинопироксенов из различных пород верхнемеловой серии показало, что все они входят в группу авгитов (B_1 по Зваану) с характерными для них интенсивными отражениями (221), (310), (311), (131) и (221), (531) и парой сильных максимумов в области средних углов—(260) и (531). По дифрактометрическим картинам богатые кальцием авгиты из базальтовой группы и собственно авгиты из андезито-базальтов, андезитов и дацитов различаются не так четко. В частности, в первых не всегда отмечается характерное по И. В. Гинсбург и Г. А. Сидорен-

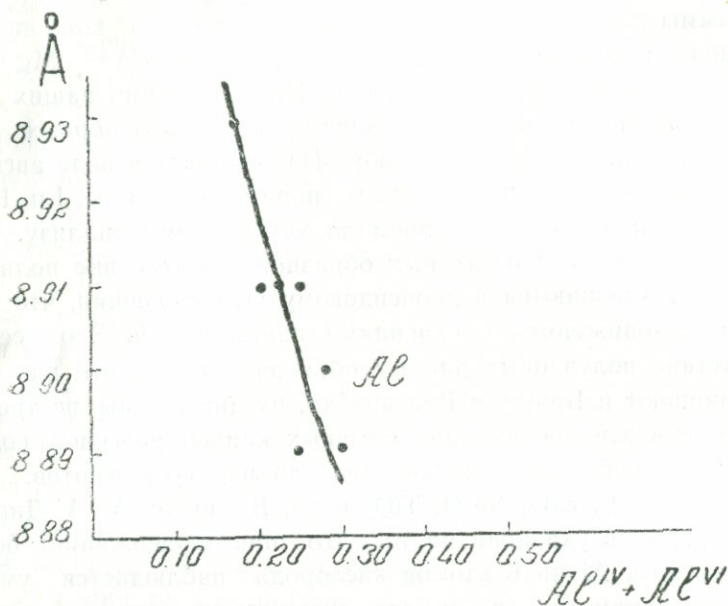
ко [3] расщепление рефлекса (260) с появлением слева от него дополнительного рефлекса.

По отражениям (060) и (600) были рассчитаны параметры b и $a\sin\beta$ соответственно, которые для клинопироксенов являются диагностирующими и наиболее чувствительными к колебаниям содержаний Mg—Fe и Al, Ca [9, 17]. Полученные результаты приведены в табл. 3.

Brown [9] и позднее Viswanathan [17] предложили диаграммы для определения химического состава клинопироксенов в координатах атомных процентов Ca^{+2} , Mg^{+2} и Fe^{+2} по параметрам b и $a\sin\beta$. При нанесении наших данных на эти диаграммы получается, что только образец клинопироксена из андезитов (обр. 41) попадает в поле авгитов и состав его по рассчитанным параметрам ($\text{Wo}_{40}\text{En}_{41}\text{Fs}_{19}$) близко совпадает с составом по химическому анализу. Точки составов всех остальных образцов ложатся вне поля авгитов и смещаются к диопсидовому углу трапеции, что связано с пониженными значениями параметра b . Это несоответствие полученных данных объясняется тем, что как подчеркивают и Браун, и Висванатан, их диаграммы построены для определения составов обычных клинопироксенов, содержащих небольшие количества таких компонентов, как Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , TiO_2 и др. В сводке У. А. Дира и др. [5] есть указания на то, что при содержании более 0,05 атома Al на 6 атомов кислорода наблюдается уменьшение параметра b , и это уменьшение вызвано только Al^{+3} в октаэдрических положениях. J. Witkind [18] на примере изучения серии клинопироксенов из эффузивов Монтаны пришел к заключению, что общее высокое содержание Al^{+3} сильно уменьшает значения параметров b и $a\sin\beta$; при этом главное влияние оказывает Al в тетраэдрической координации. Этот вывод он обосновывает тем, что в изученном им ряду пироксенов наиболее резкие вариации обнаруживает именно величина Al_{IV} (равная 0,040—0,060 в кислых и средних породах и 0,103—0,814—в основных), в то время как значения Al_{VI} во всех образцах близки.

В клинопироксенах верхнемеловых пород, как было вы-

ше показано, также отмечаются резкие колебания в значениях Al^{+3} , замещающего Si в кристаллической решетке. Эти изменения направлены в сторону уменьшения величины Al_{IV} от базальтов и долеритов к андезито-базальтам, андезитам и дацитам. Одновременно, в том же направлении несколько возрастают содержания Al_{VI} . Однако, как следует из графика, изображенного на фиг. 7, суммарное влияние ионов



Фиг. 7.
Зависимость параметра b от содержания Al в клинопироксенах берхемеловых пород.

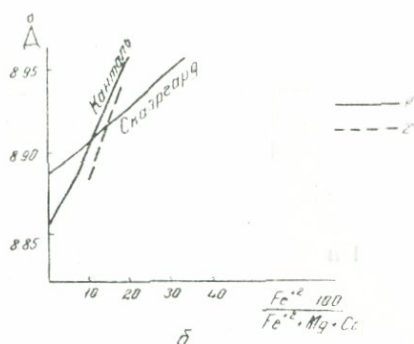
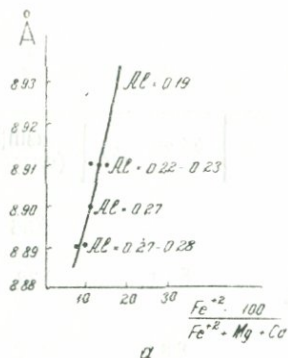
Al^{+3} приводит к резкому уменьшению параметра b в изученном нами ряду клинопироксенов и, следовательно, можно согласиться с выводом J. Witkind [18] об определяющем влиянии на вариации значений b ионов Al в четверной координации. Вместе с тем, взаимосвязь параметра b с составом клинопироксенов имеет сложный характер и определяется не только вхождением в их структуру Al^{+3} . Важно подчеркнуть то, что b не зависит от содержания Ca и обнаруживает тесную связь с замещениями $Mg^{+2} - Fe^{+2}$, возрастаая с увели-

Параметры b и $a\sin\beta$ кристаллической решетки клинопироксенов
во вкрапленниках пород верхнемеловой серии

Образец	Порода	b (ангстр.)	$a\sin\beta$ (ангстр.)
33 ∂n	Вкрапленник из оливиновых долеритов (поток)	8.90	9.36
1 n	Вкрапленник I генерации из олив. базальтов (дайкообр. тело)	8.89	9.38
1 n_3	Вкрапленник II генерации из тех же пород	8.89	9.37
7 ∂n	Вкрапленник из двупироксе- новых андезитов-базальтов	8.91	9.32
19 ∂n	То же	8.91	9.35
41 ∂n	Вкрапленник из роговооб- манковых андезитов	8.93	9.36
24 ∂n	Вкрапленник из кварцевых дацитов	8.91	9.33

чением Fe^{+2} [9, 13, 16]. На фиг. 8а, видно, что существует прямая зависимость между параметром b и отношением $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg+Ca)$ в пироксенах из различных по составу пород верхнемеловой серии. Там же показаны значения Al^{+3} , убывающие с возрастанием железистости.

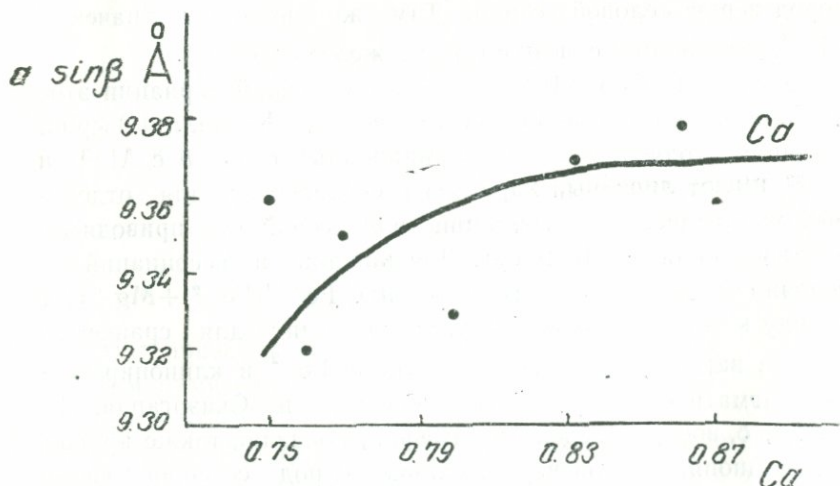
Раг. С. Lefèvre [16], детально изучивший вариации этого параметра в клинопироксенах из лав Канталя (Овернь, Франция) подчеркнул, что вариационные связи b с Al^{+3} и Fe^{+2} имеют линейный характер и специфичны для отдельных магматических ассоциаций или серий (им приводятся подразделения по Ле Басу). Для каждой из ассоциаций по величине b можно оценить отношение $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg+Ca)$ в ряду клинопироксенов. Лефевр приводит для сравнения кривые вариации b в зависимости от Fe^{+2} в клинопироксенах магматических ассоциаций Канталя и Скаэргарда. На фиг. 8, б, воспроизведен этот график; показана также кривая для клинопироксенов верхнемеловых пород северной части Армянской ССР. Различный наклон кривых очевидно указывает на разный темп изменений величины параметра b в связи с железистостью. Кривая для наших клинопироксенов



Фиг. 8.

- а. Зависимость параметра b от замещений $\text{Mg}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$ и содержания $\text{Al}_{\text{IV+VI}}$ в клинопироксенах верхнемеловой серии. б. Кривые вариации параметра b в различных сериях пород. 1. Кривые по Лефевру.
2. Кривая для верхнемеловой серии Сев. Армении.

наклонена примерно под тем же углом, что и кривая лав Канталя в отличие, например, от несравненно более пологой кривой для клинопироксенов Скаэргарда. Но в лавах Канталя интервал вариации b (8,86—8,95 Å) значительно шире,



Фиг. 9.

Зависимость параметра $a \sin \beta$ от содержания Ca (количество ионов в пересчете на 60) в клинопироксенах—вкрапленниках верхнемеловых пород.

чем в изученных нами клинопироксенах (8,89—8,93 Å).

Клинопироксены из верхнемеловых пород характеризуются в целом пониженными значениями параметра $a\sin\beta$; его значения для клинопироксенов из базальтовой группы приближаются к диопсидовым (9,37 Å). Известно, что данный параметр изменяется совместно с изменением отношений $\text{Ca}:\text{Mg}$ и $\text{Ca}:\text{Fe}$ [5]. В ряду клинопироксенов различных пород верхнемеловой серии наблюдается прямая зависимость величины $a\sin\beta$ от содержания ионов кальция (фиг. 9), причем при переходе от клинопироксенов пород среднего и кислого состава к клинопироксенам из базальтов кривая изменения постепенно выполаживается.

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что в породах верхнемеловой вулканической серии с переходом от базальтов к андезито-базальтам, андезитам и дацитам в клинопироксенах возрастают значения показателей преломления, уменьшаются величины $2V$, увеличиваются значения параметров b и $a\sin\beta$, увеличивается железистость и убывают глиноземистость и кальциевость. Это может свидетельствовать о том, что из теоретически возможных вариантов изоморфных замещений в изученном ряду клинопироксенов реально осуществляются следующие: 1) изовалентные замещения $\text{Mg}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$ (вариации параметра b и показателей преломления), $\text{Ca}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$ (вариации параметра $a\sin\beta$ и угла $2V$); 2) гетеровалентные замещения типа Si^{+4} , $\text{Mg}^{+2} \rightarrow \text{Al}_{\text{IV}}^{+3}$, $\text{Al}_{\text{VI}}^{+3}$ (в целом пониженные значения параметров b и $a\sin\beta$, вариации b); 3) изоморфизм $\text{Ca}^{+2} \rightarrow \text{Mg}^{+2}$ проявлен слабо (не наблюдается необходимого уменьшения параметра $a\sin\beta$ в направлении от базальтов к дацитам).

В заключение подчеркнем основные особенности состава клинопироксенов-вкрапленников в породах верхнемеловой вулканической серии.

1. Все изученные клинопироксены относятся к авгитам (богатым кальцием и собственно авгитам). На диаграмме Хесса (фиг. 2) фигуративные точки состава клинопироксенов из базальтов располагаются выше линии кристаллизации пироксенов обычной (насыщенной) базальтовой магмы; кли-

нопироксены из андезитов-базальтов, андезитов и дацитов ложатся на эту кривую.

2. В связи с увеличением SiO_2 , железистости и убыванием Al_2O_3 и CaO во вмещающих породах, состав клинопироксенов-вкрапленников изменяется в сторону увеличения Fs компонента, убывания глиноземистости и кальциевости. Одновременно, состав клинопироксенов в породах определяется составом сосуществующих темноцветных минералов и магнетита.

3. По данным рентгеновского анализа, изученные богатые Са авгиты и собственно авгиты не различаются; вариации параметра решетки b находятся в закономерной зависимости от Fe^{+2} и $\text{Al}_{\text{IV}}^{+3}$, $\text{Al}_{\text{VI}}^{+3}$.

4. Разнообразие составов изученных клинопироксенов может быть связано главным образом с изоморфными замещениями $\text{Mg}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$, $\text{Ca}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+2}$ и Si^{+4} , $\text{Mg} \rightarrow \text{Al}_{\text{IV}}^{+3}$, $\text{Al}_{\text{VI}}^{+3}$.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.VI.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Виленский А. М., Зедгенизов А. Н. О влиянии щелочности и кремнекислотности на состав магматических клинопироксенов. ДАН СССР, т. 186, № 2, 1969.
2. Гинсбург И. В. Обзор систематики пироксенов. В сб. «Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса». Изд. «Наука», 1970.
3. Гинсбург И. В., Сидоренко Г. А. Некоторые особенности кристаллохимии пироксенов, выявленные при их диагностике по дебаеграммам. Минералы СССР, Тр. Минер. Музея, вып. 15, 1964.
4. Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд. «Наука», Москва, 1968.
5. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2. Изд. «Мир», Москва, 1965.
6. Добрецов Н. А., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. Изд. «Наука», Москва, 1971.

7. Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореф. канд. диссерт., Ереван, 1964.
8. Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1950.
9. Brown G. M. The effect of ion substitution on the unit-cell dimensions of the common clinopyroxenes. *Amer. Mineralogist*, v. 45, 1960, p. 15.
10. Carmichael I. S. E., Nicholls J., Smith A. L. Silica activity in igneous rocks. *Amer. Mineralogist*, v. 55, № 1—2, 1970, p.p. 246—263.
11. Coombs D. S. Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. *Mineral. Society of America, Spes. paper*, I, 1963, p.p. 227—250.
12. Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. *American Mineralogist*, v. 34, № 9—10, 1949, p. 621.
13. Kuno H., Hess H. H. Unit-cell dimensions of clinoenstatite and pigeonite in relation to other common clinopyroxenes. *Amer. Journal of Science*, v. 251, 1953, p. 741.
14. Kushiro I. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. Journ. of Science*, v. 258, № 8, 1960, p.p. 548—554.
15. Le Bas M. I. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. Journ. of Scien.*, v. 260, № 4, 1962, p. p. 267—288.
16. Lefèvre P. C. Заметка о значении параметра «b» в ячейке клинопироксенов. *Bull. Soc. Franç. Mineral. et cristallograf.*, 92, № 1, 1969, p.p. 95—98.
17. Viswanatan K. Unit cell dimensions and ionic substitutions in common clinopyroxenes. *Amer Mineralogist*, v. 51, № 3—4, 1966, p. 429.
18. Witkind I. I. Clinopyroxenes from acidic, intermediate and basic rocks, Little Belt Mountains, Montana. *Amer. Mineralogist* v. 54, № 7—8, 1969.
19. Zwaan P. C. the determination of pyroxenes by x-ray powder diagrams. *Leidse geol. meded.*, v. 19, 1955.

Э. Г. МАЛХАСЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕНЕЗИСА МАГМЫ КИСЛЫХ ЭФФУЗИВОВ НА ПРИМЕРЕ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ

Вопрос происхождения магмы кислых эффузивов является одним из кардинальных проблем современной геологии.

В соответствии с современными петрологическими концепциями генезис магмы кислых эффузивов рассматривается в основном в четырех аспектах.

1. Кислая магма эффузивов связана с самостоятельными очагами кислой магмы, возникшими в силу тех или иных причин в земной коре.

2. Магма имеет палингенную природу и возникла в результате локального переплавления материала кислого субстрата при процессах орогенеза.

3. Кислая магма эффузивов связана генетически с той же базальтовой магмой, которая дала огромные накопления лав и пирокластов на земной поверхности и является ее прямым дифференциатом.

4. Магма кислых эффузивов имеет ассимиляционный генезис и образовалась вследствие взаимодействия или контаминации первичного базальтового расплава кислыми породами субстрата с образованием гибридных расплавов или «вторичных магм».

При попытке применения той или иной из петрологических гипотез для толкования генезиса юрских плагиопорфиров и альбитофиров (плагиогранитов) Армении следует, конечно, иметь в виду возможную гетерогенность отдель-

ных членов этой формации, образование которых могло идти различными путями. Однако отмеченные обстоятельства—присутствие некоторой общей химической, петрографической и геологической специфики пород этой формации—дают нам возможность рассматривать проблему происхождения данной формации в целом.

1. Гипотеза о происхождении кислой эффузивной магмы из самостоятельных очагов кислой магмы, которые бы возникли в соответствующие периоды в земной коре, является очень спорной. Здесь неизбежно возникает вопрос возможности появления подобного рода очагов в земной коре, о природе первоначального субстрата, об источнике кислого силикатного материала, т. е. именно те вопросы, которые касаются уже общей проблемы происхождения гранитов. Действительно, во многих частях мира наблюдается местами непосредственная связь кислых эффузивов с глубоинной магмой, породившей ниже или близко расположенную гранитную интрузию и, следовательно, можно рассматривать кислые эффузивы как дериваты того же гранитного очага. Однако отсутствие такого рода прямых данных именно для описываемой формации Армении заставляет думать, что зарождение кислой магмы в этом случае шло иным, не «гранитным» путем, а было связано скорее с теми же эффузивными процессами, которые и на предшествовавших и на последующих этапах развития юрского и вообще мезозойского вулканизма дали огромное количество лав и пирокластов основного состава.

2. Гипотеза о палингенном зарождении очагов кислой магмы, т. е. о возникновении, дифференциации, переплавления более древних пород, также может быть привлечена как одно из возможных объяснений. Однако, следует полагать, что если стать целиком на точку зрения о палингенном происхождении кислой магмы описываемых кислых эффузивов, то не могут быть объяснены указанные закономерности в химическом составе кислых лав, которые не увязываются с гипотезой палингенеза. Переработка разнообразного по составу субстрата, очевидно, не могла бы создать наблюдаемой выдержанности химического состава,

характерного для большей части кислых эффузивов, сохраняющих в общем определенную химическую специфику. Кроме того, условия для палингеного зарождения кислой магмы, вероятно, должны были быть наиболее благоприятными в глубоких слоях коры или мантии, тогда как в генезисе вулканических ассоциаций их роль не могла быть столь значительной.

3. Серьезное подтверждение получает гипотеза о «базальтовом» первоисточнике магмы кислых эффузивов Армении в факте постоянной приуроченности распространения этих кислых эффузий к местам развития мощных толщ лав основного состава (различные порфириды и другие основные эффузивы нижней и средней юры Малого Кавказа), суммарный объем которых намного превосходит объем кислых эффузивов. Связь последних с вулканогенными сериями базальтового или порфирового состава характерна как для описываемой формации Армении, так и для многих других регионов современного древнего вулканизма.

Здесь можно увидеть разности переходного состава пород, присутствие которых является необходимым в случаях нормального прогрессивного хода дифференциации магмы, первичного базальтового очага. Однако, количественные соотношения между основными и кислыми членами крайне несообразны, отсутствуют «компенсирующие» излияния лав ультраосновного состава. Все эти обстоятельства затрудняют применение этой гипотезы в ее «чистом» виде.

4. Наиболее правдоподобным представляется последнее из приведенных предположений, заключающееся в том, что генезис данных пород был связан с эволюцией основной магмы, происходившей в относительно неглубоко залегающих очагах в результате сочетания процессов дифференциации основной магмы, которые шли в сторону появления кислых членов и, с другой стороны, процессов ассимиляции кислых и средних пород осадочного или метаморфического субстрата.

Об этом свидетельствует также присутствие в лавах сравнительно небольшого количества эналлогенных (чуждых) ксенолитов и наличие признаков обогащения глинозе-

мом на уровне застывания этих пород. Благоприятные для ассимиляции условия, вероятно, могли возникать в связи с поднятиями, которые, как это показал Р. Н. Абдуллаев [1], были характерны для эпохи массовых излияний кислых эффузивов юры на Малом Кавказе.

Эта связь с зонами поднятия, как известно, подтверждается и на ряде других областей древнего и молодого вулканизма. Хотя причины и механизм ее еще недостаточно ясны, данная гипотеза способна объяснить наибольшее число из наблюдаемых закономерностей—выдержанность химического состава, связь с определенными тектоническими зонами и др. Все это, как нам кажется, указывает на первичную резкую неоднородность кислого расплава, давшего плагиопорфиры и альбитофиры, отдельные порции которого зарождались и кристаллизовались неодновременно. Присутствие вкрапленников кварца, ранняя кристаллизация которых необъяснима с физико-химической точки зрения (из расплава соответствующего состава должен был бы в первую очередь кристаллизоваться щелочной полевой шпат, а кварц—входить в мезостазис), тоже подтверждает высказанные соображения. Как известно, присутствие летучих нарушает ход кристаллизации, установленный при изучении сухих систем, и приводит к смещению минимума в поле первичной кристаллизации кварца и полевых шпатов в сторону $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ [2].

О генезисе кислых эффузивов из базальтовой родоначальной магмы говорят также «кровные» черты почти всех пород юрской вулканической формации Армении и прежде всего геохимические ее особенности.

Известно, что в процессе формирования эффузивных пород геохимическое поведение отдельных микроэлементов в конечном итоге зависит от физико-химических условий кристаллизации и кристаллохимической близости их с тем или иным главным петрогенным элементом. Это, в частности, приводит в главной массе к рассеянию в породообразующих минералах элементов группы железа и малых петрогенных элементов, а для редких и металлогенных—к накоплению в конечных продуктах кристаллизации в виде аксессуаров.

Имеющиеся данные указывают на рассеянное состояние их во вмещающих породообразующих и ранних акцессорных минералах, реже они образуют самостоятельные минералы: ильменит, титаномагнетит, рутил, сфен, хромит, циркон, апатит, барит и самородные цинк, свинец, медь, которые протягиваются по всей серии пород юры. Таким образом, в описываемой формации устанавливается преемственность ассоциаций микроэлементов, характерных для родоначальной базальтовой магмы, кислыми конечными продуктами, что указывает на существование единой базальт-липаритовой серии пород, характерной для геосинклинальных областей. Это подтверждается также геохимическими данными. Так, в кислых разновидностях пород в вышесказанных количествах присутствуют V, Ti, Ni, Cr, Co, т. е. элементы, являющиеся характерными для основных пород и, с другой стороны, в них отсутствуют W, Hf, Nb, Ta, Cd, Sn, In, La, Ce, т. е. элементы, являющиеся характерными для пород «нормального» гранитоидного типа. Это обстоятельство указывает на их генетическую связь с базальтовой магмой и позволяет происхождение кислых пород рассматривать как результат дифференциации основной—базальтовой родоначальной магмы.

Важным обстоятельством являются также петрохимические особенности пород. Среди пород кислого состава во всей юрской формации Армении, и вообще Малого Кавказа, не имеется ни одного типичного представителя кислых пород гранитоидного состава. Породы эти характеризуются ярко выраженным известково-щелочным составом, калиевые минералы или совершенно отсутствуют или выступают единичными зернами, Na_2O резко преобладает над K_2O , плагиоклаз представлен олигоклазом и андезином, железо-магнезиальные силикаты по отношению к таковым в нормальных гранитах, здесь выступают в повышенных количествах.

Как показали исследования Д. С. Штейнберга и В. Г. Фоминых [3], для решения вопроса генетической принадлежности кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров (плагиогранитов) к производным гранитной или базальтовой магм, определенный интерес представляет содержание ти-

тана в акцессорном магнетите. Исследования, проведенные у нас, в Армении, показывают резко повышенное содержание титана в пределах от 8 до 10%, соответствующее полю гранитоидов базальтового ряда.

И, наконец, решающим критерием является также геологический фактор. Во всей описанной зоне наблюдается постоянная приуроченность кислых лав к районам развития основных пород, причем суммарный объем кислых лав намного уступает объему основных пород.

В геологических разрезах нет прерывистости в кислотности пород, а всюду наблюдается картина нормального прогрессивного хода дифференциации магмы от основного к кислому.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13. VIII. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. Сов. геол. № 7, 1958.
2. Барт Т. Теоретическая петрология. Изд. ИЛ 1956.
3. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномagnetита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, т. 139, № 5, 1961.

А. Г. МИДЯН, А. ДЖ. МНАЦАКАНЯН, Л. Е. МИКАЕЛЯН

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

За последнее двадцатилетие по рудным районам Армянской ССР накопился большой фактический материал по тектонике, геофизике, съемочным и разведочным работам и т. д., требующий детализации и уточнения идей поясовой металлогенической зональности общекавказского простирания, впервые выдвинутой И. Г. Магакьяном [5].

Наши долгие исследования привели к выводу, что в закономерностях размещения и распределения рудных месторождений и проявлений на территории республики главными факторами являются наличие метаморфического фундамента Малого Кавказа и древних антикавказских эвгеоантиклиналей—Цахкун-Алавердской и Зангезур-Ишханасарской [13, 14]. Последние во всех геологических этапах развития имели эвгеоантиклинальный характер, в пределах которых происходили интенсивный эффузивный и интрузивный магматизм и расположены все промышленные месторождения, а в Севанской мегасинклинальной зоне отсутствуют и абиссальные интрузии и промышленные месторождения [12, 14], табл. 1.

Тектоническое строение Армянской ССР освещалось в работах А. Т. Асланяна [1], А. А. Габриеляна [3] и др. У указанных исследователей главными предпосылками тектонического районирования являются: план развития кайнозойских осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований, имеющих общекавказское простирание;

Таблица 1

Приуроченность рудных месторождений к антикавказским
тектоническим зонам

Типы месторождений	Цахкун-Алавердская зона	Севанская зона	Зангезур-Ишханасар- ская зона
Медно-колчеданный	Шамлугское, Алавердское, Анкадзорское.	—	Кафанское
Медно-молибденовый	Анкаванское, Шнохское (Те- хут)	—	Агаракское, Каджаран- ское, Дастакертское, Айгедзорское
Золоторудный	Меградзорское, Анкаванское, Гамзачиманское, Техутское, Качачкутское, Воскепарское и др.	—	Зодское, Тейское, Личк- вазское, Гехинское и др.
Полиметаллический	Лорутская, Привольненская, Агверанская группы	Газминская, Шамша- динская группа	—
Полиметалл-колчедан- ный	Ахталское	—	Шаумянское
Железорудный	Разданское, Меградзорское, Кагтанское, Агаракадзорское, Кохское и др.	—	Сварандское, Ньюадин- ское
Ртутный	—	Хосровская, Советашен- ская, Агаракадзорская, Верин-Шоржинская, Са- раланджская, Шамша- динская группа	Варданское
Хромитовый	—	Шоржинское	—
Титановый	Агверанское, Апаранское, Ан- каванское	—	—

история геологического развития области; характер проявления магматизма и др. Ими не учитывалось антикавказское простирание метаморфического фундамента Малого Кавказа, юрских и меловых образований Сомхето-Карабахской тектонической зоны, а также меловых и эоценовых образований Ахурянского района, Присеванской тектонической зоны и Зангезурского рудного района.

На структурах антикавказского простираня в юрском периоде происходила перестройка тектонического строения Малого Кавказа.

В палеогеновых образованиях размещены многочисленные рудные месторождения и рудопроявления (Газминское, Азатекское, Каджаранское, Круглая Шишка, Арманисское, Цахкуняцкое, Меградзорское, Дилижанское, Мгартское, Лорутское, Мегринское, и др.), где промышленные рудные жилы, зоны и дайки имеют преимущественно антикавказское простирание. В таком же направлении расположены эпицентры и вулканические конусы [4].

В Цахкун-Алавердской и Зангезур-Ишханасарской эвгеоантиклинальных зонах отчетливо фиксируются выходы интрузивных массивов близмеридионального направления. Таковые зафиксированы по линии Арзакан, Памбак, Кохб. По той же линии наблюдается наиболее активное проявление эффузивного магматизма в эопалеозойское, юрское, меловое (Апаран-Арзаканская глыба), юрское, меловое (Алавердская глыба) и мел-эоценовое время (Памбак-Базумская глыба). А по линии Зангезур-Ишханасар в палеозое, юре, меле и эоцене—Мегри-Каджаран-Кафанская глыба, юре, меле, эоцене—Сиснанская глыба, юре, меле, мио-плиоцене и антропогене—Ишханасарская глыба.

Гравиметрические и магнитометрические исследования по этим линиям также фиксировали кислые и основные интрузивные массивы (скрытые). Почти все магнитные аномалии расположены в пределах антиклинорий.

Из анализа накопившегося фактического материала по геологическому строению Армении вытекает, что интенсивность магматизма находилась в тесной зависимости от положения фундамента и мощности отложений [1, 14], в ре-

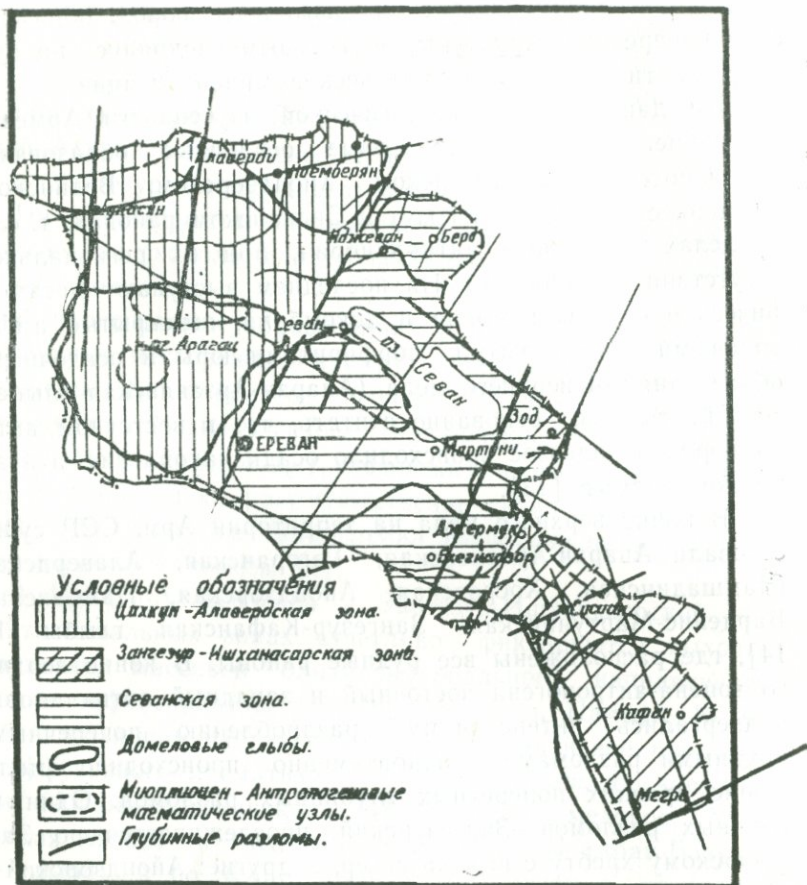
зультате чего в кайнозойском комплексе пород образовались поперечные структуры, по которым внедрялись продукты магматизма и постмагматической минерализации.

На данном этапе геологической изученности Армении девонские, пермские и триасовые осадочные образования обнажаются в Зангезурском, Айоцзорском, Вединском, Варденисском, Мартунинском и Сисианском районах, т. е. в пределах восточного антиклинория, при их региональном отсутствии на западном. На последнем выступают метаморфические сланцы кембрия и докембрия, перекрытые амфиболовыми и авгитовыми порфиритами юры и осадочными образованиями верхнего мела (Апаран-Арзаканская глыба). Эти факты дают основание считать, что в восточном антиклинории в палеозое происходило осадконакопление, а в западном размыв [13].

В конце верхнего мела на территории Арм. ССР существовали Апаран-Арзаканская, Гогоранская, Алавердская, Шамшадинская, Хосровская, Айоцзорская, Памбакская, Варденис-Мартунинская, Зангезур-Кафанская глыбы [13, 14], где расположены все рудные районы. В конце верхнего эоцена-антропогена восточный и западный антиклинории подвергались интенсивному раздроблению поперечными крупными разломами и одновременно происходило омоложение древних поперечных глубинных разломов. Один из крупных разломов—Зангезурский, прослеживается по Зангезурскому хребту с юга на север, а другие: Айоцзорский—через Варденисский хребет, Арташат-Камо, Сюникский-Араксинский разломы [13].

В палеоген-неогене и антропогене поперечные секущие структуры подверглись сильному омоложению, о чем свидетельствует приуроченность к ним экстрוזий и четвертичных вулканических конусов, а также постмагматической минерализации.

Впервые нами подчеркнута роль древних антикавказских антиклинориев, антикавказских глубинных разломов, их пересечений с общекавказскими глубинными разломами, указано на глыбовое строение Армянской ССР, которые являются главными факторами размещения рудных



Фиг. 1.

Схема тектонического районирования Армянской ССР (сост. А. Г. Мидян, А. Дж. Мнацаканян, Л. Е. Микаелян).

ское и Дагестано-Зангезурское, прослеживаются на территории Малого Кавказа. Южные отрезки последних совпадают с месторождений [13, 14]; при этом решающая роль придается строению метаморфического фундамента Малого Кавказа.

М. А. Кашкай и Г. П. Тамразян [6] выделили в Крымско-Кавказском регионе восемь региональных поперечных меридиональных поднятий. Два из них, Казбеко-Арабат-

дают соответственно с Цахкун-Алавердским и Зангезур-Ишханасарским антиклинориями, выделенными нами. Между этими антиклинориями расположен Севанский синклинорий (фиг. 1).

На территории Арм. ССР нами выделены три рудных пояса: золото-медный (Цахкуняцкий), золото-медно-молибденовый (Зангезурский) и ртутный (Севанский).

В основу выделения этих поясов положены следующие данные:

а) наличие на Малом Кавказе древних антикавказских тектонических зон (Цахкун-Алавердской, Зангезур-Ишханасарской и Севанской);

б) все промышленные и перспективные месторождения и рудопоявления молибдена, меди, золота, железа, полиметаллов и т. д. размещены в пределах Цахкуняцкого и Зангезурского поясов с юга на север (табл. 1);

в) все абиссальные интрузии и магнитные аномалии расположены в этих рудных поясах, а рудные узлы в рудных поясах расположены в меридиональном направлении;

г) в глыбах отдельных тектонических зон наблюдается металлогеническое сходство;

д) антикавказское построение имеет ряд крупных разломов — Дебаклинский, Гиратахский, Ахурян-Алагязский, Амасийский, Иджеванский, Ереванский, Меградзорский, Зангезурский, Айоцдзорский, Памбакский, Лалварский, Бердский, Хндзорутский и ряд горных хребтов, расположенных в антикавказских глубинных разломах. Именно последние обусловили распределение интрузивов и постмагматических месторождений, преимущественно в антикавказском направлении.

1. Золото-медный (Цахкуняцкий) рудный пояс—расположен в Цахкун-Алавердском антиклинории. Далее он прослеживается на территории Грузинской ССР, где охватывает бассейн р. Храм, Ахалкалакское нагорье. С востока ограничивается Иджеван-Ереванским синклинорием, по оси которого проходит с севера на юг глубинный разлом, установленный геологическими съемками и геофизическими исследованиями. Западная граница проходит по территории Турции.

В данном антиклинории происходили осадконакопления интрузивного и эффузивного магматизма.

Интенсивный магматизм происходил в пределах Апаран-Цахкуняцкой глыбы—в эопалеозое, меле, юре, миоплиоцене и антропогене, Алавердской глыбы—в юре-меле, и Памбак-Базумской глыбы—в юре, меле, эоцене.

Апаран-Цахкуняцкая глыба. В геологическом строении глыбы принимают участие метаморфические сланцы, юрские вулканогенно-осадочные и верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования.

Метаморфические сланцы на севере погружаются под Памбак-Базумским синклинорием, а на юге перекрываются миоплиоценовыми осадочными, осадочно-вулканогенными и антропогеновыми образованиями северо-восточного простирания. В метаморфических сланцах выделяются кварц-слюдисто-рутиловые (Арзаканская свита), амфибол-рутиловые (Мисханская свита) ороговикованные и метаморфизованные порфириды, песчаники (Апаранская свита). Они прорваны ультраосновными, плагиогранитовыми, гранитовыми, гранитоидными интрузивами (эопалеозой, юра-мел).

На эти образования налегают осадочные, вулканогенно-осадочные, верхнемеловые осадочные, вулканогенно-осадочные отложения и миоплиоценовый липарито-перлитовый комплекс пород, а также четвертичные базальты и андезит-базальты.

В Апаран-Цахкуняцкой глыбе расположены метаморфогенные кварц-магнетитовые (Меградзор, Мармарик, Детский санаторий в Такарлу), кварц-гематитовые (Бжни) и амфибол-рутиловые (Арзакан, Апаран, Анкаван, Атан-Дараси), рутиловые, россыпные рутиловые (Апаран) месторождения.

В пределах гранодиоритового комплекса и близко к ним располагаются медно-колчеданные (Чкнах), медно-пиритиновые (Меградзор), кварц-золото-пиритовые (участок Монастыря, Меградзор), медно-магнетитовые (с. Мармарик), медно-молибденовые, золото-висмутовые (Анкаван), молибден-вульфенитовые (Меградзор) проявления и место-

рождения; в пределах метаморфических сланцев—золото-полиметаллические (Арчасар), полиметаллические (Агверан), железорудные (Раздан) месторождения и проявления.

В пределах описываемой глыбы установлены также ореолы рассеяния молибденита, шеелита, самородного золота, рутила, касситерита, висмута. Здесь магнитометрическая и авиаметрическая съемки зафиксировали крупные магнитные аномалии, связанные, по нашим данным, с метаморфогенными железорудными телами. В этих аномалиях возможно наличие крупных промышленных метаморфогенных железорудных месторождений.

Памбак-Базумская глыба сложена метаморфическими сланцами юры, верхнемеловыми вулканогенно-осадочными и эоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями.

Верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы трансгрессивно налегают на метаморфические сланцы и юрские порфиристы. Главной стратиграфической единицей Памбак-Базумского синклинория являются эоценовые вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы, которые имеют общекавказское простирание.

В Памбак-Базумском сегменте расположено несколько интрузивных комплексов эоценового (щелочной-нефелиносенитовый, гранодиоритовый) и верхнемелового (гипербазитовый) возрастов.

Всеми исследователями Тежсарский комплекс, вмещающий вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, относится к верхнему эоцену-олигоцену. Нами получен ряд геологических данных, которые ставят под сомнение указанный возраст этих образований:

а) в центральной части Памбакского хребта вулканогенные породы не налегают на турон-коньяк. Они везде налегают на метаморфические сланцы;

б) Цахкун-Апаранская глыба отделилась от Памбак-Базумской глыбы Мармарикским разломом верхне-мелового возраста;

в) в Памбакской синклинали авгитовые порфиристы в стратиграфическом разрезе находятся в низах разреза, которые в районе села Агавнадзор, на правом борту р. Мар-

марик входят под сенонские известняки.

В период дат-палеоцена Апáран-Цахкуняцкие и Памбак-Базумские глыбы были приподняты и происходил их размыв и перенос на юг. Они питали дат-палеоценовое море.

Исходя из этого, Тежсарские вулканогенные образования и щелочной интрузивный комплекс пород мы относим до дат-палеоценовому (верхний мел) возрасту. Часть этих вулканогенных пород возможно имеет юрский возраст.

В пределах щелочного комплекса и его эндоконтактов, размещены магматические, а в экзоконтактах—постмагматические месторождения и проявления нефелиновых сиенитов, нефелино-корундовых сиенитов (Кемур-дарасинское), флюорита (восточный Кероглы, Маймех), медно-флюорита, корунда (сапфир), редкометаллов, марганца, золото-пирита (с. Осип), золото-молибден-вольфрама (Лермонтово), золото-полиметаллов (Гамзачиманское) [12, 13].

В Цахкун-Памбакском золотоносном узле расположены Меградзорское, Анкаванское и Гамзачиманское рудные поля, где и происходило внедрение нескольких разновозрастных интрузивов (эопалеозойского, юрского, мелового, эоценового и миоценового возрастов), с каждым из которых связаны рудные месторождения и проявления.

Другие исследователи сульфидные руды, расположенные в этих рудных полях, связывают лишь с одним циклом и с одной фазой интрузии.

В Памбак-Базумской глыбе размещены контактово-метасоматические железорудные месторождения (Агавнадзор, Корчлу, Базум) и перспективные рудопроявления: полиметаллические—Лорутское, Привольненское, Калининское; золото-полиметаллические—Лорутское, Мгартское, Арманиское, Качачкутское; медно-колчеданные—Анкадзорское и Желтая речка; серно-колчеданные—Тандзутское; золотоносные вторичные кварциты и золото-гематитовые руды, медные—Галаварское, которые генетически и пространственно связаны с доскладчатыми интрузиями гранодиоритового и липарито-кварцевого комплексов.

В Степанаван-Калинино-Качачкут-Лорут-Мгартском по-

лиметаллическом рудном узле золото тесно связано с собственно-полиметаллической и медной формациями и является самым перспективным в отношении полиметаллического и медного оруденения.

В пределах этого узла имеются перспективные проявления золота: Марцигетское, Арманисское, Мгартское и Качачкутское. Эти проявления и полиметаллический рудный узел в целом расположены в пересечении антикавказской и общекавказской структур.

Алавердская глыба расположена в северной части Цахкуняцкой зоны, к северу от Памбак-Базумской глыбы.

В геологическом строении этой глыбы участвуют юрские вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные комплексы, а верхнемеловые терригенные и вулканогенные образования пользуются ограниченным распространением.

В юрских образованиях расположены два комплекса интрузивных пород—гранодиоритовый и плагиогранитовый.

Гранодиоритовый комплекс представлен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами, grano-порфирами; плагиогранитовый комплекс—плагиогранитами, альбитофирами, кварц-порфирами.

С гранодиоритовым комплексом связаны медно-молибденовые (Тегут, Цахкашен), вольфрамовое (Тегут), железорудное (Кохб), золото-сульфидные (Тегут, Воскепар, Агдан, Ахпат) проявления, а также ореолы рассеяния молибденита, самородного золота и полиметаллов. С доскладчатым плагиогранитовым комплексом связаны медноколчеданные (Алаверди, Шамлуг) и полиметаллические месторождения.

В данном рудном районе медно-колчеданные промышленные месторождения (Алаверди, Шамлуг, Ахтала и Агви) тянутся с севера на юг по левому берегу р. Дебет и расположены в висячем боку Дебедского меридионального разлома.

Почти параллельно Дебедскому разлому проходят Папкарский и Лалварский разломы. С первым связаны абиссальные интрузии (Цахкашат, Кохб) и ряд золоторудных, молибденовых, медных, железорудных, вольфрамовых

месторождений и проявлений, а также ореолы рассеяния золота, молибдена и шеелита.

Следует отметить, что в Алавердской глыбе до сих пор никак не отмечены рудоносные региональные разломы общекавказского простирания. Это и закономерно, так как в Алавердской глыбе складчатость в мезозое развивалась по плану древних структур антикавказского простирания, в Памбак-Базумской глыбе—план складчатости изменился в общекавказском направлении лишь с начала верхнего мела.

Из вышеизложенного отчетливо видно, что все рудные месторождения и проявления в Цахкуняцком рудном поясе расположены с юга на север. Эта закономерность обусловлена строением метаморфического фундамента, антикавказскими рудоконтролирующими разломами и Цахкун-Алавердским антиклинорием.

2. *Золото-медно-молибденовый (Зангезурский) рудный пояс* расположен в Зангезур-Ишханасарском антикавказском антиклинории, в восточной части Армянской ССР. Эта зона продолжается на север и охватывает бассейн р. Тертер Азербайджанской ССР.

В геологическом строении антиклинория принимают участие палеозойские, юрские, меловые, эоценовые, миоценовые и четвертичные осадочные и магматические породы.

Палеозойские, меловые, мио-плиоценовые вулканогенно-осадочные породы имеют антикавказское простирание. В таком направлении расположены интрузивы Зангезурского плутона, а также Дастакертский и Ишханасарский интрузивные массивы.

Все крупные региональные разломы (Дебаклинский, Зангезурский, Гиратахский и Сюникский), расположенные в этом антиклинории, имеют близмеридиональное простирание.

Промышленные и перспективные рудные месторождения—медно-молибденовые, золоторудные, железорудные, медные (Агарак, Айгедзор, Тей, Личк, Каджаран, Гехи, Сваранц, Дастакерт, Ишханасар и др.), а также промышленные рудные тела в этих месторождениях приурочены

преимущественно к северо-восточным разрывным нарушениям.

Зангезур-Ишханасарский антиклинорий состоит из Мегри-Каджаран-Кафанской, Дастакертской и Ишханасарской глыб.

В геологическом строении *Мегри-Каджаран-Кафанской глыбы* участвуют: метаморфические сланцы палеозоя близ-меридионального простирания, в которых расположены интрузивы гранитного комплекса (Малевский); мраморизованные, доломитизированные известняки, глинистые сланцы девона; известняки, глинистые сланцы, песчаники, известковые песчаники перми. На эти породы налегают юрские порфириты и верхнемеловые известняки, конгломераты, туфобрекчии и порфириты. Эоценовые и миоплиоценовые осадочные и вулканогенные породы имеют ограниченное распространение. Интрузивы, в основном, прорывают палеозойские, юрские и меловые комплексы пород.

Рудные месторождения и перспективные рудопроявления в этой глыбе следующие: железорудные (Қалақарское), медно-молибденовые (Каджаран, Айгедзор, Агарақ), медно-порфировые (Личк), золото-сульфидные (Тей, Личквас), медноколчеданные и полиметаллические (Қафан). Все эти месторождения расположены вдоль меридионального разлома и в узлах их пересечения с общекавказским разломом.

В геологическом строении *Дастакертской глыбы* участвуют: палеозойские и юрские порфириты, туфобрекчии, известняки; верхнемеловые эпидотизированные порфириты, их туфобрекчии, конгломераты, известняки; вулканогенно-осадочные породы эоцена и верхнего мела. Они прорваны интрузивами гранодиоритового комплекса, представленными кварцевыми диоритами, гранодиоритами, габбро-диоритами. На эти образования трансгрессивно налегают мио-плиоценовые вулканические и осадочные породы.

Непосредственно с гранодиоритовым интрузивным комплексом связаны медно-молибденовые (Дастакерт), железорудные (Сваранц), полиметаллические (Аравус) месторождения и проявления.

Ишханасарская глыба расположена непосредственно к северу от Сисианской глыбы. В геологическом строении участвуют юрские вулканогенно-осадочные образования. На них налегают верхнемеловые известняки северо-восточного простирания. На эти породы налегают верхнеплиоцен-антропогеновые андезиты, их туфобрекчии, прорывающиеся крупными и мелкими базальтическо-роговообманковыми экструзиями нижнечетвертичного возраста. На этих образованиях расположено многочисленное количество вулканических конусов и их излияний—базальтов и андезито-базальтов.

Верхнечетвертичные вулканические конусы этой глыбы расположены преимущественно в северо-восточном направлении. Ряд конусов приурочен к Сюникскому разлому северо-восточного простирания.

Нами в последние годы в пределах Ишханасарского вулканогенного массива выявлен ряд апатитовых проявлений, проявлений золота и вторичные ореолы рассеяния полиметаллов.

3. Ртутный (Севанский) рудный пояс расположен в Центральном прогибе (синклинории), между Цахкуи-Алавердским и Зангезур-Ишханасарским антиклинориями. От первого антиклинория ограничен Ереван—Севан—Иджеванским синклинорием, протягивающимся по линии глубинного разлома меридионального направления. От Зангезур-Ишханасарского антиклинория Центральный (Севанский) прогиб ограничен близмеридиональной антиклиналью, по оси которой проходит Зангезурский глубинный разлом, который в северном направлении прослеживается до бассейна р. Куры [12, 14].

К Зангезурскому разлому [13], как сказано выше, приурочен Зангезурский хребет. На среднем и северном отрезках хребта отчетливо видны три узла пересечения антикавказских и близширотных разломов (Терпский, Варденисский, Зодский), где проходил эффузивный и интрузивный магматизм. В пределах этих узлов расположены перспективные рудные проявления и многочисленные ореолы рассеяния киновари, золота и полиметаллов.

Севанская мегасинклинальная зона состоит из Айоц-дзор-Варденинской и Сева́но-Шамшадинской глыб, между которыми расположен Севанский прогиб.

Айоцдзор-Варденинская глыба сложена палеозойскими, триасовыми, меловыми, эоценовыми и мио-плиоценовыми образованиями. Палеозой представлен мраморизованными известняками, вторичными кварцитами, глинистыми сланцами, конгломератами, песчаниками; триас—известняками, углистыми сланцами и песчаниками; верхний мел—известняками, мергелистыми известняками, песчаниками, туфопесчаниками, пироксеновыми порфиритами, в которых расположены интрузивы гипербазитовой (Хосровский) и плагиогранитовой (Варденинский) формаций. К меловым образованиям приурочен ряд ртутных и медных проявлений (Хосровское, Вардениское, Азиз-кендское). На верхнемеловых образованиях залегают эоценовые нуммулитовые песчаники, конгломераты и вулканогенно-осадочные породы, которые прорываются интрузиями габбро-сиенитовой формации. Миоцен представлен андезитами, андезито-трахитами, их туфобрекчиями. Они налегают на палеозойские, верхнемеловые и эоценовые образования и прорываются многочисленными экстрюзиями андезитов и андезито-трахитов.

Все интрузивные (гипабиссальные) и экстррузивные тела, а также рудные зоны, жилы и четвертичные конусы расположены в близмеридиональном направлении [12].

В описываемой зоне имеется ряд глубинных разломов северо-восточного (Айоцдзорский, Веди-Камоинский и Зангезурский) и близ-широтного (Ереванский) направлений. Рудные месторождения и рудопроявления расположены вдоль этих разломов и в их пересечениях.

В последние годы выявлен ряд ртутных проявлений—Хосровское, Советашенское, Спитак-Хачское, Мартиросское, Вардениское, Кармрашенское и ряд крупных ореолов киновари. Известны ртуть-сурьмяные (Азатекская группа) и полиметаллические (Газминское) проявления и месторождения. Ртутное оруденение установлено в палеозойских, меловых, эоценовых и мио-плиоценовых образованиях и генетически связано с мио-плиоценовыми экстрюзиями.

Полиметаллы и ртуть-сурьмяные проявления расположены в среднеэоценовых вулканогенно-осадочных образованиях. Промышленные рудные жилы и зоны приурочены к северо-восточным разрывным нарушениям.

Шамшадин-Севанская глыба расположена на северном отрезке Севанской мегасинклинальной зоны. В геологическом строении глыбы участвуют среднеюрские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы. В пределах распространения кварцевых порфиров и их туфобрекчий расположены субвулканические интрузии, а в среднеюрских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях расположены полиметаллические, ртутные и медные проявления, а также крупные ореолы полиметаллов, киновари и тетрадимита [12].

На среднеюрские породы налегают верхнеюрские вулканогенно-осадочные образования, а также верхнемеловые осадочные и вулканогенно-осадочные породы. По северо-восточному побережью озера Севан проходит Севанский глубинный разлом близширотного направления, вдоль которого расположены интрузивы гипербазитовой формации. Вмещающими породами являются юрские, верхнемеловые осадочные породы, на которые налегают эоценовые осадочные и осадочно-вулканогенные образования. В меловых образованиях выявлен ряд ртутных (Кясаман, Сараландж и др.) и золоторудных (Зод) месторождений и проявлений, которые непосредственно расположены на пересечениях Севанского и Зангезурского разломов, а на узлах пересечения последнего с Мармарикским и Ереванским разломами расположен ряд ртутных и золоторудных проявлений и их ореолы.

По нашим данным, ртутная и золоторудная минерализации северо-восточного побережья оз. Севан связаны с гипербазитовой формацией [10, 13].

В ртутной полосе интрузивы преимущественно формировались в раннем этапе развития Севанской мегасинклинальной зоны, а в остальных рудных поясах интрузивы формировались преимущественно в орогенном этапе развития мегаантиклинальных зон. Нам кажется, что различие рудо-

ности в мегасинклинальных и мегаантиклинальных зонах рудных поясов обуславливается унаследованностью металлогенической специализации интрузивных формаций и их глубиной формирования.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать следующие основные выводы:

1. Факторами, обуславливающими размещение и распределение рудных месторождений и проявлений на Малом Кавказе, и в частности на территории Армянской ССР, являются:

а) Антикавказское строение метаморфического фундамента Малого Кавказа.

б) Наличие древних антикавказских тектонических зон и их металлогеническое унаследование.

в) Глубинные разломы и разрывные нарушения антикавказского направления и пересечения их с общекавказскими структурами и разломами.

2. До юры на территории Армении существовали три тектонические зоны: Цахкун-Алавердская, Севанская и Зангезур-Ишханасарская, где интенсивно происходило внедрение интрузивов, эффузивов, а также рудообразование почти во всех геологических этапах.

3. Тектонические зоны состоят из глыб, которые расположены с юга на север. В существующих глыбах наблюдается сходство в металлогенической специализации магматических комплексов.

4. В выделенных нами тектонических зонах и рудных поясах отчетливо наблюдается следующая закономерность: в эвгеоантиклинальных зонах расположены все абиссальные гранодиоритовые и щелочно-нефелиновые интрузии, а в миогеосинклинальных—гипабиссальные и субвулканические интрузии. Эта закономерность обусловлена структурно-фациальными условиями этих зон. Эти факторы и унаследованность геохимической специализации интрузивных комплексов, обуславливают различие в металлогенических особенностях рудных поясов, рудных районов (глыб), расположенных в тектонических зонах.

5. На территории Армении главными рудными место-

рождениями являются железорудные, медно-молибденовые, медно-колчеданные, золоторудные, полиметаллические и ртутные, которые генетически связаны с разновозрастными интрузивными комплексами. Характерно, что в эвгеоантиклинальных зонах расположены железорудные, золоторудные, медно-молибденовые, медноколчеданные, золото-полиметаллические месторождения и проявления, а в многоосинклинальной зоне—ртутные и полиметаллические проявления.

6. На территории Армянской ССР глубинные разломы имеют общекавказское и антикавказское простираие. Более древними являются антикавказские разломы, образовавшиеся до юры. Общекавказские разломы формировались в юре и в начале верхнего мела.

7. Перспективными участками для нахождения рудных месторождений являются пересечения поперечных и продольных структур и участки пересечения антикавказских и общекавказских разломов.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 14.IV.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Вегуни А. Т. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Ариа и Воротан (Арм. ССР). Автореф. канд. диссертации, 1961.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении, Ереван, 1959.
4. Карапетян Н. К. О сейсмичности Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., том XIII, № 1, 1960.
5. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Сов. геология» № 7, 1959.
6. Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Поперечные антикавказские дислокации Крымско-Кавказского региона. Изд. «Недра», 1957.
7. Меликсетян Б. М. К вопросу о взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. геолог., XVII, № 5, 1964.

8. Мкртчян К. А. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геолог., т. XV, № 2, 1962.
9. Мидян А. Г. Генетическая связь молибдена с интрузивными циклами Армении. Геолог. Управл. Армении, Ереван, 1957.
10. Мидян А. Г. Золоторудные провинции Армении. Управл. геолог. и ОН, том 2, 1958.
11. Мидян А. Г. Связь золото-сульфидных формаций руд с различными стадиями развития геосинклиналей Армении. Научно-технич. сборн., серия Геология, Горное дело и металлургия, № 1, 1963.
12. Мидян А. Г. Ртутоносность территории Армянской ССР и некоторые закономерности размещения ртутных проявлений и ореолов рассеяния киновари. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», XXII, № 4, 1969.
13. Мидян А. Г. Роль фундамента Малого Кавказа в формировании и размещении рудных месторождений и проявлений Арм. ССР. Газета «Еркрабан», №№ 1—7, 1968, (УГ СМ Арм. ССР).
14. Мидян А. Г. Роль метаморфического фундамента Малого Кавказа в формировании и размещении рудных месторождений и проявлений в Армянской ССР. Научные труды НИГМИ, IX, 1971.

В. О. ПАРОНИКЯН

О НЕКОТОРЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН АРМЯНСКОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Тектоническая и металлогеническая зональность Малого Кавказа отмечена многократно [2, 13, 14, 16, 25]. Выделяются следующие металлогенические зоны [13], где сконцентрировано главное рудное богатство рассматриваемой провинции: Алаверди-Кафанская, Севано-Амасийская и Памбак-Зангезурская.

Главные металлогенические особенности Алаверди-Кафанской зоны определяются мезозойским (юрским, меловым) магматизмом, который здесь повторяет характерные особенности начального магматизма с отчетливо выраженной натриевой щелочностью пород как в эффузивных, так и субвулканических и интрузивных эквивалентах. Зона претерпевала ряд тектонических фаз—в бате, в предкелловейское, предверхнеюрское время, в конце юры и раннем мелу, между нижним и верхним мелом [5]. Геоантиклинальные тенденции в ней проявляются в конце нижнего мела [2], а мощными движениями верхнего мела завершается геосинклинальный режим ее развития [5].

Алаверди-Кафанская главная колчеданоносная зона Малого Кавказа характеризуется широким распространением вулканогенных толщ андезитового состава [8]. Плутонические породы раннеальпийской стадии относятся к плагиогранитной и диоритовой формациям [5]. В пределах Алавердского рудного района особенно широко представлена также формация субвулканических плагиолипаритов. Фор-

Средние значения параметров щелочности в магматических
породах Армянской части Малого Кавказа

Металлогени- ческие зоны	Возраст пород	Название пород	Число анализов	Отношение Na ₂ O:K ₂ O	Сумма Na ₂ O+K ₂ O, %	n	
Интрузивные породы							
Алаверди- Кафанская	Мезозойский	Габбро-диориты	3	2,65		81,4	
		Диориты	2	3,3		89,9	
		Кварцевые диориты	9	1,9		75,5	
		Гранодиориты	6	2,2		76,0	
		Адамелиты	2	2,9		79,0	
		Плагиограниты	9	2,75		81,0	
		Розовые граниты	5	1,29		65,7	
Итого по плагиогранитной и диоритовой формациям			36	2,5		77,0	
Памбак- Зангезурская	Верхний эоцен- нижний	Пироксениты и различные габбро	28	1,57	3,6	68,4	
		Эссекситы и эссекситовые габбро	8	1,34	6,4	66,6	
		Кварцевые диориты, диорит-порфиры	7	1,21	5,4	66,8	
		Монзониты, кварцевые монзониты	10	1,06	7,0	61,7	
	миоцен	Сиениты, сиенито-диориты	12	1,06	6,2	61,0	
		Щелочные и нефелиновые сиениты, псевдолейцитовые сиениты и др.	46	1,0	11,4	56,6	
		Гранодиориты, порфировидные гранодио- риты	25	1,08	6,7	59,0	
		Граниты, порфировидные граниты	18	0,88	8,1	56,0	
Итого по габбро-монзонит-сиенитовой формации			154	1,06	7,7	61,0	
Вулканические и субвулканические породы							
Алаверди- Кафанская	Нижняя- средняя юра	Порфиры зеленокаменной толщи	24	4,6	3,8	81,0	
		Порфиры разные	14	9,9	5,6		
		Кварцевые плагипорфиры	39	1,87	4,9	79,0	
		Кератофиры, кварцевые кератофиры	10	2,4	4,1	83,0	
	Итого по нижней—средней юре			87	3,3	4,2	81,5
	Верхняя юра	Диабазовые порфиры	10	3,7	4,4	82,9	
		Андезитовые порфиры	10	5,0	4,7	86,7	
		Итого по верхней юре			20	4,3	4,5
	Всего по нижней—верхней юре			107	3,38	4,4	82,0
	Верхний мел	Базальтовые порфиры	8	2,4	3,6	78,5	
		Андезитовые порфиры	7	1,55	4,9	72,5	
		Андезито-дациты	2	1,45	7,1	69,0	
		Липариты	9	0,75	6,0	59,5	
	Итого по верхнему мелу			26	1,66	4,7	76,0
Севано- Амасийская	Палеоген	Базальты	5	3,1	5,1	86,0	
		Андезито-базальты	6	2,2	5,2	78,0	
		Андезиты	7	1,7	5,0	73,0	
		Трахиты, трахиандезиты	7	1,11	8,2	60,0	
		Андезито-дациты	5	1,35	5,5	66,0	
		Дациты	8	1,9	6,5	74,3	
		Липариты, липарито-дациты	7	1,27	6,4	65,3	
	Итого			45	1,61	6,3	75,0
Памбак- Зангезурская	Палеоген	Базальты	7	1,35	5,5	69,0	
		Андезито-базальты	10	1,9	5,4	74,7	
		Андезиты	11	1,4	5,7	63,0	
		Андезито-дациты, дациты	11	1,43	6,3	67,5	
		Липариты	8	0,78	7,9	46,5	
		Трахиты, трахиандезиты, щелочные тра- хиты	15	0,9	8,6	59,4	
		Трахилипариты	3	0,7	9,2	51,8	
	Итого			65	0,97	7,5	59,0
Разные	Мноплиоцен	Базальты	7	1,25	4,1	66,0	
		Андезито-базальты	5	1,61	4,7	71,5	
		Андезиты	2	1,15	6,4	62,4	
		Андезито-дациты	5	1,44	5,1	69,2	
		Дациты	5	1,2	7,0	64,0	
		Липариты	6	0,87	7,8	58,0	
		Трахиадезиты	11	1,24	7,6	64,5	
		Трахилипариты	2	1,35	9,4	62,3	
	Итого			43	1,11	6,5	65,0

Примечание: Средние значения параметров вычислены на основании литературных данных [6, 7].

Таблица 7

Некоторые характеристики структурно-металлогенических зон Армянской части Малого Кавказа

Металлогенические зоны	Металлогенические эпохи	Основные типы магматических формаций: а-вулканические, б-суб-вулканические, в-интрузивные образования	Характер магматизма и петрохимические серии пород	Типы зон по главным тектоническим и магматическим признакам	Среднее значение отношения $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в рудоносных магматических формациях	Главные рудные формации*)	Месторождения свинца и цинка	Количественные соотношения компонентов в рудах	
								Zn:Pb	Pb:Cu
Алаверди-Кафанская	Киммерийская	а. Андезитовая	Андезитовый; известково-щелочная	Эвгросинклиналь, салычешки-фемическая	2—4:1	Медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая, колчеданно-золото-полиметаллическая	Ахталское	3,0	1,75
		б. Плагиипаритовая					Шамлугское	5,0	1,0
		в. Плагиигранитовая и диоритовая					Алавердское	5,4	2,4
							Шаумянское	12,6	0,27
							Халаджское	4,8	< 1,0
							Чинар-Дарасинское	4,5	0,2
Севано-Амасийская	Палеогеновая	а. Андезитовая	Андезитовый; известково-щелочная	То же	1,5:1	Золото-теллуровая, медноколчеданная, серноколчеданная, свинцово-цинковая.	Привольненское	2,0	Высокое
		б. Липаритовая					Марцигетская группа	2,0	Высокое
		в. Габбро-диорит-гранодиоритовая							
Памбак-Зангезурская	Неогеновая	а. Андезитовая, трахиандезитовая	Гранитный; известково-щелочная, щелочная-известковая и щелочная	Миогросинклиналь, (переходная салычешкая)	1:1	Медно-молибденовая, полиметаллическая, золото-полиметаллическая, сурьяно-полиметаллическая	Газминское	1,08	25,6
		б. Габбро-монцит-сницитовая					Гюмушханское	1,7	> 10,0
							Регарчинское	1,3	1,55
							Азатекское	0,18	> 27,0
							Чирахлинское	0,96	50,0
							Аринджское	0,12	48,0
							Егиджинское	2,42	> 15,0
							Мазринское	0,93	23,0

*) В таблице не указаны собственно магматические рудные формации второстепенного значения и не связанные с рассматриваемыми циклами магматизма.

мирование указанных образований происходит в следующей последовательности [5]: плагиограниты, кварцевые плагиопорфиры (на границе средней и верхней юры, абс. возраст—143—146 млн. лет), субвулканические альбитофиры и кварцевые альбитофиры (конец верхней юры—конец нижнего мела, абс. возраст—137,5 млн. лет) и интрузивы диоритовой формации (неокомские, доверхнемеловые, абс. возраст—125—137 млн. лет).

Все мезозойские магматические формации зоны по интенсивности натриевой щелочности пород (табл. 1, 2) повторяют характерные особенности спилито-кератофировой формации. По множеству признаков магматизма и металлогении рассматриваемая зона отличается от наиболее фемической колчеданоносной зоны Урала и близко стоит к салически-фемическим эвгеосинклинальным зонам типа Рудного Алтая или же внутренних зон Тихоокеанского кольца.

Началом формирования Севано-Амасийской зоны является верхнеюрско-нижнемеловое время [5]. По сравнению с предыдущей зоной юрские отложения здесь выступают в резко сокращенных мощностях. Наиболее широкое развитие имеют вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена при подчиненной роли песчано-сланцевых (угленосных) отложений олигоцена и лав мио-плиоцена. Палеогеновые (верхний эоцен включительно) магматические формации этой зоны по ряду петрографических и петрохимических характеристик также повторяют характерные особенности начального магматизма. Важной тектонической фазой является пиренейская тектоническая фаза, с которой связана дислокация доолигоценовых отложений и внедрение интрузивных пород [5].

По соотношению различных типов пород эоценовые вулканические образования этой зоны относятся к андезитовой формации [5]; подчиненную роль играют средне-верхнеэоценовые кислые породы липаритовой субформации. Плутонические породы имеют ограниченное распространение и относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации [5]. Возраст этих образований определяется как средне-верхнеэоценовый (абс. возраст составляет 40—46 млн. лет). В не-

которых рудных полях (Привольненское, Марцигетское) довольно интенсивно развиты субвулканические и дайковые тела диабазовых порфиров, дацитовых и липаритовых фельзит-порфиров.

В Памбак-Зангезурской металлогенической зоне эопаалеозойские метаморфические сланцы трансгрессивно перекрываются осадочными отложениями девона. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования юры, туфогенные и карбонатные отложения мела выступают в сокращенных мощностях [2]. Интенсивно развиты осадочные и вулканогенно-осадочные породы эоцена и мио-плиоцена. Пиренейской фазой определяется главная складчатость зоны и внедрение гранитоидных и щелочных интрузий [2].

Эффузивные третичные образования представлены двумя формациями [5]—андезитовой (нормально известково-щелочная серия, абс. возраст 32—38 млн. лет) и трахиандезитовой (верхний эоцен-средний олигоцен, абс. возраст—36—37 млн. лет). Интенсивно проявленный плутонический магматизм прослеживается на протяжении всей зоны. В металлогеническом отношении наиболее важными являются олигоцен-миоценовые субщелочные и щелочные породы габбро-монцонит-сиенитовой формации (абс. возраст—30—40 млн. лет) [5].

Таким образом, Памбак-Зангезурская зона по характеру эффузивного и интрузивного магматизма достаточно отчетливо отличается от предыдущих двух зон эвгеосинклинального типа. В отличие от известково-щелочных пород базальтоидного или андезитового ряда предыдущих зон, здесь мы имеем сиалический магматизм с широким проявлением также субщелочных и щелочных серий пород. По рассматриваемым признакам, включая и металлогенические особенности, Памбак-Зангезурская зона контрастна эвгеосинклинальным и больше приближается к миеосинклинальным типам структур.

Корреляция магматизма и металлогении Малого Кавказа произведена неоднократно [13, 16, 27]. При этом было обращено внимание на наличие двух типов поясов [27]—пояс вулканогенных и сопровождающих их пород ранней

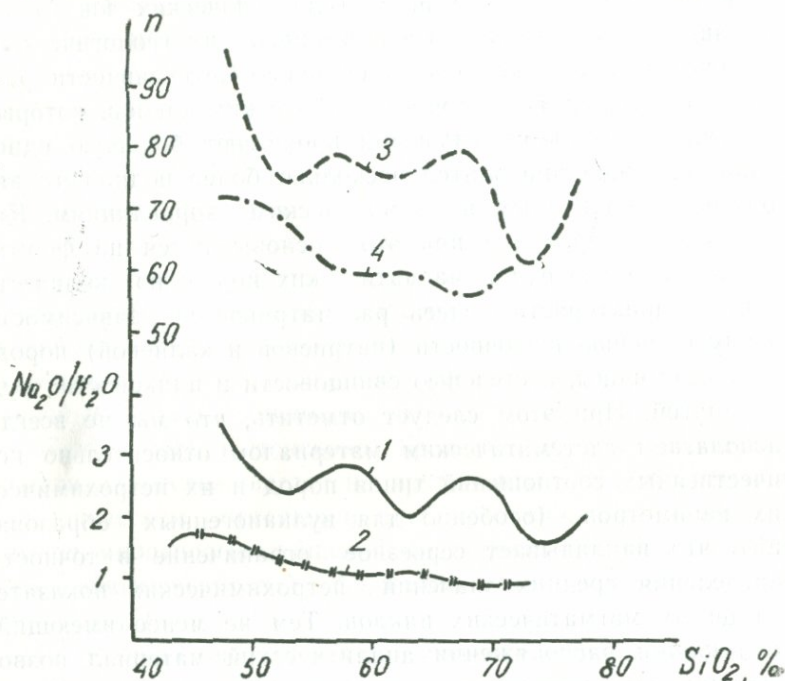
стадии развития и пояс гранитных интрузий. В первой зоне породы рассматриваются как производные основной магмы; в отличие от него гранитный пояс консолидируется путем инверсии.

Контрастность структурно-металлогенических зон Мало-го Кавказа обусловлена всей историей их геологического развития и в первую очередь степенью интенсивности развития тех или иных тектоно-магматических циклов, которые в металлогеническом отношении проявляют большую однородность. Ниже приводится несколько более подробная информация по рудным и магматическим корреляциям. Качественные корреляции при этом основываются на формационном анализе руд и магматических пород; из количественных характеристик здесь рассматривается зависимость между степенью щелочности (натриевой и калиевой) пород, с одной стороны, и степенью свинцовости и цинковости руд — с другой. При этом следует отметить, что мы не всегда располагаем систематическим материалом относительно количественных соотношений типов пород и их петрохимических параметров (особенно для вулканогенных образований), что накладывает серьезное ограничение в точности определения средних значений петрохимических показателей целых магматических циклов. Тем не менее имеющийся в нашем распоряжении аналитический материал позволяет наметить некоторые тенденции взаимосвязи магматизма и металлогении и на количественной основе, которые в дальнейшем с накоплением нового фактического материала могут быть представлены в уточненной и более устойчивой форме.

В металлогеническом отношении разнозначны эффузивный магматизм юры, верхнего мела, палеогена и мио-плиоцена. В случае плутонического магматизма важными являются мезозойские и верхний эоцен-миоценовые комплексы.

Интрузивные породы мезозойского возраста сконцентрированы, главным образом, в пределах Алаверди-Кафанской зоны. Представлены они Шнох-Кохбским (S—90 кв. км, абс. возраст 132 ± 4 млн. лет), Ахпатским (38 кв. км, абс. возраст— 142 ± 6 млн. лет), Цахкашатским (3 кв. км), Тауш-

ским (36,5 кв. км), Хидзорутским (8,8 кв. км) и Цавским (60 кв. км) массивами. Принадлежат они к плагиогранитной (средняя юра) и диоритовой (неоком, предсеноман) формациям. Количественное распределение типов пород сле-



Фиг. 1.

График изменения весовых отношений $Na_2O:K_2O$ и параметра n (по А. Н. Заварицкому) в зависимости от изменения содержания SiO_2 в интрузивных породах Малого Кавказа: 1 и 3—мезозойские интрузивные комплексы Алаверди-Кафанской зоны; 2 и 4—верхний эоцен—миоценовые интрузивные комплексы Памбак-Зангезурской зоны.

дующее: плагиограниты—23%, кварцевые диориты, гранодиориты—63% и розовые граниты—14%. Весовые отношения $Na_2O:K_2O$ и параметр n А. Н. Заварицкого, как следует из приведенных данных (табл. 1, фиг. 1) и многократно отмеченные в литературе [3, 11, 17] показывают постоянное преобладание натрия над калием. В этих известково-щелочных породах среднее значение $Na_2O:K_2O$ составляет 2,5:1.

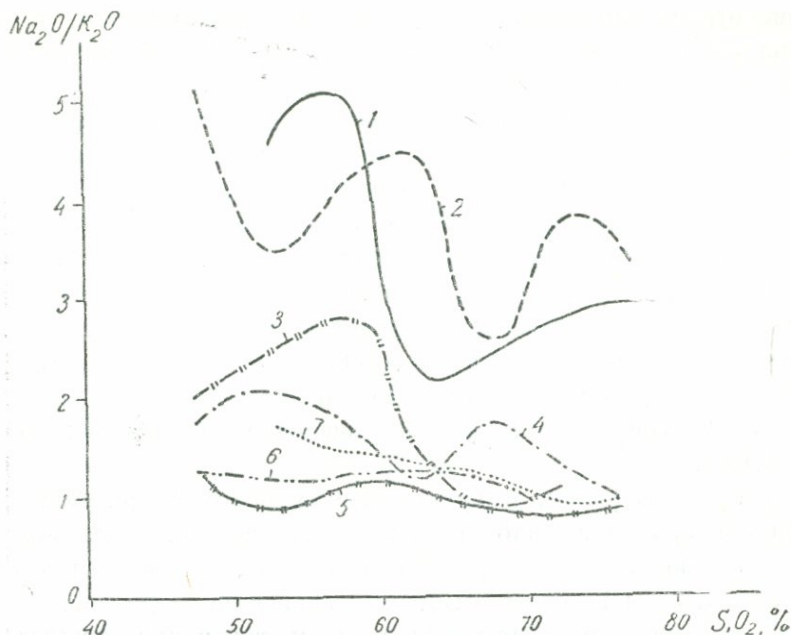
Верхнетретичные (верхний эоцен-миоценовые) интрузивные породы Памбак-Зангезурской зоны по соотношениям отдельных типов пород относятся к габбро-монцонит-сиенитовой формации. Состоит она из последовательных фаз: габбро, сиенитодиоритов, монцонитов, сиенитов, граносиенитов, гранодиоритов, порфировидных гранитов [18, 19, 20]. В южной части зоны представлены они крупным Мегринским плутоном (800 кв. км, абс. возраст 25—48 млн. лет). На Баргушатском хребте суммарная площадь отдельных небольших по величине тел составляет 300 кв. км. В Айондзоре вскрытые эрозией массивы этой формации обладают еще более сокращенными размерами (от нескольких до 65 кв. км). В северной части зоны широко представлены щелочные породы. Рассматриваемую формацию можно параллелизовать с известной в литературе [10] латит-монцонитовой формацией Североамериканских Кордильер. Происхождение последних объясняется подкоровым смешиванием кислых и основных магм. В обоих случаях отмечаются парагенетически связанные с ними близкие рудные комплексы, ассоциации элементов (Cu, Mo, Au, Pb, Zn) и их количественные соотношения (например, Cu:Mo—10—13:1 как для порфировых медно-молибденовых руд Кордильер, так и Памбак-Зангезурской зоны).

Как видно из приведенных данных (табл. 1, фиг. 1), лишь в основных породах этой формации, имеющих подчиненную роль, наблюдается повышенная натриевая щелочность ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ —1,2—1,6:1). В главных же типах пород отношение указанных щелочных компонентов близко-тождественное. В целом рассматриваемая формация характеризуется повышенной калиевой щелочностью, Na_2O и K_2O выступают примерно в равных весовых соотношениях ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ —1,07:1). Тем самым эта формация достаточно четко отличается от мезозойских интрузивных комплексов натриевого профиля (фиг. 1). По стандартам щелочности мезозойские интрузивные породы Алаверди-Кафанской зоны близки к петрохимическим типам Электрик-Пик и Лассен-Пик, между тем как породы Памбак-Зангезурской зоны больше приближаются к типу Йеллоустонского парка.

Юрские вулканогенные породы особенно интенсивно развиты в Алаверди-Кафанской зоне. Состоят они из диабазовых, андезитовых порфиритов и их пирокластоллитов. Наиболее кислые дифференциаты представлены кварцевыми кератофирами, кварцевыми порфиритами и кварцевыми плагиопорфирами, для которых характерны также субвулканические и дайковые образования. Вулканизм юрского цикла завершается внедрением малых порфировых субвулканических интрузий альбитофиров и кварцевых альбитофиров. В общей массе юрских вулканогенных толщ кислые породы составляют примерно 10—15%. Количественное соотношение диабазовых и андезитовых порфиритов, по-видимому, смещено в сторону преобладания последних. Натриевая щелочность вулканогенных образований юры в целом выражена гораздо более интенсивно, чем в мезозойских интрузивных комплексах (среднее отношение $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ составляет 3,4:1). По этому стандарту юрские вулканогенные и субвулканические образования повторяют характерные особенности спилито-кератофировых пород силура и девона зеленокаменной полосы Урала.

Верхнемеловые вулканогенные породы особенно широко развиты в восточных обрамлениях Алаверди-Кафанской зоны. По химическому составу они относятся к тихоокеанской известково-щелочной ассоциации пород. В этом цикле кислые породы также имеют подчиненную роль. Калиевая щелочность здесь заметно возрастает от основных к кислым породам (табл. 1, фиг. 2). В целом, по сравнению с юрскими их аналогами, в породах верхнего мела более чем в два раза возрастает калиевая щелочность пород.

Палеогеновый (от нижнего эоцена до олигоцена включительно) вулканический цикл интенсивно проявлен в Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской зонах. В первой зоне по петрохимическим характеристикам породы занимают промежуточное положение между сериальными линиями Пеле и Лассен-Пик. По количественным соотношениям составляющих, палеогеновые известково-щелочные вулканогенные породы Севано-Амасийской зоны близки к андезитовой формации [5]. В разных типах пород Na_2O пос-



Фиг. 2.

График изменения весовых отношений $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в зависимости от изменения содержаний SiO_2 в вулканических и субвулканических породах Малого Кавказа. 1. Нижняя—средняя юра (Алаверди-Кафанская зона). 2. Верхняя юра (Алаверди-Кафанская зона). 3. Верхний мел. 4. Палеоген (Севано-Амасийская зона). 5. Палеоген (Памбак-Зангезурская зона). 6. Мио-плиоцен. 7. Плио-плейстоцен.

тоянно преобладает над K_2O в среднем около 1,5:1. По сравнению с юрскими их аналогами калиевая щелочность пород этого цикла также возрастает примерно в два раза (табл. 1, фиг. 2).

В Памбак-Зангезурской зоне эффузивный магматизм во времени несколько смещен к верхнему эоцену, олигоцену и миоцену. Здесь присутствуют как нормальные известково-щелочные, так и субщелочные и щелочные породы, не характерные для предыдущих двух зон, приуроченных к этапу затухания складчатости [7]. В кислых и особенно субщелочных и щелочных породах этой зоны наблюдается отчетливо выраженная калиевая щелочность. Среднее значе-

ние отношения щелочей— $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ составляет 0,97:1, т. е. аналогичное тому, что устанавливается для габбро-монцонит-сиенитовой формации.

Неогеновый (мио-плиоценовый) вулканизм приурочен к зонам палеогенового цикла магматизма. Здесь породы также составляют две ассоциации [7]: известково-щелочная (промежуточная между типами Лассен-Пик и Иеллоустонского парка) и субщелочная-трахиандезитовая (близкая к Иеллоустонскому парку и Этна). Отношение $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в неогеновых вулканогенных породах в целом повторяет характерные особенности палеогеновых образований Памбак-Зангезурской зоны (фиг. 2) и отличается несколько более повышенной натриевой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ —1,1:1).

Таким образом, в вулканогенных породах рассматриваемой провинции наблюдается отчетливое падение весовых отношений $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ от юры к мелу, палеогену и неогену (от 2—4:1 до 0,9—1:1). Эти тенденции имеют место как для формационных типов в целом, так и для тождественных петрографических типов (особенно для кислых дифференциатов, фиг. 2) и обусловлены повышением калиевой щелочности пород в указанном направлении. Кроме того, в пределах конкретных структурно-металлогенических зон наблюдается большое сходство соотношений щелочей в близковозрастных вулканогенных, субвулканических и интрузивных породах (табл. 1). Это обстоятельство позволяет произвести корреляцию петрохимических и металлогенических параметров, оперируя данными как целых магматических циклов, так и различных типов его проявлений. К примеру можно указать одинаково высокую натриевую щелочность вулканогенных образований юры ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ —3,4:1), субвулканических (верхнеюрских) альбитофиров (2,1:1) и неокомских интрузий диоритовой формации (1,9—3,3:1) в Алаверди-Кафанской зоне. В Памбак-Зангезурской зоне одинаково высокой калиевой щелочностью характеризуются как вулканогенные породы палеогена и неогена (0,97—1,1:1), так и верхнеэоцен-миоценовые интрузивные комплексы габбро-монцонит-сиенитовой формации.

Итак, по характеру магматизма и степени щелочности четко разграничиваются (табл. 2) Алаверди-Кафанская—натриевая ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ —2—4:1), Севано-Амасийская кали-натриевая (1,5:1) и Памбак-Зангезурская калиевая ($\sim 1:1$) зоны. Первые две представляют типичные эвгеосинклинальные зоны салически-фемического типа с базальтоидным и андезитовым магматизмом (известково-щелочные серии пород), а третья представляет собой контрастную миогеосинклинальную зону с гранитным магматизмом и большой ролью субщелочных и щелочных составляющих как в эффузивных, так и в интрузивных проявлениях.

Качественные металлогенические характеристики вышеупомянутых зон приведены в таблице 2 и заключаются в следующем [13, 14, 21, 22]: Алаверди-Кафанская зона характеризуется интенсивным проявлением руд колчеданной формации, представленной медноколчеданными, колчеданно-полиметаллическими, колчеданно-золото-полиметаллическими типами, связанными с киммерийским циклом магматизма. Второстепенное значение имеют железорудные (скарново-гидротермальные) и марганцеворудные формации, а также проявления барита. Промышленными рудными компонентами зоны являются Cu, (Fe), Au, Zn, Pb, Ba (Mn). Характерные примеси руд колчеданной формации следующие—Ag, Au, Se, Te, Cd, Ge, Ga, In [9, 12, 23, 29].

В Севано-Амасийской зоне наиболее интенсивно представлена золото-теллуровая формация [1, 16]. Менее интенсивно, чем в предыдущем случае, но довольно широко развиты серноколчеданная, медноколчеданная (иногда с повышенными содержаниями золота), свинцово-цинковая (с золотом) минерализации, контролирующиеся, главным образом, палеогеновым магматизмом. С мио-плиоценовым магматизмом в ряде случаев связана также низкотемпературная минерализация аурипигмента, реальгара и антимонита [14]. Главные компоненты зоны Au, Cu, Zn, Pb (Te), второстепенные—As, Sb.

Главные металлогенические особенности Памбак-Зангезурской зоны определяются верхний эоцен—миоценовым плутоническим магматизмом. Здесь наиболее интенсивно

проявлена медно-молибденовая формация, с которой парагенетически, часто также пространственно (во флангах рудных полей, в верхних структурных этажах) связано полиметаллическое, сурьмяно-полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение. В этом золото-медно-молибденовом поясе второстепенное значение имеют Pb, Zn, As, Sb, Bi, Fe. Характерные элементы-примеси медно-молибденовых руд следующие—Re, Se, Te [15, 26, 28], полиметаллических руд—Ag, Bi, Au, (Sb, As) [21, 23].

Различие структурно-металлогенических зон Малого Кавказа в количественных характеристиках более наглядно можно проследить на примере рудных формаций близкого состава, каковыми являются минерализация свинца и цинка. В Алаверди-Кафанской зоне она является составной частью колчеданной формации. Главными рудными минералами здесь являются сфалерит, халькопирит, галенит и пирит; типичными, особенно для Алавердского рудного района, является теннантит, а для Кафанского—теллуриды свинца, серебра, золота и висмута. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом, хлоритом, серицитом, баритом и гипсом. Типичными элементами-примесями руд являются золото, серебро, селен, теллур, мышьяк, галлий, германий, в некоторых случаях также—индий. Минерализация крайне юго-восточной части зоны (Кафанский рудный район) от крайне северо-западной (Алавердский рудный район) отличается более высокими концентрациями [23] золота, серебра, селена, теллура, висмута, индия и по множеству рудных характеристик приближается к рудноалтайскому типу оруденения. Соотношение Zn:Pb в различных месторождениях зоны составляет в среднем 3—5:1 (табл. 2). Наряду с цинком и свинцом, медь в полиметаллических рудах этой зоны также является главным промышленным рудным компонентом.

Свинцово-цинковая минерализация Севано-Амасийской зоны наиболее интенсивно проявлена в пределах Марцигет-Привольненской полосы и контролируется крупным Марц-Овандаринским разломом [4], проходящим по границе с Алаверди-Кафанской зоной. Оруденение представле-

но метасоматическими пластообразными залежами в скарноидях (Привольное), генетически связанными с жерловыми и субвулканическими фациями липаритовой субформации среднего-верхнего эоцена [24]. Главные рудные минералы—сфалерит, галенит, халькопирит и гематит. Отношение $Zn:Pb$ составляет в среднем 2:1. На Марцигетской моноклиальной зоне оруденение контролируется полосой дайковых пород (полифировые андезиты-базальты, олигофировые и микропорфировые диабазы, реже андезиты-дациты) протяженностью 5—8 км. Рудные кварц-карбонатные (золотоносные) жилы галенит-сфалеритового состава реже содержат также халькопирит, теннантит и самородное золото. Соотношение $Zn:Pb$ —2:1. Таким образом, Севано-Амасийская зона от предыдущей отличается заметным возрастанием роли свинца за счет меди и цинка.

Более сложен минеральный состав руд полиметаллической формации Памбак-Зангезурской зоны. Помимо сфалерита и галенита характерными компонентами руд являются халькопирит, блеклая руда, иногда сульфoантимониты и сульфoвисмутиты свинца, меди и серебра [21]. От низкотемпературных к относительно высокотемпературным рудам и ассоциациям минералов отмечаются тенденции возрастания роли халькопирита, арсенопирита, блеклой руды, сульфoвисмутитов свинца, меди и серебра. В этом направлении руды обогащаются золотом, а сурьмянистая блеклая руда через промежуточную переходит в мышьяковистую [21]. Руды рассматриваемой зоны, в отличие от предыдущих двух, характеризуются повышенной свинцовой специализацией ($Zn:Pb$ —0,9—1,1:1) при второстепенной роли меди (табл. 2).

Таким образом, в Алаверди-Кафанской, Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской зонах наблюдается большая однородность по формационным типам руд свинца и цинка, а также по количественным соотношениям рудообразующих компонентов. В отмеченной последовательности в рудах отчетливо падают концентрации меди и цинка, возрастают—свинца. Любопытно, что отношение $Zn:Pb$ в рудах структурных зон в целом близко-тождественны с весовыми

отношениями щелочей $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в магматических формациях, составляющих суть тектоно-магматических и металлогенических циклов (табл. 2). Причем, зонам с натриевой специализацией пород характерна повышенная цинковая и медная специализации; в контрастной калиевой Памбак-Зангезурской зоне происходит сильное возрастание свинцовой специализации руд, что находится в полной координации с геохимическим поведением этих металлов в магматических породах. Множество установленных типоморфных особенностей вышеуказанных зон [13, 14, 21, 22, 23] по рудной минерализации из-за ограниченности объема настоящей статьи здесь не рассматриваются. Однако отметим, что наибольшая контрастность наблюдается между Алаверди-Кафанской и Памбак-Зангезурской зонами. Колчеданно-полиметаллическая формация первой эвгеосинклинальной зоны характеризуется относительно более высокими концентрациями набора элементов Cu , Zn , As , Se , Te , характерных для базальтоидного источника оруденения, в то время как полиметаллические руды Памбак-Зангезурской зоны обогащены компонентами гранитной магмы—свинцом, молибденом, висмутом и сурьмой, что находится в полном соответствии с вышеприведенными характеристиками магматизма этих геохимически специализированных зон.

Вышеизложенный аналитический материал позволяет также заключить, что консолидация ортогеосинклинали Малого Кавказа происходит с востока северо-востока к западу и юго-западу в мезозойское, палеогеновое и неогеновое время. Причем консолидированные зоны, как правило, не подвергаются или же слабо подвергаются минерализации последующих циклов магматизма. В противном случае, в Алаверди-Кафанской, наиболее древней зоне консолидации, следовало бы ожидать формационные типы руд и пород как мезозойского, так и палеогенового и неогенового циклов, что противоречило бы большому эмпирическому материалу, частично изложенному в этой статье.

1. Амирян Ш. О. О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, № 3—4, 1960.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ер. ГУ, Ереван, 1963.
4. Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1965.
5. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П. и др. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», № 1—2, 1968.
6. Геология Армянской ССР, т. III, Петрография, Интрузивные породы. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
7. Геология Армянской ССР, т. IV, Петрография. Вулканические породы. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
8. Дзоценидзе Г. С. Петрографические провинции Закавказья. Докл. советск. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 13. Изд. АН СССР, М., 1960.
9. Зарьян Р. Н. Формы нахождения селена и теллура в рудах Кафанского месторождения. «Геохимия», № 3, 1962.
10. Ирдли А. Д. Петрографические и тектонические провинции Запада Соединенных Штатов Америки. Тр. XXI сессии МГК. Вып. 2, Тектоника и петрография. Изд. ИЛ, М., 1963.
11. Қазарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореф. канд. дисс., М., 1962.
12. Қарапетян А. И. Реньерит и германит в рудах медно-колчеданного месторождения. Зап. ВМО, вып. 3, 1963.
13. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-географ. наук, № 4, 1957.
14. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», № 7, 1959.
15. Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фармазян А. С. Рений в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, 37, 2, 1963.
16. Магакьян И. Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», т. XIX, № 6, 1966.

17. Малхасян Э. Г., Лебедев А. П. Юрский вулканизм Армении. Изд. «Наука», М., 1967.
18. Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР). В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». Изд. «Недра», М., 1964.
19. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
20. Мовсисян С. А. Интрузии Центральной части Зангезурского (Конгур-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1953.
21. Пароникян В. О. Характер минерализации полиметаллической формации руд Айоцдзорского рудного района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», № 3—4, 1964.
22. Пароникян В. О. Характер распределения частот содержаний металлов в теле полезного ископаемого. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», № 1—2, 1966.
23. Пароникян В. О. К геохимии благородных и некоторых редких элементов в колчеданной и полиметаллической формациях руд Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», № 5—6, 1967.
24. Пароникян В. О. К генезису Привольненского свинцово-цинкового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», № 2, 1973.
25. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
26. Пиджян Г. О. Закономерности распределения селена и теллура в рудах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. «Науки о Земле», № 5—6, 1967.
27. Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. Изд. «Наука» М., 1965.
28. Фарамазян А. С., Зарьян Р. Н. Особенности геохимии селена и теллура в рудах Каджаранского рудного поля. «Геохимия», № 11, 1964.
29. Хачатурян Э. А. Алтаит и петцит в рудах Кафанского месторождения. ДАН Арм. ССР, 26, 3, 1958.

Э. Х. ГУЛЯН, А. А. ГЮРДЖЯН, П. М. БАРТИКЯН

ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АРМЯНСКОЙ ССР И ЕГО ПЕРСПЕКТИВЫ

На территории Армянской ССР в настоящее время обнаружено свыше ста железорудных месторождений и проявлений пространственно размещенных почти во всех известных геологических формациях, начиная от докембрия (Меградзорское, Арзаканское проявления) до миоцена (Абовянское месторождение).

Отдельные железорудные месторождения Армении интенсивно разрабатывались еще в глубокой древности [7]. После установления Советской власти в Армении началось планомерное геологическое изучение ее территории, а также закономерностей распределения рудоносности, в том числе и железорудной.

В результате геолого-гесфизических исследований последних десятилетий выявлены новые и переоценены ранее известные железорудные проявления и месторождения [1, 3].

Закономерности пространственного размещения, генетические типы, а также вещественный состав и другие особенности железорудной минерализации территории Армянской ССР изучались большим коллективом геологов, геофизиков и технологов [3, 4, 6, 8, 9, 10].

Всесторонний анализ накопленного фактического материала по основным железорудным месторождениям, магматизму, тектонике и вещественному составу руд позволил большинству исследователей на территории республики выделить следующие генетические типы месторождений железных руд: магматогенный (гистеромагматический), контак-

тово-метасоматический (скарновый), гидротермальный, метаморфогенный, осадочный.

Вышеотмеченные пять генетических типов железорудного оруденения на территории Армянской ССР имеют непосредственную закономерную связь с определенными структурными элементами, магматическими образованиями и вмещающими их отложениями. Анализ закономерностей по локализации дает основание по новому оценить перспективы недр территории республики и выделить новые благоприятные площади на железные руды (фиг. 1).

Магматогенный генетический тип непосредственно связан с породами высокой основности, приуроченными к определенным тектоническим структурам. Обогащенные железом породы габбро-оливинитового состава распространены в южной части территории Армянской ССР, где известны Камакарское, Кармиркарское, Гехинское, Сваранцское месторождения. Аналогичные основные породы известны также в центральной части территории Армянской ССР, в пределах Севано-Амасийской зоны. Однако, высокую железистость габброидов южной части территории Армянской ССР предопределила, наряду с другими факторами, по всей вероятности, также вмещающая среда, куда они внедрились. Последние представлены, в основном, диабазовыми и базальтовыми порфиритами, за счет которых в результате контакт-метасоматических, контаминационных процессов габброиды этой части территории Армянской ССР обогащены железом.

Магматогенный тип железорудного оруденения на территории Армянской ССР образует штоки, гнезда, участки с вкрапленностью магнетита, линзы со сплошной магнетитовой рудой (от 10×10 до 30×80 м), жилы, которые прослеживаются до 150—300 м по простиранию при мощности 8—10 м, дайкообразные тела магнетитовых оливинитов и другие морфологические типы рудных тел. Магнетитовые оливиниты являются наиболее интересными в промышленном отношении рудными телами. Они прослеживаются до 1000—1500 м по простиранию при мощности 35—60 м. Минеральный состав месторождений данного генетического типа пред-

ставлен магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, апатитом. Сравнительно редко встречаются пирит, халькопирит, пирротин, молибденит, галенит, сфалерит и др. Содержание железа варьирует от 16 до 45%; среднее содержание составляет 20—22%. Руды характеризуются присутствием в них титана, кобальта, никеля, ванадия и других элементов. На данном этапе изученности запасы железных руд наиболее изученных основных м-ний этого генетического типа на территории Армянской ССР составляет 600 млн. тонн. Прогнозные запасы их оцениваются в порядке 2,0 млрд. т.

Контактово-метасоматический генетический тип железорудного оруденения на территории Армянской ССР непосредственно связан с деятельностью кислого и умеренного магматизма, внедренного в областях развития вулканогенно-осадочных и карбонатных толщ. Исходя из того, что магматизм проявляется преимущественно по ослабленным зонам бортовых линий прогибов и по линиям дизъюнктивных нарушений, гидротермальный и контактово-метасоматический генетические типы железорудного оруденения иногда накладываются один на другой или встречаются по соседству. Учитывая же факт интенсивного проявления кислого и умереннокислого магматизма на территории Армянской ССР, контактово-метасоматический генетический тип является одним из наиболее характерных. Это особенно ярко выражено по линии Мармарик-Сариканнского разлома, по долине р. Мармарик, где известны Разданское, Ахавнадзорское, Мисханское и другие контактово-метасоматические месторождения железных руд.

Характерными морфологическими типами рудных тел скарных месторождений являются линзы, гнезда, жиллообразные скопления и пластообразные залежи магнетитовых, а в отдельных случаях (Ахавнадзорское месторождение) магнетит-apatитовых руд.

Пластообразные залежи прослеживаются на 1100 м по простиранию, 300 м по падению, при мощности 40—50 м, в которых содержание железа составляет 30—35% (Разданское), а в отдельных случаях до 40—45% (Базумское). Остальные морфологические типы рудных тел имеют более ог-

раниченные размеры, к примеру, линзы прослеживаются на 100—200 м по простиранию, до 200—250 м на глубину, при мощности 15—20 м с содержанием железа от 13 до 60%, а в среднем — 28—30%.

Минеральный состав руд скарнового типа представлен магнетитом, в отдельных случаях также гематитом, мушкетовитом, мартитом, апатитом.

Суммарные запасы скарновых руд на территории Армянской ССР оцениваются: фактические—200, а ожидаемые—500 млн. т.

Гидротермальный генетический тип железорудного оруденения пространственно приурочен к бортовым частям прогибных зон, осложненных дизъюнктивными нарушениями, а также к районам интенсивных дислокаций. Вышеотмеченный комплекс дизъюнктивных нарушений представлял собой ту благоприятную среду, по которой проявилась магматическая и металлогеническая активность данной области.

Геофизические исследования последних лет, дают основание отметить, что под покровом четвертичных лав Арагац-кого, Гегамского, Варденисского и Сюникского хребтов имеются нескрытые интрузии, проходит дизъюнктивное нарушение общекавказского, возможно и широтного простирания, по которому имели место интенсивные процессы рудообразования, уникальным представителем которых является Абовянское месторождение апатит-магнетитовых руд. Представителями данного генетического типа являются также Гетикская группа месторождений, Бовери-гашское месторождение и др. Морфологически оруденение представлено в одном случае залежами массивных апатит-магнетитовых руд, а в другом—оруденелыми полосами вкрапленных руд, в которых также устанавливаются разноориентированные магнетитовые жилы и прожилки. Мощность полос колеблется от 10—20 до 100 м, при простирании 900 м и глубине оруденения 300 м. Кроме того, встречаются пластообразные залежи мощностью 2—2,5 м, прослеживающиеся по простиранию порядка 1,0 км, жилы кварц-гематитовых руд мощностью 1—2 м, прослеживающиеся по простиранию не более 100 м и линзообразные тела размерами 250×50 м.

Содержание железа варьирует от 20 до 70%, при среднем содержании 35%. Минеральный состав руд представлен магнетитом, апатитом, гематитом, мартитом, кальцитом (Абовянское месторождение); магнетитом, марганомagnetитом, апатитом (Чайкендское проявление); гематитом (Айриджурское проявление) и др.

Фактические запасы данного генетического типа только по Абовянскому месторождению составляют 250 млн. тонн, а прогнозные, учитывая ожидаемые запасы по рекомендуемым площадям—1,0 млрд. т.

Метаморфогенный генетический тип железорудного оруденения имеет ограниченное распространение. Встречается преимущественно в районе Цахкуняцкого хребта, в пределах развития пород метаморфического комплекса. Это, в основном, Меградзорский и Арзаканский участки, где развиты гнейсы, различные сланцы, мигматиты, иногда содержащие в себе оруденение железа. Оно представлено гнездами, линзами и жиллообразными телами гематит-магнетитовых, а в отдельных случаях, вкрапленными магнетитовыми рудами, с содержанием железа 12—35%.

Осадочный генетический тип на территории Армянской ССР встречается в областях развития палеозойских и палеогеновых терригенных образований. Это, в основном, Агарцинское месторождение, представленное оруденелыми туфопесчаниками среднего эоцена. Оруденение, главным образом, терригенного характера и по всей вероятности за счет размыва вулканогенно-осадочных пород юрского времени, содержащих многочисленные железорудные линзы.

Морфологически рудные тела данного генетического типа представляют собой пологопадающие пласты, состоящие из чередующихся прослоев богатых титаномagnetитом, магнетитом и бурым железняком. Рудные пласты прослеживаются от 500 до 900 м при средней мощности 2,5 м. Минеральный состав представлен магнетитом, титаномagnetитом, гематитом, ильменитом и др. Содержание железа варьирует от 13 до 56%; среднее содержание составляет 25—30%. Запасы по Агарцинскому месторождению оцениваются в порядке 40—60 млн. т.

К этому генетическому типу относятся также оолитовые железные руды, размещенные в породах (аллитах и сиаллитах) регионального перерыва между нижним карбоном и пермью Ёрцского хребта. Высокоглиноземистые терригенные породы прослеживаются здесь с перерывами на расстоянии более 30 км, при мощности от 10 до 80 м. В этих породах встречаются пластообразные тела мощностью от 3 до 30 м, которые прослеживаются 2—3 км. Минеральный состав их представлен, главным образом, гематитом и гидрогематитом. Содержание железа колеблется от 15 до 45% и в среднем составляет 20—30%. Прогнозные запасы оцениваются в порядке 300—500 млн. т.

Анализ пространственного размещения железорудных месторождений и проявлений, геофизических аномалий, с учетом современных представлений геологического и тектонического строения, особенностей магматизма дает возможность на территории Армянской ССР выделить отдельные железорудные районы, в которых преобладает определенный генетический тип железорудного оруденения. (табл. 1).

Зангезурский район своими металлогеническими особенностями известен давно, как самостоятельный рудный район с преобладающей медно-молибденовой, а в последнее время и золоторудной формациями руд. В настоящее время определенную самостоятельность в районе приобрело железорудное оруденение также связанное в основном с габброидами. Железорудное оруденение района приурочено к восточной краевой части Мегри-Сисианского интрузивного комплекса и прослеживается с перерывами в северо-западном направлении на расстоянии около 70 км при ширине 10—15 км.

В пределах железорудного района доминирующим генетическим типом оруденения является магматогенный, который пространственно, возможно и генетически, связан с габброидными породами, являющимися продуктом первой фазы внедрения палеогенового магматизма.

Результаты геолого-геофизических работ в пределах района показывают, что оруденение приурочено к отдель-

ным локальным массивам габброидов, которые выделяются в качестве самостоятельных рудных полей (Камакарское, Сваранцское, Гехинское, Ньюадинское).

Отличительной чертой Зангезурского железорудного района является развитие глубококодифференцированного, многофазного магматизма со сравнительно широким развитием пород габбровой формации, осложненных региональным разломом глубокого заложения.

«Центральный» район. По своему характеру данный район фактически представляет собой полосу общекавказского, близширотного направления, разделяющую два крупных прогиба, играя роль своего рода приподнятого граничного массива. Это район распространения пород мио-плиоценового и четвертичного магматизма с доминирующей ролью наземного вулканизма, представленного различными базальтами, андезитами, липаритами, трахидацитами и др. В разных частях данной полосы имеются отдельные выходы как меловых, так и эоцен-олигоценых вулканогенно-осадочных образований.

В пределах «Центральной» железорудной полосы выделяются зоны разломов глубокого заложения, как геологическими [2], так и геофизическими работами. В отдельных местах эти разломы фиксируются также исследованиями ст. «Земля». К этим разломным зонам приурочена основная часть вулканов, а в отдельных местах и минеральных источников.

В региональном плане железорудная зона, выделенного нами Центрального района, пересекает и является наложенной на Мисхано-Зангезурскую металлогеническую [5] или Ахтинскую [2] тектоно-магматическую зону. Зона к северу разграничивается древним фундаментом Цахкуняцкого хребта и южной бортовой линией палеогенового прогиба, а к югу—северной бортовой линией Арпинского прогиба. В пределах зоны выявлены прижерловые зоны гидротермально переработанных пород с алунитом, минерализацией самородной серы, золота, серебра, цинка, ртути, приуроченные к районам массивов Арагац, Гегам, Ишханасар и др.

В центральной части зоны расположено Абовянское месторождение апатит-магнетитовых руд. Наряду с этим определенный интерес представляют выявленные магнитные аномалии, а также ореолы шлихового опробования. В районе г. Ишханасар установлены площади с аномальной концентрацией апатита и магнетита. Высокое содержание апатита А. Г. Мидяном и Л. Е. Микаеляном установлено также в пепловых отложениях и шлаках левобережного бассейна р. Воротан, начиная от Базарчая до г. Ишханасар включительно. Апатиты Абовянского месторождения и шлихи левобережного бассейна р. Воротан характеризуются высокими содержаниями редких земель.

Таким образом, геологические и структурные особенности зоны с учетом аэромагнитных и наземных магнитных аномалий, а также минералого-геохимические особенности руд и шлихов позволяют выделить «Центральную» зону перспективной на железные руды Абовянского типа. Главными отличительными геологическими особенностями данной зоны являются широкое развитие наземного вулканизма, отсутствие на современной эрозионной поверхности крупных выходов интрузивного магматизма и наличие региональных разломов, частью глубинного заложения.

Цахкуняцкий район расположен в пределах метаморфического комплекса Цахкуняцкого хребта, который сложен глубоко метаморфизованными породами (актинолитовые, пироксеновые, амфиболовые, графитовые и др. сланцы, роговики, кварциты), прорванные интрузиями от габброидов до лейкократовых, альбитизированных гранитов включительно.

Рудоносность этих комплексов изучена слабо. В последнее время в породах этого комплекса выявлены проявления меди, свинца, цинка, золота, титана, мышьяка, а также железных руд. Последние представляют вкрапленность магнетита, а также кварц-магнетитовые и кварц-магнетит-гематитовые гнезда и жилы.

Особенности состава и характера метаморфизма пород, наличие прямых признаков проявления железных руд и сопоставление с аналогичными комплексами по Советско-

му Союзу дает основание отметить возможность выявления метаморфогенных железных руд в промышленных концентрациях. Тем более, что метаморфический комплекс имеет региональное распространение по всему Цахкуняцкому хребту.

Отличительной особенностью Цахкуняцкого железорудного района является широкое развитие глубоко метаморфизованных комплексов пород.

Мармарикский район представляет железорудную полосу СЗ направления, приуроченную к южной бортовой полосе палеогенового прогиба, охватывает бассейн р. Мармарик и далее к СЗ отдельные части бассейна р. Памбак.

Здесь вулканогенно-осадочные образования мелового и эоценового возрастов прорваны интрузиями гранитоидов, кварцевых монцитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов. В экзоконтактовых зонах этих интрузий широко развиты скарновые образования и роговики, в которых и сконцентрирована основная масса магнетитовых, гематитовых и апатит-магнетитовых руд. На это орудуение в отдельных участках района наложена более молодая медная, полиметаллическая и золоторудная минерализация.

В пределах района известны Разданское, Ахавнадзорское, Мисханское месторождения скарновых железных руд.

Юго-восточная часть Мармарикского железорудного района, покрытая мио-плиоценовыми андезито-базальтовыми и озерными отложениями, согласно данных аэромагнитной съемки, также представляет определенный интерес.

Отличительной чертой Мармарикского железорудного района является широкое развитие дифференцированных интрузивных комплексов, прорывающих вулканогенно-осадочные породы эоцена и наличие регионального разлома в сопровождении мощных полос ороговикованных и скарнированных пород.

Базумский район охватывает отдельные части Геджалинской интрузии и прилегающие с северо-запада районы. Интрузия прорывает вулканогенно-осадочные образования мела и эоцена, где в ее экзоконтактовой части широко развиты процессы ороговикования и скарнирования. К скарнам

приурочено оруденение магнетитовых и реже магнетит-гематитовых руд. На оруденение железа в отдельных местах наложена медная, полиметаллическая и золоторудная минерализации.

В пределах Базумского железорудного района в настоящее время обнаружено Базумское скарновое месторождение магнетитовых руд и некоторые другие рудопроявления.

Отличительной особенностью Базумского железорудного района является наличие умеренно-кислых гранитоидов с благоприятной для отложения железа вмещающей средой—вулканогенно-осадочными породами.

Гетикский район охватывает бассейн р. Гетик и прилегающие к нему площади и приурочен к северной бортовой полосе палеогенового прогиба. Здесь вулканогенно-осадочные образования эоцена прорываются отдельными выходами кварцевых диоритов, гранодиоритов и более молодыми экстррузивными телами в виде некков и дайками липарито-дацитов. В результате гидротермальных процессов отдельные участки сильно переработаны—турмалинизированы, окварцованы, каолинизированы, ожелезнены. К окварцованным участкам приурочены гематитовые рудные тела (Айриджурское месторождение), а к полосам огипсованных, каолинизированных и окварцованных пород—пластообразные тела мангано-магнетитовых руд (Чайкендское месторождение).

Характерной особенностью района является широкое развитие метасоматических образований в районах умеренно-кислых интрузивных комплексов и молодых экстррузивных образований липарито-дацит-трахитовой формации.

Ноемберянский район охватывает значительную часть Ноемберянского административного района, приурочен к северной бортовой полосе верхнеюрско-нижнемелового прогиба и сложен, в основном, вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями юры и мела, которые прорваны доверхнемеловыми гранитоидами и более молодыми экстррузивными липарито-дацитами. В экзоконтактовых ореолах интрузий выявлены проявления и месторождения (Кохбское,

№ п/п	Железорудные районы	Генетические типы железных руд	Характерные особенности локализации железорудного оруденения			Главнейшая ассоциация минералов	Ассоциация элементов
			Геологические	Структурные	Литологические		
1. Зангезурский	Магматогенный	Глубоко дифференцированные полифазные интрузивные комплексы с широким развитием пород габбровой формации		Близость к региональным разломам глубинного заложения	Породы габбровой формации	Магнетит, титаномagnetит, ильменит, ильменомagnetит	Fe, Ti (V, Cr, Mg, Mn)
	Контактово-метасоматический	Гранитоиды, прорывающие вулканогенно-осадочные породы		Экзоконтактовая полоса гранитоидов	Скарны, роговики	Магнетит	Fe
2. Центральный	Гидротермальный	Андезит-базальтовый магматизм с широким развитием экструзивов, некков, жерлов и брекчий андезитов		Узлы региональных и локальных тектонических нарушений	Андезитовые порфириды, брекчий андезитовых порфиритов	Магнетит, апатит, актинолит	Fe, TR P
3. Цахкуняцкий	Метаморфогенный	Глубоко метаморфизованные породы, — гнейсы, различные сланцы с гранито-гнейсами		Не ясно	Амфиболитовые сланцы, роговики	Магнетит, гематит, кварц	Fe, Ti
4. Мармарикский	Контактово-метасоматический	Умеренно-кислые гранитоиды, прорывающие вулканогенно-осадочные образования		Региональный разлом, проходящий по бортовой части палеогенового прогиба	Скарны, роговики	Магнетит, гематит, гроссуляр	Fe (TR) Ca, Ce
5. Базумский	Контактово-метасоматический	Гранитоиды, прорывающие вулканогенно-осадочные образования палеогена (среднего эоцена)		Контактовая зона интрузивных и вулканогенно-осадочных отложений	Скарны, роговики	Магнетит	Fe, (TR)
6. Гетикский	Гидротермальный	Гранитоиды и экструзивы трахидацитового состава, прорывающие вулканогенно-осадочные породы эоцена		Зоны дробления	Порфириды, туффиты и роговикованные породы	Магнетит, манганомagnetит, гематит	Fe, Mn
7. Ноемберянский	Контактово-метасоматический	Гранитоиды, прорывающие вулканогенно-осадочные образования		Контактные зоны между гранитоидами и вулканогенно-осадочными образованиями	Скарны, роговики	Магнетит, гематит	Fe, Cu
	Гидротермальный			Мелкие разрывные нарушения	Роговики		
8. Агарцинский	Осадочный	Горизонт магнетитовых песчаников			Песчаники, туфопесчаники	Магнетит, титаномagnetит	Fe, Ti, V (Mn, Mg, P)
9. Урцский	Осадочный	Горизонт высокоглиноземных пород		Региональный перерыв между нижним карбоном и пермью	Высокоглиноземные породы, — аллиты, сиаллиты	Гематит, гидрогематит	Fe, Ti, Al.

Мисханское) железных руд контактово-метасоматического и гидротермального типов, представленные магнетитовыми и магнетит-гематитовыми минеральными комплексами. Как в окрестностях месторождений, так и в районе выявлены магнитные аномалии заслуживающие интерес.

В региональном отношении Ноемберянский район по своему геотектоническому положению является западным продолжением Дашкесанской зоны; благоприятный фактор магматизма и вмещающая среда (карбонатные породы), наличие прямых признаков железных руд и крупных магнитных аномалий выдвигают эту полосу как перспективную на железо.

Агарцинский район. Агарцинский бассейн представлен горизонтом титано-магнетитовых туфопесчаников среднеэоценового возраста.

Агарцинские руды осадочного генезиса и по вещественному составу резко отличаются от всех типов руд. В них установлено высокое содержание двуокиси титана (до 9,48%) и пятиокиси ванадия (до 0,51%), циркония.

По общегеологическим соображениям они образовались за счет размыва пород, возможно и месторождения титаномагнетитовых руд, юрского и мелового возраста.

Урцский район расположен в центральной части территории республики и охватывает одноименный хребет, сложенный, в основном, осадочными образованиями—известняками, мраморизованными известняками, известковистыми мергелями, песчаниками, глинами, фосфоритоносными сланцами и кварцитами палеозоя (карбон, пермь) и мела.

В разрезе осадочного комплекса встречаются отдельные пластообразные интрузии, в основном, диабазового состава.

Терригенные породы перерыва между нижним карбоном и пермью, представленные аллитами, сиаллитами буро-коричневого цвета с небольшими перерывами, по данным Ж. М. Григоряна, прослеживаются более 30 км. Мощность этих пород колеблется от 5 до 80 м. По отдельным выходам общая площадь этих пород составляет более 200 кв. км.

В этих породах встречаются пласты оолитовых железных руд (гематит, гидрогематит) мощностью от 3 до 30 м, протяженностью до 2—3 км.

Железистые терригенные породы сложены угловатыми зернами кварца, полевых шпатов, таблитчатыми агрегатами каолинита, изредка встречаются мусковит и биотит.

В основной массе породы часто наблюдаются бобовидные включения, которые во многих случаях имеют однородное строение и сложены темно-бурым, непрозрачным железистым веществом (гематитом). В составе бобовидных стяжений часто встречаются обломочные зерна кварца, агрегаты каолинита. Встречаются также бобовидные включения, центральная часть которых сложена гематитом с отдельными зернами кварца, а периферийная часть—каолинитом.

Оолитовые железные руды изучены очень слабо.

Резюмируя материал по перспективам железорудного оруденения на территории Армянской ССР, можно сделать следующее заключение:

1. Среди выделенных пяти генетических типов железорудного оруденения на территории республики наибольшее промышленное значение имеют магматогенный и гидротермальный.

Из общего количества 1,0 млрд. т. утвержденных и авторских запасов 80% или 800 млн. тонн приходится на долю вышеуказанных двух типов. Если учесть и прогнозные запасы (4,0 млрд. т.), то для остальных трех генетических типов остается менее 10% из общего количества запасов.

2. В настоящее время напрашивается целесообразность детального исследования, кроме известных месторождений и их флангов, также районов Гегамского, Варденисского и Сюникского нагорий, исходя из нижеследующих соображений:

- а) наличие интенсивных аэромагнитных аномалий;
- б) наличие погребенных интрузий разного состава (по геофизическим данным) и мио-плиоценовых субинтрузивных тел щелочных базальтоидов;

в) наличие интенсивных шлиховых ореолов магнетита и апатита;

г) наличие глубинного разлома, расшифрованного как геофизическими, так и геологическими данными, расположения центров вулканических аппаратов.

3. Выявление богатых залежей железных руд осадочного типа ожидается в терригенной угленосной толще багкелловейского возраста, которая распространяется вдоль бортовой линии северного эоценового прогиба (по линии гор Мургуз-Чатындаг).

4. Для создания надежных сырьевых ресурсов железных руд на основании имеющейся в настоящее время информации, можно наметить главные направления геологических исследований на ближайшие годы:

а) Составление прогнозно-металлогенической карты на железные руды в масштабе 1:200000 для всей территории республики и 1:50000 или 1:25000 для перспективных площадей.

б) Проведение комплексных технологических исследований руд месторождений Зангезурского железорудного района с целью разработки рациональных схем извлечения всех полезных компонентов и полной утилизации хвостов.

в) Проведение детальных геофизических наземных съемок в пределах аэромагнитных аномалий.

г) Проведение детальных геологоразведочных работ в пределах Базумского железорудного района.

д) Проведение поисковых работ в пределах железорудных районов и выделенных перспективных площадей (фиг. 1).

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 17. IV. 1975

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г., Арутюнян Э. А. Опыт магнитной разведки железорудного месторождения в сложных геологических условиях. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 4, 1957.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. Железорудные месторождения Арме-

нии. Ин-т научно-технич. информации. Ереван, 1963.

4. Магакьян И. Г. Железорудные месторождения Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР. № 1, 1947.
5. Магакьян И. Г. Этапы развития и металлогеническое районирование территории Армянской ССР. «Геология Армянской ССР», т. VI. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1967.
6. Межлумян Г. Б. О генезисе Сваранского железорудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 1, 1960.
7. Неабровский Б. Б. Археология Закавказья с древнейших времен до I тысячелетия до н. э. М. 1949.
8. Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд. АН Арм. ССР, 1953.
9. Хачатурян Э. А. Основные закономерности в распределении железорудных месторождений и проявлений в Армянской ССР. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых» Изд. АН СССР, т. I, 1958.
10. Хачатурян Э. А., Гулян Э. Х. Железо. «Геология Армянской ССР, т. VI, Ереван, 1967.

Л. Г. ТЕР-АБРАМЯН

РАСШИРЕНИЕ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ КАФАНСКОГО
МЕДНОРУДНОГО КОМБИНАТА

На Кафанском меднорудном месторождении после ввода в эксплуатацию обогатительной фабрики в 1968 году объем добычи руды был увеличен почти в три раза. Чтобы обеспечить большой объем добычи руды, рудники были расширены и переведены на более интенсивную работу, кроме того, была начата разработка руд высокопроизводительным открытым способом.

В связи с резким увеличением объема добычи руды весьма актуальным стал вопрос расширения сырьевой базы Кафанского меднорудного комбината.

За последние годы, несмотря на увеличение объемов геологоразведочных работ, проводимых на Кафанском месторождении Производственным Геологоразведочным трестом Упрцветмета и Управлением геологии Совета Министров Армянской ССР, ежегодно добываемое количество руды не компенсируется приростом новых запасов. В результате этого годовые балансы запасов руды по месторождению получаются отрицательными, что может привести к сокращению сроков работы Кафанского меднорудного комбината.

Однако, на основании анализа фактического материала, проведенных геологоразведочных работ, складывается мнение о перспективности Кафанского месторождения в отношении выявления значительных запасов промышленных руд.

Несмотря на большие объемы проведенных геологораз-

ведочных работ прежде всего следует отметить недостаточную изученность и неразведанность большей части площади Кафанского месторождения. До настоящего времени разведочные работы на Кафанском месторождении проводились в основном только на его флангах, а именно на западном фланге, где выявлены медные руды зон оруденения рудника № 7—10 и им. Комсомола и на восточном фланге — полиметаллические руды с примесью золота, выделенные под названием Шаумянского месторождения.

Неразведанной является более половины всей площади месторождения, расположенной в его центральной части, покрытой толщей безрудных туфобрекчий верхнеюрского возраста, (мощностью порядка 250 м с северо-восточным падением). Эта полоса верхнеюрских отложений с подстилающими их породами средней юры, представленными в основном кварцевыми андезито-дацитовыми порфиритами, двумя крупными разломами близмеридионального направления (с запада Каварт-Суйским, с востока Барабатум-Халаджским), играющими существенную роль в локализации оруденения на месторождении, образует локальный тектонический блок. Следовательно, одной из основных задач, проводимых на Кафанском месторождении геологоразведочных работ, должна явиться разведка центральной части месторождения в пределах указанного тектонического блока, тем более, что результатом бурения ряда скважин в породах под верхнеюрскими образованиями доказано наличие промышленных запасов руд.

В предварительной стадии работ в пределах указанного тектонического блока следует пробурить ряд структурных скважин для уточнения мощности и пространственного расположения толщи верхнеюрских отложений, а затем уже приступить к его детальной разведке проходкой горных выработок в сочетании с бурением из них глубоких горизонтальных и наклонных скважин, вкрест ожидаемого простираания рудных тел.

В связи с сокращением сырьевой базы Кафанского меднорудного комбината приобретают также существен-

ное значение имеющиеся на месторождении «бедные руды», к которым относятся руды с содержанием меди ниже на 30—40% минимально-промышленного содержания, установленного для месторождения. Указанные руды, составляющие более 30% от всех запасов по месторождению, развиты на значительной площади между Мец-Магаринским и Каварт-Суйским разломами (рудник им. Комсомола). Эта зона представлена прожилково-вкрапленным оруденением в сочетании с серией рудных жил близширотного простирания (последние были отработаны в 1942—1945 гг.). Однако, учитывая, что в этих рудах сравнительно высокое содержание благородных металлов, а также имеется возможность извлечения пиритного концентрата, извлекаемая ценность металлов из «бедных руд» будет значительно увеличена. С целью переоценки и подсчета запасов «бедных руд» на месторождении уже начаты работы по опробованию этих руд на двух горизонтах (924 м и 862 м). По завершении этих работ «бедные руды» следует включить в баланс запасов месторождения как «забалансовые». В последующем, при экономической целесообразности, запасы «забалансовых» руд возможно будет добывать в шихте с рудами, имеющими более высокие содержания металлов. Вместе с этим необходимо отметить и недостаточную разведанность северной части и верхних горизонтов «бедных руд». Разведка этих руд осталась незавершенной из-за предвзятого мнения относительно «Экранирующего» разлома, считавшегося границей развития промышленных руд—все разведочные работы приостанавливались в лежащем боку этого разлома. За последние годы, пройденными скважинами в висячем боку «Экранирующего» разлома вскрыт ряд крупных пересечений с промышленными содержаниями металлов. Тем самым дальнейшая разведка «бедных руд», в особенности их верхних горизонтов в настоящее время должна явиться одной из основных задач геолого-разведочных работ, проводимых на Кафанском месторождении. Разведка верхних горизонтов этих руд приобретает особый интерес, если учесть, что в рядом расположенной зоне оруденения, разрабатываемой открытым способом,

наблюдается резкое повышение содержания золота.

Немаловажное значение для пополнения баланса запасов по Кафанскому месторождению имеют широко развитые мелкие рудные тела. В прошлом на месторождении руда добывалась преимущественно при разработке мелких рудных тел. В дальнейшем, с увеличением мощности предприятия, начали разрабатывать, в основном, зоны прожилково-вкрапленных руд и крупные жилы с применением высокопроизводительных систем разработок. За последние годы с применением при разведке месторождения глубоких горизонтальных скважин подземного бурения, было вскрыто большое количество рудных пересечений с промышленным содержанием меди, представляющих собой рудные тела небольших размеров. По этим рудным телам подсчет запасов не производился (так как для их разведки и оконтуривания потребовались бы значительные затраты, что резко снизило бы эффективность геологоразведочных работ), эти руды не разрабатываются и с погашением эксплуатационных горизонтов безвозвратно теряются. Однако, если сочетать разведочные и эксплуатационные работы и проводить их совместно, то в этом случае значительно сократится себестоимость работ, как по разведке, так и по добыче руды. Следовательно, разработку мелких рудных тел на месторождении необходимо организовать с проведением разведочных работ, при этом подсчет запасов будет произведен в процессе отработки рудных тел.

При оценке оруденения в целом по Кафанскому месторождению приобретает существенное значение имеющаяся горизонтальная зональность в распределении металлов. С запада на восток в основном мономинеральные медные руды переходят в комплексные полиметаллические, в которых ведущее значение по ценности приобретают золото и серебро.

Даже при беглом рассмотрении материалов по месторождению замечается широкое развитие золота и серебра в восточной части месторождения. К сожалению, значительные площади месторождения до настоящего времени в отношении золотоносности не изучены, несмотря на то, что

по имеющимся данным устанавливается ряд промышленно-интересных участков с золотоносным оруденением. К таковым относятся: а) участок, расположенный в висячем боку Барабатур-Халаджского разлома, где в андезито-дацитовых порфиритах верхнего байоса, под верхне-юрскими отложениями, скважиной № 1066 вскрыт ряд значительных интервалов с промышленными содержаниями золота и серебра; б) законсервированный старый рудник «Барабатур», где в рудах, по данным небольшого количества взятых проб, устанавливается наличие промышленных содержаний золота и серебра.

Наиболее существенным для расширения сырьевой базы Кафанского меднорудного комбината являются разведываемые запасы полиметаллических руд с примесью золота, расположенные на юго-восточном фланге Кафанского месторождения. Эта часть месторождения, исходя из характера оруденения и особенностей геологического строения, выделена как самостоятельный для изучения объект под названием—Шаумянское месторождение.

Для оценки Шаумянского месторождения, весьма важное значение приобретает комплексность руд, в которых одновременно содержится ряд металлов, представляющих промышленный интерес. В рудах месторождения, наряду с медью и цинком содержатся благородные, а также редкие и рассеянные элементы.

На месторождении представляет большой интерес прожилково-вкрапленный тип оруденения, развитый по контактам ряда рудных жил, с учетом которых резко возрастают мощности рудных тел.

Представляет также большой интерес установление на Шаумянском месторождении содержания благородных металлов в сильно гидротермально измененных породах дайкообразной формы, изучение которых продолжается.

Для выявления новых площадей с промышленными рудами, а также для разведки нижних горизонтов, на Шаумянском месторождении проходится эксплуатационно-разведочная шахта, которая в пределах Зангезура явится самой глубокой горной выработкой.

Учитывая высокую ценность руд Шаумянского месторождения, следует обеспечить добычу руды и извлечение из него металлов с минимальными потерями. Для этого необходимо, до ввода Шаумянского месторождения в эксплуатацию, при обогатительной фабрике Кафанского комбината создать опытную секцию по переработке руд этого месторождения с годовой мощностью 20—30 тыс. т. Этими работами будет проведено полупромышленное изучение руд и разработана рациональная схема извлечения металлов.

Наряду с этим следует также предусмотреть опытные работы по разработке опытных блоков руды с целью выбора наиболее приемлемой для месторождения системы разработок.

Все затраты, произведенные на опытные работы, окупятся за очень короткий срок за счет высокой извлекаемой ценности металлов.

С проведением генерального подсчета запасов по Шаумянскому месторождению, предусмотренного в ближайшие годы, сырьевая база Кафанского комбината, наряду с увеличением по количеству, значительно изменится также качественно, пополнится золото-полиметаллическими рудами, с добычей которых несомненно поднимется рентабельность комбината.

Для возможно правильного решения основных задач, напразненных на расширение перспектив Кафанского месторождения по выявлению новых промышленных запасов руд, в ближайшее время необходимо приступить к составлению единого проекта разведки всего месторождения.

Производственный геологоразведочный
трест УЦМ СМ Армянской ССР

Поступила 4. X. 1975.

С. В. САРКИСЯН

О ПЕРСПЕКТИВАХ ПОИСКОВ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕДИ В КАФАНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Кафанский рудный район расположен в юго-восточной части Армянской ССР, в среднем течении бассейна р. Вохчи.

Площадь рудного района ограничивается с запада региональным Хуступ-Гиратахским разломом, на востоке при-мыкает к границе Азербайджанской ССР, южной границей является Цавский интрузив, на севере—р. Воротан.

Изучение геологического строения рудного района и более детальные исследования на Кафанском месторождении меди и одноименном рудном поле велись многими исследователями.

Поисково-разведочные работы на Кафанском месторождении проводились систематически, начиная с 1930 г., при этом значительный объем горных выработок и колонковых буровых скважин пройден за последнее десятилетие.

Кафанский рудный район входит в Сомхето-Карабахскую геотектоническую зону, характеризующуюся преобладающим распространением мезозойских отложений, пологой складчатостью и широким развитием разрывных нарушений.

Сложность геологического строения района обуславливается многоярусным (этажи) строением и особенностями локализации гидротермального оруденения меди в них.

Нижний подъярус нижнеальпийского структурного яруса (юра-нижний мел) Кафанского рудного района, представленный вулканогенно-осадочными образованиями ниж-

него и верхнего байоса, отличается от перекрывающих пород интенсивной гидротермальной измененностью, повышенной трещиноватостью и физико-механическими свойствами. Установленная мощность этого подъяруса составляет около 1300 м. Нижнебайосские образования этого подъяруса не пересечены пробуренными неглубокими поисковыми скважинами.

Все выявленные в настоящее время месторождения меди и полиметаллов района, имеющие промышленное значение, приурочены к верхнебайосским образованиям (представленным андезитито-дацитовыми и кварцевыми порфиритами) и располагаются в основном вблизи от плоскости несогласия между средне-и верхнеюрскими образованиями. Незначительная часть рудных тел обнажается на земной поверхности. Морфологически рудные тела представлены тремя типами: штокверковым, жильным и жильными зонами. Падение рудных тел крутое, под углами 70—90°.

В нижней части нижнего подъяруса в эпидотизированных андезитовых порфиритах не выявлено промышленного скопления меди.

Надрудная толща, имеющая большое распространение в рудном районе, относится к верхнему структурному подъярусу (верхняя юра—нижний мел) и представлена в основном, туфоконгломератами, туфобрекчиями, известняками и песчаниками.

Граница между указанными подъярусами выражена региональным угловым несогласием.

Мощность отложений верхнего подъяруса в районе значительная, достигает 3000 м. В основании подъяруса образования оксфорд-кимериджа, представлены в пределах Кафанского рудного поля эффузивными породами, мощностью до 1200 м. Рудопроявления меди, установленные в эффузивных породах верхов верхней юры, промышленного значения не имеют, в известняках же проявления меди не установлены.

Вулканоогенно-осадочные формации, относящиеся к более позднему структурному ярусу—к среднеальпийскому, имеют весьма подчиненное площадное распространение в

Кафанском рудном районе и не несут эндогенного оруденения меди.

На основе структурно-формационного деления рудного района, определяющих пространственно-временное размещение рудных месторождений и рудопроявлений, в 1974 г. Кафанской геологопоисковой партией составлена прогноз-но-металлогеническая карта на медь.

Основой для этих исследований послужила геологическая карта Зангезурского рудного района, пополненная новыми данными более крупномасштабных геологических съемок с использованием результатов геофизических и геохимических методов исследований.

За последние десять лет в Кафанском рудном районе были проведены научные исследования Институтом геологии АН Арм. ССР, а также гравиметрические, сейсмические, магнитные, аэромагнитные, электроразведочные и металлотрические съемки. Детальному изучению структуры Кафанского рудного поля способствовало также наличие на этой площади пройденных в большом количестве буровых скважин и горных выработок. Комплексное использование различных методов исследования способствовало обнаружению новых разрывных нарушений и интерпретации ранее установленных разрывов и нарушений, что имеет весьма важное значение, так как все выявленные промышленные рудные тела в Кафанском рудном поле контролируются рудоподводящими нарушениями.

Рудоконтролирующие факторы нами были подразделены на три группы: локальные, средние и региональные. Особое внимание было обращено на анализ рудоконтролирующих факторов, сравнительную их оценку и изменчивость факторов, вытекающих из их неоднородности.

Приближенно можно отметить, что значимость рудоконтролирующих факторов для прогнозирования медного оруденения постепенно уменьшается от локального к региональному.

Учитывая условия залегания скрытого оруденения колчеданного типа, применяемая методика поисков бурением направленных колонковых скважин в сочетании с контрольными горными выработками вполне приемлема. Однако,

данные колонковых скважин отличаются низкой достоверностью параметров подсчета запасов по сравнению с данными горных выработок и подземных скважин алмазного бурения; искажения по наземным скважинам объясняются крутым падением рудных тел, их анизотропным строением и бурением направленных скважин.

В настоящее время неопискованными остаются фланги рудного поля и частично глубокие горизонты Кафанского месторождения.

Детальная разведанность Кафанского месторождения и данные отработки более половины ранее выявленных рудных тел позволяют сделать заключение об ограниченной возможности приращения запасов меди и руды за счет до-разведки его глубоких горизонтов.

Учитывая недостаточную обеспеченность Кафанского горнорудного комбината разведанными запасами меди, в первую очередь следует определить рудоносность участков, расположенных вблизи от действующих рудников.

Окончательную оценку рудоносности глубоких горизонтов флангов Кафанского рудного поля и частично рудного района, перекрытых мощной надрудной толщей, можно дать бурением глубоких—800—1500 м структурно-поисковых скважин на антиклинальных поднятиях второго и третьего порядков и вдоль крупных разрывных нарушений, с учетом данных металлометрии и геофизических исследований.

Целевое назначение поисково-структурных скважин должно заключаться в следующем:

1. Вскрытие горизонта рудовмещающих пород верхнего байоса и определение степени его рудоносности.
2. Выявление складчатых и разрывных структур.
3. Проверка результатов интерпретации геофизических и геохимических аномалий.

Поисково-структурные скважины целесообразно расположить в зависимости от сочетания рудоконтролирующих факторов, при этом в бурении скважин необходимо соблюдать очередность, что позволит внести своевременную корректировку глубины и места заложения последующих скважин.

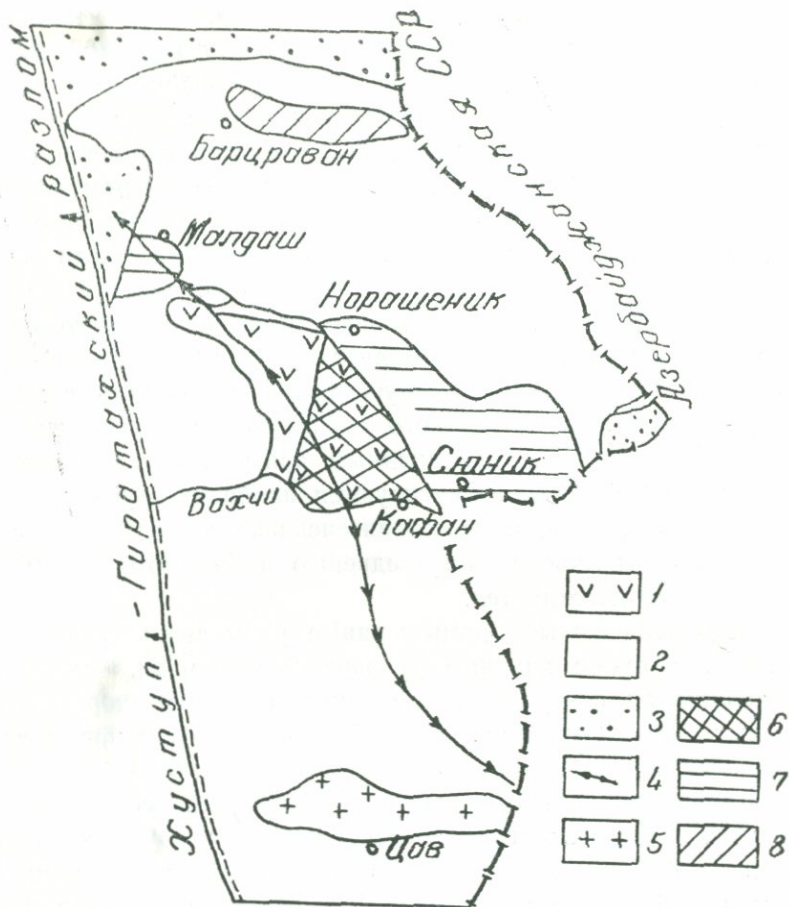
Если из ежегодных затрат—около 4 млн. руб. на поисково-разведочные работы по Кафанскому рудному полю, 10—15% будет ассигновано на бурение глубоких скважин, то в течение 5—7 лет поставленная задача геологической изученности глубоких горизонтов и поисков скрытого оруденения в рудном поле будет выполнена. Примером может служить Гайское месторождение меди на Урале, где на глубинах 600—1200 м поисковыми скважинами были выявлены новые промышленные рудные тела.

При выделении перспективных участков медного оруденения в первую очередь следует учесть региональный поисковый критерий—повышенную дислоцированность северо-восточного крыла Кафанского антиклинория по сравнению с противоположным юго-западным крылом. На северо-восточном крыле складки фиксируются наиболее крупные разрывные нарушения, а также интенсивная структурная подготовка, способствовавшие внедрению в большом количестве субвулканических тел.

Все выявленные промышленные руды меди и полиметаллов, а также крупные рудопроявления меди, сконцентрированы на северо-восточном крыле антиклинория, что является следствием повышенной проницаемости пород для рудоносных растворов.

Проведенный нами анализ и обобщение геологических материалов с учетом локальных и средних рудоконтролирующих факторов, позволили в пределах северо-восточного крыла Кафанского антиклинория выделить следующие перспективные участки для поисков скрытого оруденения меди (фиг. 1).

Левобережье р. Халадж от села Норашеник к юго-востоку до с. Агарак полностью перекрыто верхнеюрско-нижнемеловыми образованиями и вследствие погружения их к северо-востоку мощность надрудной толщи в этом направлении увеличивается до 1000—1200 м. По этой причине ряд пробуренных на этом участке неглубоких поисковых скважин не вскрыли рудовмещающие верхнебайосские образования. Следует в первую очередь здесь опробовать Сюникский участок, расположенный на широте разрабатываемых



Фиг. 1.

Схема геологического строения Кафанского рудного района. Нижнеальпийский структурный ярус—юра—нижний мел (по Габриеляну А. А.): 1—нижний подъярус (нижний и верхний байос)—андезитовые эпидотизированные порфиры, андезито-дацитовые порфиры, кварцевые порфиры с прослоями туфопесчаников, туфобрекчий и туфов. 2—верхний подъярус (верхняя юра—нижний мел) — туфоконгломераты, туфобрекчин андезитового и дацитового состава, известняки, песчаники. Среднеальпийский структурный ярус (верхний мел—средний эоцен): 3—порфиры, туфоконгломераты, песчаники, мергели, известняки. 4—ось антиклинория. 5—Цавский интрузив. Перспективные площади для постановки поисковых работ: 6—известные месторождения меди и полиметаллов перспективные на глубину; 7—перекрытые мощной надрудной толщей, в пределах которых вероятно обнаружение скрытых рудных тел; 8—с обнажающимися рудопроявлениями.

рудников Кафанского горнорудного комбината (на расстоянии 3—7 км к востоку от них). Площадь этого участка составляет около 40 кв. км, ограничена населенными пунктами: Арцваник, Верхний Гедаклу, Нижний Гедаклу, Сюник, Агарак, Егвард, Ужанис и Амамлу (развалины). В целом, этот участок характеризуется благоприятными поисковыми критериями и признаками, к которым относятся: антиклинальное поднятие, осложненное разрывными нарушениями и оруденелым дорудным даечным комплексом пород, и наличием аномальных участков меди и молибдена, установленных металлометрической съемкой. Бурение глубоких поисково-структурных скважин (глубиной до 1500 м), вблизи оси этой складки вдоль разломов и вблизи даечного комплекса пород, позволит оценить рудоносность верхне-байосских образований Сюникского участка.

Во вторую очередь следует оценить на левобережье р. Халадж рудоносность полосы между населенными пунктами Сюник-Норашеник, где на большой площади поисковые признаки и критерии менее четко выражены, чем на собственно Сюникском участке. На этой полосе геофизическими работами и дешифровкой аэрофотоснимков установлены крупные разрывные нарушения, рудоподводящая роль которых пока не установлена.

В 1973 г. Кафанской ГРЭ (Геологоразведочный производственный трест Управления цветной металлургии) начата проходка шахты, с целью разведки полиметаллического оруденения Шаумянского участка. Завершение проходки шахты позволит одновременно опробовать глубокие горизонты левобережья р. Халадж, где поисковыми буровыми скважинами вскрыт ряд рудных тел, которые ввиду неблагоприятного рельефа местности не могут быть проверены штольнями.

Первоочередным участком для шахтной разведки следует считать также южный фланг Перевального участка, где на правом берегу р. Халадж четырьмя поисковыми скважинами Зангезурской ГРЭ (Управление геологии СМ Арм. ССР) выявлены на различных глубинах (до 450 м) семь рудных тел с кондиционным содержанием меди, мощностью от 0,3 до 3 м. Из рекомендуемой шахты целесообразно раз-

ведать глубокие горизонты и Норашеникского участка.

Ввиду низкого выхода керна по пробуренным скважинам на Шикахохском медно-молибденовом проявлении, желательно, для окончательной оценки этого рудопроявления, в наиболее обогащенном полезными компонентами участке, также пройти шахту.

В рудном районе для поисков представляет интерес и обнажающаяся в ущелье р. Воротан широкая—0,7—1,2 км—крутопадающая зона, протяженностью 8 км, гидротермально измененных пород с минерализацией меди и благородных металлов. Проведенные здесь в 1961—1963 гг. поисковые работы в небольшом объеме вдоль р. Воротан, не могут служить основанием для оценки рудоносности всей зоны, так как эти работы были сконцентрированы на небольшом участке, подвергнутом интенсивному воздействию эрозии.

К неоцененным рудопроявлениям меди рудного района следует отнести Малдашское, расположенное около одноименного села, на северо-западном фланге рудного района, на расстоянии 2,0—2,5 км к востоку от глубинного Хуступ-Гиратахского разлома, где в туфоконгломератах и туфобрекчиях верхнеюрско-нижнемелового возраста эпизодически встречаются гальки размером от 5 до 20 см с высоким содержанием меди. В 1967 г. на Малдашском участке пятью неглубокими (190—225 м) скважинами не были вскрыты рудовмещающие породы. Бурение глубоких поисковых скважин на этом участке целесообразно произвести после проведения сейсмометрической и металлометрической съемок.

Заслуживают внимания и некоторые аномалии меди, установленные металлометрической съемкой, в частности, вдоль регионального Хуступ-Гиратахского разлома и около с. Ачахлу. Комплексному использованию результатов геохимических и геофизических работ, должно предшествовать исследование по интерпретации природы физических полей и разработке методики по разбраковке аномальных участков.

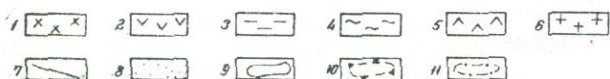
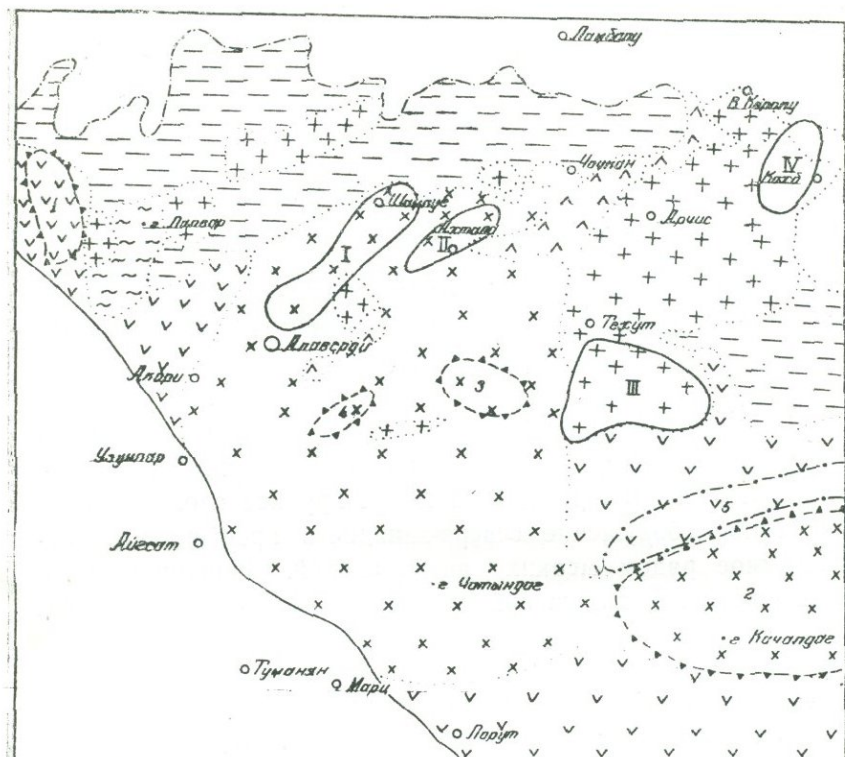
Г. А. ДАДАЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННО-ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В АЛАВЕРДСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Алавердский рудный район занимает северо-западную часть Сомхето-Карабахского мегаантиклинория—Алавердский антиклинорий, представляющий крупное сложное постороженное сооружение северо-западного простирания, осложненное рядом мелких антиклиналей, синклиналей и дизъюнктивных нарушений широтного, северо-восточного и северо-западного простираний. Алавердский антиклинорий сложен в основном породами среднеюрского и верхнеюрского возрастов. На крыльях антиклинория слабо развиты отложения верхнего мела и среднего эоцена. Весь вышеперечисленный комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных пород прорван интрузивными и субинтрузивными породами различного возраста.

Продуктивными—рудовмещающими в районе в основном являются среднеюрские отложения. Размещение колчеданно-золоторудной минерализации в Алавердском рудном районе зависит от литолого-структурного, фациально-формационного, геохимического факторов и степени гидротермальной измененности и метаморфизованности пород (табл. 1).

В Алавердском рудном районе (фиг. 1) среднеюрские отложения представлены двумя формациями осадочно-вулканогенных пород. В основании залегают мощные вулканогенные породы последовательно дифференцированной формации верхнебайосского возраста, представленные андезито-базальтовыми, андезитовыми, андезито-дацитовыми, да-



Фиг. 1.

Схематическая геологическая карта Алавердского рудного района. 1. Последовательно дифференцированные формации (базальтовые, андезитовые, дацитовые, липаритовые породы, J_2b_{j2}). 2. Слабо дифференцированные формации (базальтовые, андезитовые породы, J_2bt). 3. Слабо дифференцированные формации (базальтовые, андезитовые породы, J_3). 4. Последовательно-дифференцированная формация (базальтовые, андезитовые, дацитовые, липаритовые породы, Pg_2). 5. Недифференцированные формации (базальты, N_2). 6. Интрузивные породы (гранодиориты, диориты, кварц-диориты). 7. Марцигетский глубинный разлом. 8. Границы формаций. 9. Известные рудные поля: колчеданные: I—Алаверди-Шамлугское, II—Ахтальское, III—медно-молибденовое, Техутское, IV—железородное, Кохбское. Перспективные площади (на схеме): 10. Колчеданные: 1. Ахкеринская, 2. Сариахюрская, 3. Арчиглукская, 4. Болоркондская, 11. Золоторудные: 5. Воскепар-Аксибаринская.

Сводка основных факторов по размещению колчеданного
оруднения и золоторудной минерализации в Алавердском рудном районе

Рудные формации и типы	Колчеданная: медноколчеданный, сер- ноколчеданный, барит- полиметаллический и полиметаллический	Золоторудная: кварц-золоторудный	Незначительные про- явления колчеданного и золотого ору- денения	Отсутствуют колчеданное и золотое оруднения
1. Тектоно-маг- матические этапы	В. байосский (Дебедская, Кошаберд- ская, Алаверди-Шам- лугская свиты)	Н. батский (Шахтахская свита)	В. юрский (Будурская, Бугакяр- ская, Сарумская сви- ты)	Неоген-четвер- тичный. (Дзорагетская свита)
2. Формации пород	Последовательно диф- ференцированная (базальты, андезиты, дациты, липариты)	Слабо дифференциро- ванная (базальты и андезиты)	Слабодифференци- рованная (базальты, андезиты)	Не дифферен- цированная (базальты)
3. Фации пород	<u>Жерловые и прижерловые</u> Ошлакованные, грубообломочные породы, вул- канические брекчии, а также наличие вулкани- ческих бомб.		<u>Удаленные</u> Мелкозернистые, вул- канические породы	
4. Разрывные нарушения	Северо-восточные, ши- ротные	Северо-западные и меридиональные		
5. Складчатые структуры	Периклинальные замыкания крыльев Алаверд- ского антиклинория и антиклинальные складки			
6. Гидротер- мально-изме- ненные поро- ды и фации	Кварц-серицит- хлорит- овая, кварц-хлорит- карбонатная, кварц-се- рицитовая	Кварциты, кварц-се- рицитовые породы		
7. Химическая характерис- тика	Натровые серии $K_2O < 2\%$	Натровые серии $K_2O < 1\%$		

цитовыми и липарито-дацитовыми порфиритами их туфами и туфобрекчиями; наиболее крупные скопления колчеданных руд залегают в этих верхнебайосских породах последовательно дифференцированной формации (Алавердское, Шамлугское, Ахтальское, Анкасарское, Алвардское и др. месторождения).

Верхнебайосские отложения перекрываются вулканогенно-осадочными породами слабо дифференцированной формации нижнебатского возраста, представленные базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, широко развитыми в правобережье р. Дебед; к ним приурочено кварц-золотая минерализация—Техутское, Воскепарское, Хачахпюрское и другие проявления.

Батские отложения трансгрессивно перекрываются отложениями верхней юры, в основании которых залегают породы терригенной и вулканомиктовой формаций келловейского яруса—песчаники, туфопесчаники, а также слабо-дифференцированные формации оксфорд-кимериджа — диабазы, андезиты, андезито-дацитовые порфириты.

Выше залегают недифференцированные базальтовые порфириты и озерно-лагунные отложения неогенового и аллювиально-делювиальные образования четвертичного возрастов, в которых рудная минерализация отсутствует.

Все вулканогенные образования рудного района были сформированы в основном благодаря деятельности вулканов центрального типа; вулканические аппараты оказывали непосредственное влияние на локализацию колчеданного и золотого оруденений, создавая наиболее благоприятные ослабленные участки для циркуляции гидротермальных растворов—основные колчеданные и золоторудные месторождения и проявления района приурочены к жерловым и прижерловым фациям. Характерным является Алавердское месторождение, сложенное грубообломочными брекчиями андезито-дацитового состава, содержащими крупные вулканические бомбы. К вулканическим аппаратам приурочены также Шамлугское, Ахтальское, Мазлумское, Бендикское и другие месторождения.

В структурном отношении колчеданное и золотое оруденение локализовано в антиклинальных поднятиях и приурочено к жерлам и грядам жерл, связанных с широтными и северо-восточными разрывными нарушениями. Ореолы рассеяния меди, свинца и цинка с повышенным содержанием получены вдоль оси Алавердского антиклинория, которые в основном тяготеют к более мелким антиклинальным поднятиям, осложняющим Алавердский антиклинорий.

В отношении локализации оруденения большой интерес в рудном районе представляет и гидротермальная измененность пород, выраженная окварцеванием, серицитизацией, альбитизацией; в частности, основные колчеданные и кварц-золоторудные проявления района связаны с вторичными кварцитами и кварц-серицитовыми фациями пород.

Силикатными анализами установлена приуроченность колчеданно-золоторудной минерализации к полю развития натриевой и калий-натриевой групп пород.

Исходя из вышеуказанных закономерностей размещения оруденения в Алавердском рудном районе, выделены отдельные перспективные участки в отношении нахождения медноколчеданной и кварц-золотой минерализации, заслуживающие постановки поисковых работ на колчеданное оруденение: Сарнахпюрский, Ахкерпинский, Болоркондский, Арчи-глухский участки. На этих объектах имеются в наличии: а) последовательно-дифференцированные формации пород жерловых и прижерловых фаций; б) антиклинальные поднятия с благоприятными разрывными нарушениями; в) вулканогенно-осадочные породы в основном натриевой серии и г) положительные аномалии по данным металлометрического и шлихового опробования.

Перспективным на золотое оруденение является Воскепар-Аксибаринский участок, где также необходима постановка геолого-поисковых работ.

В пределах собственно Алавердского месторождения перспективными являются район штольни № 5, где в настоящее время Управлением геологии СМ Арм. ССР проводятся разведочные работы для промышленной оценки жиль-

ного типа оруденения, участки гидротермально-измененных пород—Айпетшик, Мазлум, Жанг и Центральный участок в районе первого и второго расширений, перспективный для обнаружения штокового и штокверкового типов медного оруденения. Основой для правильного направления этих работ служит геологическая карта П. Ф. Сопко, дополненная О. А. Гаспаряном.

На Шамлугском месторождении, которое является одним из перспективных медноколчеданных месторождений республики, необходимо проведение ревизионных работ в ее центральной части—в районе штолен №№ 3, 4, 7, 28, где под висячим боком альбитофиров ранее были вскрыты штоки и линзы, и не исключена возможность обнаружения новых. В свете новых геологических концепций необходимо обновить существующую, устаревшую и не охватывающую фланги Шамлугского месторождения, геологическую карту Монахова И. Я., которая послужит основой для новых направлений геолого-поисковых работ.

В заключение следует отметить, что Алавердский рудный район является перспективным не только в отношении медноколчеданного, полиметаллического и золотого оруденения, но и медно-молибденового, железорудного и других полезных ископаемых. Для изучения всего комплекса полезных ископаемых района следует в первую очередь составить крупномасштабную геолого-геофизическую и структурно-формационную карты, которые в дальнейшем послужат основой для более детальных и целенаправленных геолого-поисковых и геолого-геофизических работ.

Г. А. ТУНЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО И ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЙГЕДЗОРСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Выяснение закономерностей размещения медно-молибденового и золото-сульфидного оруденения в пределах Айгедзорского рудного поля представляет большой научный и практический интерес. Знание основных закономерностей поведения медно-молибденовых и золото-сульфидных руд в рудном поле позволит дать обоснованную оценку перспектив глубоких горизонтов и флангов месторождения, а также более целеустремленно проводить геолого-поисковые работы в пределах сложного, многофазного Мегринского плутона и в аналогичных по типу месторождениях.

Айгедзорское рудное поле включает в себя четыре месторождения, из коих Айгедзорское и Марал-Заминское—медно-молибденовые, а Личкваское и Тейское—золото-сульфидные.

Структурная позиция Айгедзорского рудного поля определяется особенностями строения регионального Дебаклинского разлома близмеридионального направления и элементами внутреннего строения интрузивного массива. В районе рудного поля Дебаклинский разлом изгибается и сопровождается двумя сопряженными второстепенными близмеридиональными разрывами—Тейским и Марал-Заминским. Породы, залегающие между этими разломами, подвергнуты интенсивному дроблению с образованием северо-восточных трещин оперения, контролирующих оруденение.

Личкваское и Тейское золоторудные месторождения на-

ходятся между Дебаклинским и Тейским разломами. Айгедзорское и Марал-Заминское медно-молибденовые месторождения находятся между Тейским и Марал-Заминским разломами.

Медно-молибденовая минерализация представлена мало-мощными, быстро выклинивающимися и разобщенными жилами в гранодиоритах. Рудоконтролирующие структуры медно-молибденовой минерализации являются унаследованными—основные системы рудовмещающих разрывов образовались задолго до оруденения. Медно-молибденовые жилы приурочены к трещинам отрыва, т. е. формирование медно-молибденовых руд происходило в обстановке растягивающих усилий.

Золото-сульфидные жилы и прожилки приурочены к зонам смятия и раздробления пород, к трещинам скалывания и их оперений, протягивающимся в северо-восточном направлении на расстоянии более 2 км, мощностью 10—12 м.

При сравнении медно-молибденовой минерализации с золото-сульфидной, следует отметить, что последняя характеризуется интенсивной тектонической переработкой пород. Основные тектонические перестройки и сильная переработка пород имели место и в дорудной фазе тектогенеза, а затем одновременно с рудным процессом проявилась интенсивная интратрудная деформация пород с поэтапным открыванием трещин разных систем. В зависимости от плана деформации, в начальной, более высокотемпературной стадии, была открыта система трещин северо-восточного направления с образованием медно-молибденового оруденения, а затем в более поздней, среднетемпературной стадии—система трещин тоже северо-восточного направления, но с формированием золоторудной минерализации.

Медно-молибденовая минерализация приурочена к более кислым интрузивным породам—гранодиоритам монцонитовой фазы Мегринского плутона, а золото-сульфидная минерализация—к породам основного состава—габбро, андезитовые порфириды, их туфы и туфобрекчии. При переходе из кислых пород в основные, гидротермальные растворы нейтрализуются, вследствие чего из растворов выпа-

дает золото, молибденит же выпадает из растворов в более кислой среде, чем золото.

На Личкваском месторождении при переходе рудовмещающих разрывов в более кислые гранодиориты, минерализация в них затухает. Такая же картина наблюдается на юго-западном фланге Тейского месторождения: несмотря на продолжение рудовмещающих разрывов в гранодиоритах, вблизи Дебаклинского разлома золото-сульфидная минерализация ослабевает и не имеет промышленного значения.

Наиболее богатые руды с промышленным содержанием золота приурочены к северо-восточному флангу месторождения, где мощность андезитовых порфириров, по данным скважины, превышает 600 м. Таким образом, перспективы наращивания запасов золота ожидаются как за счет разведки более глубоких горизонтов месторождения, так и за счет изучения новых площадей на его северо-восточном фланге.

В пределах рудного поля, в размещении минеральных ассоциаций наблюдается зональность, связанная со стадийностью процесса формирования оруденений. На более низких отметках развито молибденовое оруденение, а на верхних—золото-сульфидное. Золото-сульфидная минерализация представляет собой поздний этап единого рудного процесса.

Тейское и Личкваское золото-сульфидные месторождения Айгедзорского рудного поля можно сравнить с полиметаллическими проявлениями Аткиз в Каджаранском рудном поле и Каялу-Гегарчин в Айоцзорском рудном районе. Все они приурочены к периферии рудных полей медно-молибденовых месторождений и находятся с ними в тесной связи.

Генетическое единство руд медно-молибденовой и золото-сульфидной формаций подтверждается приуроченностью их к одним и тем же структурам, пространственным расположением, взаимоотношением с гранодиоритами, с дайками аплитов, диоритов и керсантитов и, наконец, наличием типоморфных минералов и минеральных ассоциаций

одной формации в рудах другой. Так, например, медно-молибденовая ассоциация минералов, являющаяся основной ассоциацией руд Айгедзорского медно-молибденового месторождения, в небольших количествах проявляется в рудах Тейского месторождения золота. Молибденит встречается в виде второстепенной примеси в рудах пирит-халькопиритовой и полиметаллической стадий минерализации. Золото-полиметаллическая ассоциация минералов—козалиит, висмутин, арсенопирит, являющиеся основными для руд Тейского месторождения, в небольших количествах встречаются в рудах Айгедзорского медно-молибденового месторождения. Единство руд подтверждается также их геохимическими особенностями. Золотоносными являются полиметаллическая и арсенопиритовая стадии минерализации, причем последняя характерна только для Тейского месторождения.

Медно-молибденовые месторождения рудного поля в свою очередь многостадийны. Время проявления в этом процессе золото-сульфидной ассоциации определяется однозначно; золото-сульфидные жилы отчетливо секут руды предыдущих стадий минерализации и представляют собой продукты более позднего этапа единого процесса рудообразования. По-видимому, медно-молибденовая и золото-сульфидная минерализации формировались близко во времени, размещаясь разобщенно в благоприятных структурных участках.

Для медно-молибденовых и золото-сульфидных месторождений оруденение сопровождается однотипными гидротермальными преобразованиями, представленными серицитизацией, карбонатизацией, окварцеванием и пиритизацией вмещающих пород.

В пределах рудного поля в распределении медно-молибденового и золото-сульфидного оруденения также отмечается четко выраженная зональность. Для медно-молибденовых месторождений характерно увеличение содержания молибдена с глубиной с одновременным уменьшением меди. Зональность особенно ярко выражена на Тейском золоторудном месторождении—по мере удаления от рудоконтролирующего Дебаклинского разлома, повышается содержание золота и общее количество сульфидов. Кроме того, на верх-

них горизонтах содержание золота почти вдвое меньше, чем на нижних, а содержание серебра наоборот—на нижних горизонтах вдвое меньше, чем на верхних. Соотношение золота и серебра на верхнем горизонте составляет 1:20, а на нижних горизонтах 1:5—6, на верхних горизонтах в рудах преобладают блеклые руды и более светлый сфалерит, тогда как с глубиной сфалерит становится темным, а блеклые руды имеют подчиненное значение.

Из вышеизложенного следует, что в Айгедзорском рудном поле формирование оруденения происходило в результате длительных и многостадийных процессов, причем золото-сульфидная минерализация представляет поздний этап единого рудного процесса, в ранний этап которого сформировались медно-молибденовые руды. Особенно важным является тесная связь золото-сульфидной минерализации с медно-молибденовой, что повышает перспективы обнаружения золоторудных месторождений в пределах рудных полей с медно-молибденовым оруденением.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 24. IX. 1975.

Г. М. АРСЕНЯН

О ПРОЯВЛЕНИЯХ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АРМЕНИИ

В пределах территории Армянской ССР выделяются три ртутоносных пояса: Шамшадин-Атанский, Зод-Амасийский и Ереван-Сисианский [3], которые по данным А. Т. Асланяна [1] приурочены к Алавердской, Присеванской, Разданской и Ереванской тектоническим зонам.

1. Шамшадин-Атанский ртутоносный пояс, расположенный между Алавердской и Присеванской тектоническими зонами, имеет близширотное простираие, протяженностью около 60 км. В пределах этого пояса известны Шамшадинский и Атанский ртутоносные районы.

Шамшадинский ртутоносный район располагается в пределах одноименного антиклинория, сложенного эопалеозойскими метаморфическими сланцами, нижнеюрскими аспидными сланцами, среднебайосскими порфиритами и их туфобрекчиями, песчаниками, глинистыми сланцами, верхнебайосскими плагиогранитами и кварцевыми порфирами (рудовмещающие) и частично верхнеюрскими и верхнемеловыми образованиями, представленными преимущественно песчаниками, известняками.

По данным площадного шлихового опробования 30% шлихов, отобранных с площади Шамшадинского антиклинория, содержат киноварь. В аллювии отдельных бассейнов рек (Тавуш, Ахум) также наблюдается повышенное количество киновари. Киноварь здесь тесно ассоциирует с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и апатитом.

В Шамшадинском районе следует отметить Сарнахпюрское, Арчидзорское и Мошадзорское проявления ртути, которые приурочены к экзоконтактовой полосе плагиогранитовых и субвулканических кварц-порфировых интрузий. Киноварь в этих проявлениях представлена в виде вкрапленности и прожилков с содержанием от 0,005 до 0,13%.

Сарнахпюрское ртутно-полиметаллическое проявление расположено юго-восточнее населенного пункта Берд.

На площади проявления развиты преимущественно интрузивные породы кислого состава среднеюрского возраста, в основном, представленные плагиогранитами и плагиогранит-порфирами; в периферических частях проявления выступают кварцевые плагиопорфиры, сильно окварцованные и пиритизированные.

В крайней северо-восточной части проявления выступают толстослоистые кремнистые, мраморизованные известняки нижнего оксфорда, которые трансгрессивно налегают на среднеюрские магматические породы.

Сарнахпюрское рудопроявление приурочено к сводовой части Шамшадинского антиклинория. На территории проявления констатируются тектонические нарушения, а также зоны дробления, сопровождающиеся полосами гидротермально измененных пород.

Оруденение ртути приурочено к интенсивно гидротермально измененной зоне кварцевых плагиопорфиров. Эта зона простирается в северо-восточном направлении и прослежена на протяжении 4,0—4,5 км. Киноварь в породах встречается в ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, цирконом, апатитом, гематитом и др. Содержание ртути варьирует от следов до 0,13%.

В аналогичных структурно-геологических условиях находится Арчидзорское ртутно-полиметаллическое проявление, лишь с той разницей, что здесь в геологическом строении участвуют среднеюрские песчаники и туфопесчаники.

Мошадзорское проявление ртути находится в верховьях р. Тавуш. В геологическом строении проявления принимают участие авгитовые и кварцевые порфиры и их туфобрекчии, а также известковистые песчаники, туфопесчаники

средней юры, которые местами прорваны кварцевыми плагиопорфирами.

Оруденение приурочено к гидротермально измененным порфиритам и их туфобрекчиям, где киноварь тесно ассоциирует с пиритом, халькопиритом, цирконом, апатитом, лейкоксеном, галенитом и сфалеритом.

Содержание ртути в породах Мошадзорского проявления варьирует от 0,006 до 0,014 %.

Для Шамшадинского района, на наш взгляд, более перспективными являются проявления по бассейну р. Ахум (Арчидзорское). Учитывая благоприятные структурно-литологические особенности участка (как наличие благоприятных экранов, так и коллекторов), эта часть Шамшадинского района представляет существенный интерес. Что касается проявлений в кварцевых плагиопорфирах (Сарнахбюрское), то они находятся в неблагоприятной литологической среде. Здесь киноварь в виде вкрапленности и примазок в трещинах обуславливает общую зараженность концентраций.

Другое проявление киновари в пределах Шамшадин-Атанского пояса находится в окрестностях с. Атан Алавердского района, близ г. Гилнк.

Атанское проявление ртути расположено в стыке Алавердской и Присеванской тектонических зон; в геологическом строении принимают участие вулканогенно-осадочные образования средней юры и среднего эоцена, прорванные интрузиями габбро-диоритов. Киноварь здесь приурочена к кварц-карбонатным жилам и прожилкам.

Судя по весьма богатым киноварью аллювиальным россыпям, можно говорить также о возможной сингенетической киновари, связанной с отдельными пачками палеогеновых осадочных пород.

Большое количество киновари в аллювиальных отложениях Шамшадинского района не может быть связано лишь с ртутно-полиметаллическими формациями руд. По всей вероятности, киноварь здесь связана также с собственно ртутными формациями руд.

2. *Зод-Амасийский ртутноносный пояс* приурочен к офиолитовому поясу Малого Кавказа. Этот пояс в пределах

Армении входит в Присеванскую мегасинклинальную зону.

Ртутоносность северо-восточного побережья озера Севан была давно известна, согласно данным И. Г. Магакьяна [2], Г. О. Пиджяна [4] и др.

В пределах района северо-восточного побережья оз. Севан известны Буратапинское, Бабаджанское, Заритапинское, Джан-Ахмедское, Кясаманское и Сараланджское ртутные проявления. В геологическом строении рудопроявлений участвуют верхнемеловые конгломераты, известняки, песчаники, туфопесчаники и порфириты, которые прорываются гипербазитовым интрузивным комплексом. Роль основных и ультраосновных интрузий, как источника ртутного оруденения в пределах этого пояса, почти всеми исследователями игнорируется, хотя отмеченная генетическая связь с небольшими выходами гранитоидных интрузий не обоснована достаточным фактическим материалом.

Химические анализы проб, отобранных на этих участках, за исключением Сараланджского проявления, показали содержание ртути от 0,005 до 0,04%.

Из всех перечисленных проявлений наиболее интересным является Сараланджское проявление ртути, которое расположено в пределах северного крыла Центральной антиклинали, ядро которой сложено вулканогенно-осадочными породами верхнего мела. Породы представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, глинистыми сланцами и мелкими линзообразными выходами мраморизованных известняков. Эти образования прорваны интрузиями основных и ультраосновных пород офиолитовой формации. Крылья антиклинали сложены мергелистыми известняками.

Структурная позиция территории проявления определяется ее расположением в зоне развития глубинных разломов, в пределах которых на востоке размещена кельбаджарская группа ртутных месторождений Азербайджанской ССР.

В приразломной части породы подвергнуты сильному гидротермальному изменению, которое несет сульфидное оруденение.

Ртутное оруденение, в основном, приурочено к нижне-сеновским гидротермально измененным, трещиноватым красноватым туфоконгломератам, известнякам, лиственитам, прослеживающимся на протяжении 15—20 км, мощностью от 20 до 150 м.

Туфоконгломераты перекрываются глинистыми сланцами, которые выполняют роль экрана. Оруденение ртути представлено киноварью и самородной ртутью в виде тонких прожилков, небольших гнезд и тонкодисперсных вкрапленников. Совместно с ртутными минералами встречаются галенит, сфалерит, самородное олово и медь. Содержание ртути в продуктивной толще колеблется от тысячных долей до одного процента. Непосредственно в северо-западной оконечности Зод-Амасийского пояса ртуть связана также с ртутно-сурьмяными и никель-мышьяковыми рудами (Амасийское и другие проявления).

В некоторых местах северо-восточного побережья оз. Севан установлены довольно богатые россыпи киновари. Это говорит о том, что они образовались за счет довольно богатых проявлений.

Структурно-литологические и магматические факторы в пределах Зод-Амасийского пояса являются благоприятными и указывают на возможность выявления крупных концентраций ртути.

Для Зод-Амасийского ртутного пояса характерны как собственно ртутные, так и ртутно-сурьмяные проявления. Исходя из структурно-литологических и металлогенических особенностей офиолитового пояса Армении, собственно ртутный тип можно выделить как более перспективный. В этом отношении северо-восточное побережье оз. Севан является более интересным и нуждается в детальном изучении поисково-разведочными работами.

Ереван-Сисианский ртутьносный пояс охватывает юго-западную часть территории Армении, где можно встретить весь геологический разрез, начиная от палеозоя до четвертичного возраста включительно. Среди этих пород преимущественное распространение имеют породы палеогенового возраста. Для данной полосы характерен олигоцен-верхне-

плиоценовый интрузивный магматизм кислого и щелочного составов, выраженный преимущественно субвулканическими выходами.

Важным условием Ереван-Сисианского ртутноносного пояса является глубинный Ереванский разлом [1]—на границе Ереванской и Приараксинской тектонических зон. Большинство выявленных здесь ртутных ореолов и коренных проявлений приурочено именно к этому разлому.

Характерными ассоциациями киновари как в коренных породах, так и в россыпях Ереван-Сисианского ртутноносного пояса, являются галенит, сфалерит, антимонит, самородный свинец, халькопирит и др.

В пределах Ереван-Сисианского ртутноносного пояса выделены Хосровское, Советашен-Эльпинское, Серское, Мартиросское, Агаракадзорское и Вартанское проявления ртути.

Ниже приводится краткое описание проявлений, выявленных в пределах Ереван-Сисианского ртутноносного пояса.

Хосровское рудопоявление расположено в пределах Хосровской антиклинали, сложенной известняками нижней перми, на которые с северо-востока, севера и запада налегают мергели, известняки и битуминозные сланцы верхней перми.

Выше залегают органогенно-детритовые известняки тулона, песчаники и алевролиты коньяка, кирпично-красные известняки сантона-кампана. На последние налегают порфириты и туфобрекчии коньяка, которые прорваны гипербазитовой интрузией верхнемелового возраста. На крыльях Хосровской антиклинали—на более древних образованиях, трансгрессивно залегают органогенно-мелкодетритовые песчаники и известняки дат-плиоценового возраста.

Разрез завершается песчаниками, мергелями и глинами нижне-среднеэоценового возраста, а также аллювиальными, пролювиальными и другими отложениями четвертичного времени.

Интрузивный магматизм района участка представлен выходами ультраосновных, основных и реже кислых пород. Возраст интрузивных пород относится к верхнему коньяку.

В тектоническом отношении территория Хосровского ру-

допроявления входит в Ереван-Ордубадскую мегасинклинальную зону, где средне- и верхнепалеозойские и триасовые породы слагают ядра брахиантиклинальных структур. По самому участку проходит Ереванский глубинный разлом, имеющий северо-западное простирание с падением на северо-восток под углами 80—85°.

В пределах Хосровского рудопроявления отмечено несколько зон с киноварью. Она образует вкрапленность, прожилки и небольшие гнезда. Вторичная киноварь, представлена преимущественно колломорфными натечными формами. Она образовалась, видимо, за счет первичной киновари, выпадающая из азотно-щелочных терм хлоридно-сульфатного типа. Ртутное оруденение, в основном, связано с мергелистыми и кремнистыми известняками, песчаниками и реже порфиритами.

Содержание ртути на Хосровском проявлении высокое.

Кроме киновари в рудах встречаются халькопирит, сфалерит, гематит, галенит, циркон, золото, а также самородный свинец и медь.

В аналогичных литолого-структурных условиях находятся Серсское и Мартиросское проявления.

Советашен-Эльпинское рудопоявление расположено между селениями Советашен и Эльпин. В его геологическом строении принимают участие битуминозные известняки, глинистые сланцы нижней перми, известняки, мергели, глины кампан-маастрихта; в пределах участка палеогеновые образования также имеют широкое распространение и представлены известняками, конгломератами, нуммулитовыми песчаниками, глинами, туффитами, туфспесчаниками среднего эоцена.

Разрез завершается туфобрекчиями и туфами санидиновых трахитов, туфобрекчиями андезитов и андезито-трахитами верхнего миоцена и современными аллювиально-делювиальными отложениями, прорванными субвулканическими андезито-трахитами и санидиновыми трахитами.

Участок приурочен к осевой части Советашен-Эльпин-Риндской антиклинали. Она осложнена Ереванским глубин-

ным разломом и двумя крупными параллельными ему нарушениями.

Оруденение ртути связано с сильно брекчированными, каолинизированными андезито-трахитами, конгломератами и реже известняками. Киноварь образует мелкую вкрапленность. Содержание ртути варьирует от следов до первых десятых долей процента.

Минерализация ртути наблюдается в лежащем и частично в висячем боках глубинного разлома, морфологически образует небольшие столбы, линзы и трубки. Киноварь встречается в ассоциации с самородным свинцом, халькопиритом, ильменитом, рутилом, цирконом и апатитом.

Вартанское проявление ртути находится в верховьях р. Арыглы.

В его геологическом строении принимают участие туфобрекчии, андезиты, андезито-дациты, андезито-трахиты верхнего олигоцена—нижнего миоцена, которые секутся дайками андезитовых порфиров. В центральной части участка туфобрекчии и андезито-трахиты подвергнуты сильному гидротермальному изменению; оруденение ртути приурочено к этим измененным породам.

Большим развитием в пределах Вартанского проявления ртути пользуются современные пролювиальные и делювиальные, а также флювиогляциальные отложения.

В тектоническом отношении участок характеризуется наличием двух зон разломов (мощностью от 7 до 50 м), вмещающие породы вдоль которых гидротермально изменены; простираение зон северо-западное, крутое, падение юго-западное.

Киноварь здесь ассоциируется с метациннабаритом, пиритом, гематитом, магнетитом, галенитом, церусситом, арсенипиритом и более редко с халькопиритом, сфалеритом, пиролюзитом, аурипигментом. Кроме этих минералов, вместе с киноварью почти постоянно присутствуют циркон, апатит и барит.

Содержание ртути варьирует от следов до первых десятых долей процента.

Вартанское проявление ртути перспективное и заслу-

живает дальнейшего изучения.

Из приведенных данных следует:

1. Наличие благоприятных магматических, структурно-тектонических и литологических факторов, безусловно, указывают на то, что районы описанных проявлений заслуживают постановки более детальных поисково-разведочных исследований.

2. Ртутная минерализация приурочена к определенным поясам и, следовательно, к определенным тектоно-магматическим зонам, которые характеризуются распространением своеобразных магматических образований.

3. Каждый отдельно выделенный ртутоносный пояс (Шамшадин-Атанский, Зод-Амасийский и Ереван-Сисианский) характеризуются своеобразной геологической обстановкой.

4. Перспективность ртутоносности Армении становится более актуальной, потому что ртуть генетически связана не только с кислыми и основными породами мезозойского и третичного возраста, но также с мио-плиоценовыми андезито-трахитами, которые в пределах территории Армении имеют широкое распространение.

5. В результате площадного шлихового опробования выявлены широкие ореолы киновари в современных аллювиальных россыпях.

6. Ртутные проявления и ореолы рассеяния киновари приурочены к антиклинальным структурам, причем наиболее перспективными являются крылья этих антиклиналей, осложненные дизъюнктивными нарушениями.

7. В дальнейшем, при изучении ртутоносности территории Армянской ССР, считаем целесообразным широкое применение геохимических поисков, минералого-геохимических исследований и в первую очередь, в пределах неогеновых магматических и осадочных образований на Агмаганском, Варданском хребтах.

8. В пределах выделенных ртутоносных поясов общекавказского простираения в поперечных структурах наблюдаются рудные узлы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армянской ССР. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армянской ССР. «Сов. геология», № 7, 1959.
3. Мидян А. Г. Ртутоносность территории Армянской ССР и некоторые закономерности размещения ртутных проявлений и ореолов рассеивания киновари. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 4, 1969.
4. Пиджян Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. X, № 3, 1957.

Р. Г. ГЕВОРКЯН, Г. Б. БАБАЯН, А. П. БОБРИЕВИЧ,
З. В. БАРТОШИНСКИЙ, Э. Х. ГУЛЯН, М. Г. ГАСПАРЯН,
Н. Д. ХАЧАТРЯН, Г. М. АРСЕНЯН, Б. С. ЛУНЕВ,
В. М. ОСОВЕЦКИЙ, Р. Е. УТКИН, М. И. САМОЙЛОВИЧ,
Л. Д. БЕЛИМЕНКО

МЕЛКИЕ АЛМАЗЫ ИЗ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЕНИИ

Вслед за случайной находкой двух крупных кристаллов алмаза [1] были предприняты систематические научно-исследовательские поисковые работы в районе находки (склоны Базумского хребта и бассейн р. Дзорагет), а также вдоль офиолитовых поясов Армении. В итоге проведенных исследований были обнаружены около трех десятков кристаллов мелких алмазов [2,3]. Преобладающая часть кристаллов была найдена в аллювии рек бассейна р. Дзорагет, размывающих в верховьях массивы гипербазитов. А на последнем этапе работ, с помощью винтового шлюза, было обнаружено зерно алмаза (минералоги Н. А. Косицина и А. И. Кетова) на северо-восточном побережье оз. Севан, в непосредственной близости от Джильского массива серпентинитов.

Последняя находка алмаза на Севанском участке показала очевидную возможную связь их с массивами ультраосновных пород вдоль всего Амасия-Севано-Акеринского гипербазитового пояса и окончательно отбросила суждение о возможной зараженности проб из Армении, высказанное ранее, поскольку пробы с Севанского побережья обрабатывались на месте их отбора, что исключает их заражение.

Мелкие алмазы, обнаруженные в рыхлых отложениях бассейна р. Дзорагет и оз. Севан, детально изучались в ИМР МГ СССР (г. Симферополь), Львовском ГУ, ЛОПИ, Пермского ГУ, ИПФ МССР (Кишинев), ВНИИСИМС и др.

Исследованные кристаллы (табл. 1) представляют собой мелкие кристаллики и их обломки, размер которых составляет десятые доли миллиметра. Вполне понятно, что такие незначительные размеры индивидов не позволили произвести полный комплекс кристалломорфологических и других исследований. В связи с этим остановимся лишь на микроскопической их характеристике и попытке сопоставления изученных алмазов с кристаллами этого минерала, установленных в других алмазоносных районах СССР.

Все описанные ниже мелкие зерна алмаза обнаружены в материале крупностью—1,0—0,65 мм. Размеры зерен находятся в пределах 0,1—0,3 мм. Кристаллы представлены различными морфологическими типоморфными индивидами. Первоначальный объем обрабатываемых проб из россыпей не превышал 1 м³. Изученные кристаллы алмаза были извлечены методами пенной флотации и винтового шлюза с последующей химической обработкой концентрата по общей схеме, разработанной в ИМР (Симферополь).

Наше внимание при проведении указанных выше работ было сосредоточено на двух важных обстоятельствах:

— так как число мелких алмазов значительно превышает количество крупных, то вероятность обнаружения и констатация алмазоносности должно быть в несколько раз выше. Это особенно важно для каждого нового и слабо изученного района на начальном этапе работ;

— установление алмазоносности аллювиальных отложений рек, размывающих гипербазитовые массивы, расположенные по всей полосе офиолитовых зон Армении (Севано-Амасийская, Приараксинская) могло бы расширить возможности прогнозирования также и в пределах ряда районов страны с предполагаемыми некимберлитовыми источниками алмазов [3].

Ниже показаны кристалломорфологические особенности большинства наиболее типичных (из обнаруженных) мелких алмазов. Описание произведено З. В. Бартошинским.

Характеристика алмазов из рыхлых отложений Армении

№ № п. п.	Размеры, мм	Ф о р м а	А д р е с	Ц в е т	Прозрач- ность	Цвет лю- минесцен- ции в УФ лучах	Интенсив- ность люминес- ценции
1	2	3	4	5	6	7	8
1	0,24	Обломок октаэдра	Бассейн р. Дзорагет	Бесцветный	Прозрачный	Неопреде- ленный	Слабая
2	0,21×0,27	Переходная: октаэдр ромбододекаэдр	„	„	„	Зеленый	Сильная
3	0,2 × 0,28	Обломок октаэдра	„	„	Прозрачный	„	„
4	0,2	Комбинация: кубо- октаэдр ромбододе- каэдр; некоторые вершины обломаны	„	Желтый	„	Оранжевый	Слабая
5	0,25×0,3	Обломок октаэдра	„	С розовым нацветом	Полупрозра- чный	„	Сильная
6	0,17×0,25	Обломок октаэдра	„	Бесцветный	Полупрозра- чный	Зеленый	Слабая
7	0,2 × 0,28	Куб, часть кристал- ла сколота	„	С розовым нацветом	Непрозра- чен	Оранжевый	Слабая
8	0,25×0,28	К у б	„	Зеленовато- серый	Полупрозра- чный	„	Средняя

1	2	3	4	5	6	7	8
9	0,21×0,25	Обломок микроагрегатного куба	Бассейн р. Дзрарет	Сиреневый	Непрозрачен	Оранжевый	Слабая
10	0,18×0,25	Обломок куба	"	Сиренево-розовый	"	Не люминесцирует	
11	0,17×0,2	Куб, часть кристалла сколота	"	Бесцветный	"	Оранжевый	Сильная
12	0,25×0,27	Обломок кубооктаэдра	"	С розовым нацветом	Полупрозрачный	Зеленый	Слабая
13	0,2 ×0,26	Двойник срастания кристаллов неясной огранки	"	Серый	"	"	"
14	0,19×0,24	Осколок неправильной формы	"	"	"	Оранжевый	Средняя
15	0,2 ×0,3	" "	"	С розовым нацветом	"	"	Сильная
16	0,18×0,25	" "	"	Бесцветный	"	"	Слабая
17	0,18×0,19	" "	"	С розовым нацветом	"	Желтый	Средняя
18	0,2	Микроагрегатное зерно неправильной формы	"	Коричнево-бурый	Непрозрачный	Не люминесцирует	
19	0,2 ×0,3	Куб, почти изометрический	"	Темный, дымчатобу-рый	Непрозрачный, блеск жирный	Не люминесцирует	
20	0,17×0,26	Плоский осколок	"	Серый	Просвечивает по периферии	Зеленый	Слабая

1	2	3	4	5	6	7	8
21	0,16×0,27	Куб, трещиноватый	Бассейн р. Дзорагет	Бледно- желтый	Просвечи- вает по пе- риферии	Оранжевый	Слабая
22	0,2 ×0,3	Обломок октаэдра	„	Темно- дымчатый	Непрозрач- ный	Не люминесцирует	
23	0,2 ×0,28	Обломок октаэдра	„	Дымчатый	Полупрозра- чный	Оранжевый	Слабая
24	0,18×0,25	Осколок неправиль- ной формы	„	Коричнево- бурый	Непрозрач- ный	Не люминесцирует	
25	0,2 ×0,3	Куб, осколок	„	Серый	Полупрозра- чный	Оранжевый	Слабая
26	0,4 ×0,2	Осколок неправиль- ной формы	Северо- восточное побережье оз. Севан	Бесцветный, с бледно- серовато- желтым оттенком	Прозрач- ный	Не люминесцирует	

ПАРТИЯ Б

Кристалл № 3. Бесформенный обломок бледно-коричневого цвета, по краям полупрозрачный, участками мутный из-за системы тончайших трещинок и черных точечных включений; его поверхность ноздреватая, неровная, участки как бы «зализанные». Блеск жирный, участками алмазный.

Кристалл № 4. Чистой воды осколок октаэдрической грани, к которой, с одной стороны примыкает узкая цилиндрическая поверхность (110), располагающаяся на месте его ребра. Индивид бесцветный. Поверхность осколка со стороны грани (111) ровная, покрытая системой тончайших паутиноподобных трещинок, придающих ей тусклый блеск. Параллельная грани поверхность скола скульптурирована струйчатым узором (в плане), возникновение которого обусловлено тончайшей ступенчатостью. Поверхность (110) слегка выпуклая, гладкая и блестящая. Примерно по ее середине, гипсометрически ниже, развит клиновидной формы участок, скульптурированный тончайшей штриховкой, следующей параллельно возможному ребру октаэдра.

ПАРТИЯ В

Кристалл № 5. Целый, бесцветный и «чистой воды» ромбододекаэдр, заметно вытянутый вдоль одной из осей симметрии второго порядка.

На одном из выходов тройной оси симметрии развита крупная плоская грань октаэдра, обладающая в плане дитригональной формой. Поверхности (110) ложбинообразные, в результате чего выходы тройных осей четко выделяются в виде пирамидальных выступов; гранный шов местами отсутствует, местами же выражен очень слабо, ребра довольно четкие, слегка закругленные. Поверхность ромбододекаэдра скульптурирована довольно четкой занозистой штриховкой вблизи выходов четверных осей, переходящей в скопление мелких каплевидных бугорков и грубую шагрень.

Кристалл № 6. Изометричный и целый прозрачный октаэдр бледно-коричневого цвета, с единичными трещинками

внутри. Индивид сложен тригональными слоями роста, заметно смещенными друг относительно друга по направлению к ребрам; такое смещение на отдельных гранях (111) заканчивается крупным и рельефным пирамидальным выступом. На месте ребер октаэдра развиты цилиндрические поверхности ромбододекаэдра скульптурированные тонкой параллельной штриховкой. На месте отдельных вершин развиты крупные, приближающиеся по форме к квадрату, неровные и шероховатые поверхности, наклоненные к четверным осям симметрии под углом около 30° .

Кристалл № 7. Непрозрачный обломок незакономерного сростка кристаллов кубического габитуса, содержащими вблизи поверхности единичные черные точечные включения. Цвет грязно-фиолетовый, блеск слабый жирный. Алмаз состоит из одного крупного индивида, с которым срastaются без заметной закономерной ориентировки, по крайней мере, два более мелких индивида. Ребра и вершины куба выражены плохо, закругленные поверхности (100) неровные, ноздреватые, покрытые большим числом мелких углублений.

Кристалл № 8. Бесцветный, полупрозрачный из-за сильной внутренней трещиноватости, неправильной формы обломок с группой черных точечных включений внутри. Поверхность неровная, ноздреватая, раковистая, местами с небольшими спайными площадками.

Кристалл № 9. Поврежденный, просвечивающий по краям сросток разновеликих кристаллов кубического габитуса, состоящий по крайней мере из трех индивидов. Алмаз обладает дымчато-бурым цветом, сильно трещиноватый, с мелкими точечными черными включениями внутри. Поверхности (100) неровные, ноздреватые, ребра куба лишь угадываются по резкому изгибу; индивиды срослись без заметной закономерной ориентации.

Кристалл № 10. Обломок полупрозрачного бледно-дымчатого сростка октаэдров с полицентрически растущими гранями; трещиноватый, блеск сильный, алмазный. Индивиды (их не менее трех) сложены довольно толстыми тригональными слоями роста, заметно смещенными друг отно-

сительно друга по направлению к ребрам. Грани октаэдра плоские, покрытые тончайшим узором паутиноподобных трещинок. Поверхности скола неровные, ноздреватые.

Кристалл № 11. По-видимому, представляет собой обломок поликристалльного сростка; цвет дымчатый, кристалл полупрозрачный, трещиноватый, с точечными черными включениями внутри. Поверхность зерна неровная, ноздреватая, кое-где с мелкими плоскими спайными площадками. Отдельные индивиды лишь угадываются по резким переломам на поверхности зерна.

Кристалл № 12. Темно-коричневый, непрозрачный. трещиноватый, с черными точечными включениями, кристалл кубического габитуса, одна из вершин которого притуплена крупной гранью октаэдра. Судя по всему, индивид обладает зональным строением, так как грани (111) более светлые, чем остальная его поверхность. Как поверхность (111), так и (100) неровная, ноздреватая.

Кристалл № 13. Прозрачный, бледно-коричневого цвета осколок, с раковистой, местами ноздреватой и плоской по (111) поверхностям скола; блеск жирный, довольно сильный.

Кристалл № 14. Бесцветный и весьма прозрачный осколок многогранной формы, со всех сторон ограниченный поверхностями скола. Последние, в случае прохождения по спайности, ровные и плоские, с очень тонкими полосами пластической деформации; кроме этой категории сколов, имеют место также раковистые и ступенчатые поверхности скола, на которых местами обнаружена тонкая маркировка.

Кристалл № 15. Клиновидной формы осколок, трещиноватый, с единичными черными точечными включениями внутри, блеск сильный, алмазный. Поверхности скола раковистые, неровные и ноздреватые, кое-где почти плоские.

Кристалл № 16. Бесцветный и весьма прозрачный спайный осколок плоскогранного октаэдра, лишь кое-где сохранивший реликты первоначальной огранки. Поверхности скола ровные и плоские, преимущественно по (111), с тон-

ким струйчатым орнаментом, местами неровные и раковистые.

Кристалл № 17. Обломок непрозрачного, просвечивающего по краям кристалла кубического габитуса дымчато-серого цвета. Поверхности (100) неровные, ноздреватые; на месте одной из них развито крупное, квадратной в плане формы, кратерообразное углубление со слабо выраженной ступенчатостью на своих склонах. Ребра куба выражены плохо. Поверхности скола неровные, раковистые и ноздреватые. Внутри индивида обнаружено облачное включение красного цвета, а вблизи одного из выходов тройной оси симметрии—тонкая примазка голубого цвета.

ПАРТИЯ Г

Кристалл № 19. Целый, почти изометричный куб темного дымчато-бурого цвета, непрозрачный, с жирным блеском. Поверхности (100) довольно четко ограниченные, с неровной ноздреватой поверхностью. Поверхности (110) на месте ребер куба широкие, выпуклые, скульптурированные тонкой поперечной штриховкой, переходящей в тонко-блоковый орнамент. Гранный шов не выражен, местами лишь угадывается.

Кристалл № 20. Целый, дымчато-серого цвета, просвечивающий по краям кристалл переходного габитуса, уплощенный вдоль одной из тройных осей симметрии; внутри—система тонких трещинок. Индивид сложен тригональными слоями роста, вся его поверхность довольно сильно изношенная, вершины и торцы слоев роста выражены плохо, поверхность граней октаэдра шероховатая. Блеск кристалла тусклый, жирный.

Кристалл № 21. Целый, почти изометричный, бледно-желтого цвета, сильно трещиноватый куб, просвечивающий по краям и содержащий внутри черные точечные включения. Поверхности (100) довольно хорошо ограниченные, неровные, ноздреватые. Поверхности (110) на месте ребер куба округло-ступенчатые, с тонкой поперечной штриховкой, местами переходящей в тонкоблоковый узор; гранный

шов выражен плохо, на месте отдельных вершин развиты миниатюрные дитригональной в плане формы плоские грани октаэдра. Блеск индивида жирный.

Кристалл № 22. Темно-дымчатый и непрозрачный поликристаллический сросток, обладающий тусклым, жирным блеском. Поверхность сростка неровная, сильно расчлененная, ноздреватая. Отдельные индивиды, очевидно, октаэдрического габитуса, лишь угадываются судя по очень мелким треугольной формы сильно блестящим площадкам.

Кристалл № 23. Неправильной формы обломок полупрозрачного дымчатого кристалла октаэдрического габитуса. По кое-где сохранившимся реликтам первоначальной огранки видно, что индивид был сложен тригональными слоями роста. Поверхности скола неровные, местами почти плоские, чаще раковистые и ноздреватые. Блеск сильный, жирный.

* * *

Как видно из морфологического описания алмазов из россыпей Армении, на них развиты те же формы, скульптуры поверхности и типы окрасок, что и на алмазах из других алмазоносных провинций мира. Сделаем попытку сопоставления мелких алмазов Армении с таковыми из Украины и Казахстана.

66,7% всех изученных алмазов представлено хорошо ограненными индивидами и их осколками, 9,5% — поликристалльными сростками, 23,8% — бесформенными осколками. Среди хорошо ограненных индивидов и их осколков 42,0% падает на кристаллы кубического габитуса, 50,0% — на кристаллы октаэдрического габитуса и 7,2% — на единственный ромбододекаэдр. На бесцветные кристаллы приходится 33,3% всех индивидов, на дымчато-бурые — 38,1%, на коричневые — 19,0%, на желтый и фиолетовый кристаллы по 4,8%. Большинство алмазов люминесцируют в УФ лучах. Сопоставляя этот небольшой статистический материал по внешним особенностям армянских алмазов с соответствующими литературными данными для алмазов Ук-

раины и Казахстана, легко заметить их значительное внешнее сходство.

Однако, учитывая то обстоятельство, что минеральные ассоциации, сопутствующие алмазам в Армении и на Украине существенно различные, а также учитывая в обоих случаях исключительную редкость кристаллов этого минерала, нам представляется маловероятной возможность заражения*) украинскими алмазами соответствующих проб с Армении в период их обработки в ИМР (г. Симферополь).

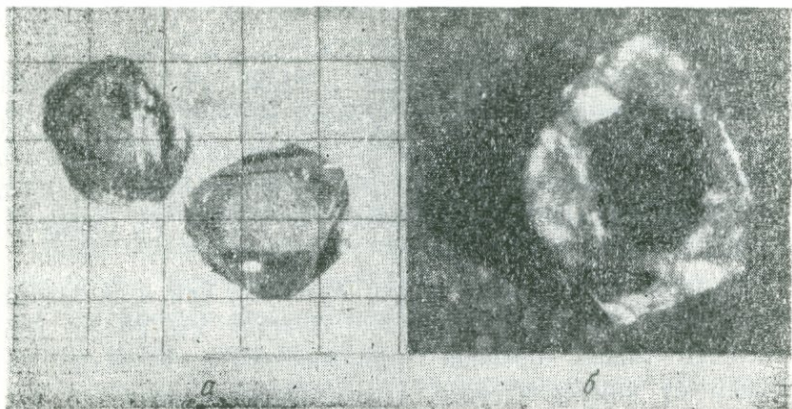
По всей вероятности, как в Армении, так и в некоторых других древних складчатых областях мы имеем дело с особым типом коренной алмазоносности, вероятно, отличным от кимберлитового. Представляется довольно достоверным, что в нашем случае, материнскими породами армянских алмазов являются гипербазитовые тела, пользующиеся на территории Армении широким распространением.

Само собой разумеется, что вопрос о коренных различиях армянских алмазов с подобными им мелкими кристаллами из других мест СССР может быть решен только на более представительном материале, базирующемся если уж не на тысячах, то по крайней мере на первых сотнях изученных индивидов.

Морфологический облик кристаллов алмазов из Армении показаны на фиг. 1 и 2.

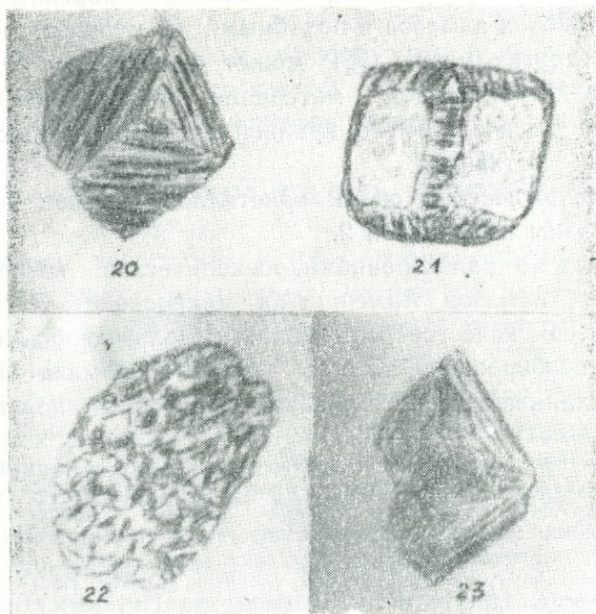
Проведено электронномикроскопическое исследование природных алмазов Армении на микроскопе УГ—М—6А (Япония). В качестве методики использовалось обычное сухое суспензирование, то есть кристалл алмаза размельчался механическим путем, затем полученный порошок на-

*) Суждение о возможной зараженности проб из Армении ранее было высказано в отчете. Этому противоречат произведенные новые находки в 1973—74 гг. алмазов в аллювии бассейна р. Дзорагет, а также ряд очевидных фактов, изложенных в отчетах. Находки новых кристаллов констатированы в Институте прикладной физики АН Молдавской ССР, Лаборатории прикладной геохимии ОНИР Ереванского политехнического института и ЛОПИ Пермского Госуниверситета в пробах, обработанных в стерильных условиях.



Фиг. 1.

Первые находки крупных кристаллов алмаза. а) Кристаллы №№ 1 и 2. Масштабная сетка—миллиметровая. Вес—10,5 и 11,0 мг.
б) Кристалл № 1.



Фиг. 2.

Зарисовки характерных форм некоторых изученных кристаллов алмаза.

носился на сеточку с угольной подложкой, избыток порошка удалялся встряхиванием.

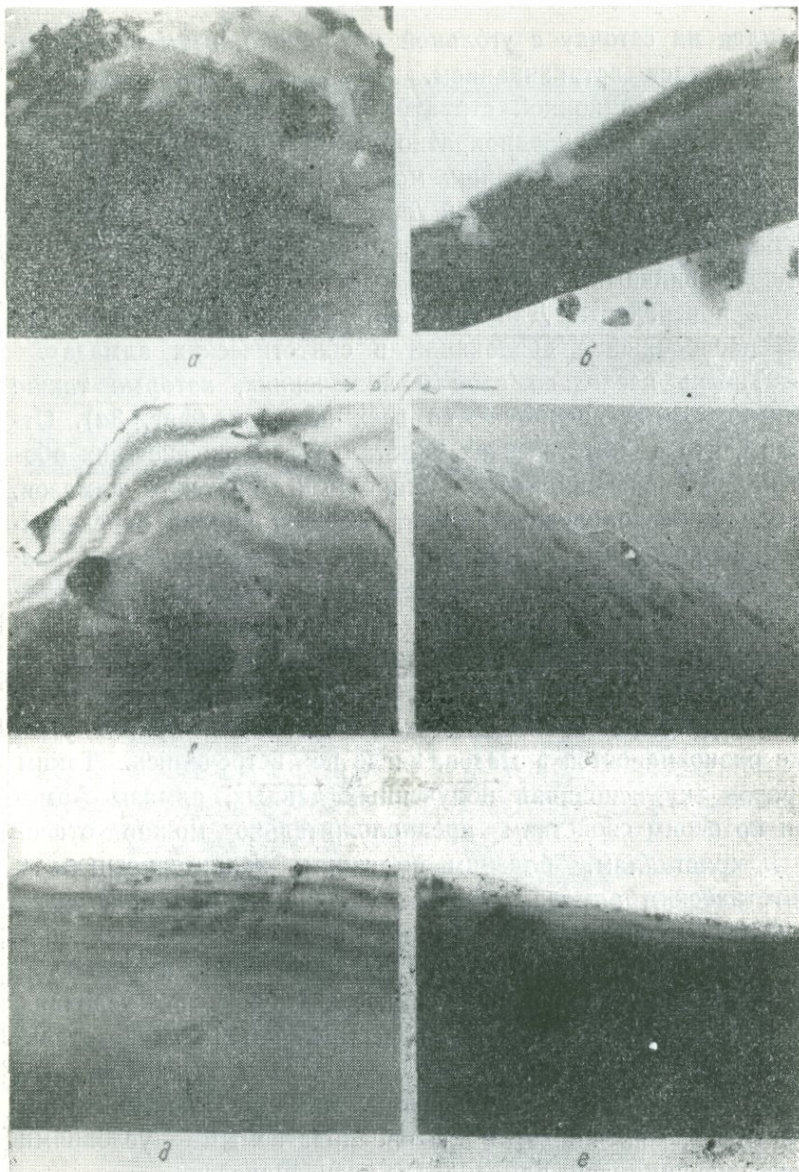
О дислокационной структуре природных и синтетических алмазов уже неоднократно упоминалось во многих работах. Поэтому здесь лишь можно привести несколько типичных снимков дислокаций. Если на фиг. 3а видна целая сетка дислокаций, то на фиг. 3б можно отметить присутствие единичных дислокаций, расположенных перпендикулярно поверхности. Для сравнения фиг. 3в дает характерное расположение дислокаций в синтетических алмазах.

Теперь несколько слов о включениях, которые также практически встречаются во всех алмазах (фиг. 3а). Отметим, что в синтетических кристаллах и во внешних оболочках IV разновидности природных якутских алмазов, наряду с беспорядочным, имеет место и вполне определенное распределение включений (фиг. 3г—характерное распределение включений в синтетических алмазах, фиг. 3д—во внешних зонах природных якутских алмазов IV разновидности). Подобное распределение включений было обнаружено и в природных алмазах Армении (фиг. 3е), хотя такого рода распределение включений, кроме упомянутых уже разновидностей алмазов, нигде не встречались. Таким образом, на основании полученных данных, алмазы Армении по своим свойствам предположительно можно отнести к кристаллам, близким по своим характеристикам к синтетическим алмазам, либо к внешним зонам природных алмазов Якутии IV разновидности.

Можно считать, что обилие дислокаций и характер распределения включений свидетельствуют об условиях роста в системах с высоким пересыщением (а следовательно и скоростями), как это имеет место в случае синтетических алмазов с нестабильными термодинамическими параметрами, по аналогии с предполагаемыми условиями роста внешних зон алмазов IV разновидности.

Следует отметить, что все сказанное относится к мелким алмазам Армении*), значит имеются все основания

*) Электронномикроскопическое исследование аналогичных мелких алмазов Украины показало их существенное отличие от алмазов, описанных в настоящей работе.



Фиг. 3. Электронномикроскопические снимки мелких алмазов: а) сетка дислокаций, ув. 28000; б) единичные дислокации, ув. 37200; в) характерное расположение дислокаций в синтетическом алмазе, ув. 50000; г) характерное распределение включений в синтетическом алмазе, ув. 150000; д) характерное распределение включений во внешних зонах якутских алмазов IV разновидности, ув. 57000; е) распределение включений в мелких алмазах Армении, ув. 40000.

предполагать, что природные условия алмазообразования в этом случае были близки к тем, что имеют место для синтетических алмазов, то есть сравнительно низкие температуры и давления и большие скорости роста. Это означает, что условия образования армянских алмазов существенно отличаются от условий роста большей части якутских алмазов, где подобные алмазы встречаются очень редко, даже беря в расчет алмазы IV разновидности целиком. Аналогия имеет место только для внешних зон, которые, как можно предположить, больше образовывались в процессе подъема магмы.

В ы в о д ы

1. Вслед за первой случайной находкой двух крупных кристаллов алмаза в районе Пушкинского перевала (Базумский хребет), в результате систематических и планомерных поисков около трех десятков мелких алмазов были обнаружены в рыхлых отложениях бассейна р. Дзорагет и северо-восточного побережья оз. Севан.

2. Установление алмазоносности рыхлых отложений рек, размывающих гипербазитовые массивы, расположенные по всей полосе офиолитовой Сева́но-Амасийской тектонической зоны, расширило возможности прогнозирования не только в Армении, но и в пределах ряда районов страны с предполагаемыми некимберлитовыми источниками алмазов (Камчатка, Урал, Онежское озеро, Тиман и др.).

3. Полученные результаты свидетельствуют о возможном проявлении на территории Армении коренных источников алмазов. Однако, здесь как и в ряде других районов, вероятно, мы имеем дело с отличным от кимберлитового типом алмазоносности—гипербазитовыми телами, пользующимися на территории Армении широким распространением.

4. По данным электронномикроскопического изучения, алмазы Армении по своим свойствам можно отнести к кристаллам, близким к синтетическим, либо к внешним зонам природных алмазов Якутии IV разновидности.

5. Термодинамические условия роста кристаллов в

этом случае отличались нестабильностью, сравнительно низкими параметрами температуры, давления и высокими скоростями.

ЕрПИ, Львовский и Пермский
госуниверситеты, ВНИИСИМС,
Управление геологии СМ Арм. ССР

Поступила 11. XI. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геворкян Р. Г., Дуденков Ю. А., Ключев Ю. А., Непша В. И., Павленко А. С., Платонов Г. Л., Шмаков В. С. О находке и исследовании первых кристаллов алмаза в Армении. ДАН Арм. ССР, 1975.
2. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Паланджян С. А., Егоров О. С. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении. «Геохимия», № 3, 1974.
3. Каминский Ф. В., Прокопчук Б. И. Новые источники алмазов. «Природа», № 10, 1974.
4. Лунев Б. С., Тюрин В. М., Осовецкий Б. М., Быков В. А., Старков Н. П. Об обнаружении мелких алмазов и муассанита в Вншерском алмазоносном районе. Сб. «Аллювий», вып. 1, Пермь, 1967.

Г. С. АВАКЯН

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН В ПАРАГЕНЕЗИСЕ С ЦЕОЛИТАМИ НА ПРИМЕРЕ НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРМЯНСКАЯ ССР)

Ноемберянское месторождение бентонитовых глин расположено на северной окраине Армянской ССР, на стыке трех Закавказских республик.

Месторождение приурочено к верхнемеловым вулканогенным и вулканогенно-осадочным отложениям, занимает обширную площадь—около 30 кв. км и тесно примыкает к цеолитовым породам—цеолититам, имея с ними постепенные переходы.

Месторождение сложено разнообразными известняками и реже песчаниками (в виде маломощных линз), туфобрекчиями, туфопесчаниками, туффитами, фельзитовыми туфами и бентонитизированными, цеолитизированными пепловыми и пемзовыми туфами.

Как бентонитовые глины, так и цеолититы образовались за счет вулканогенных пород—пеплово-пемзовых туфов, туфобрекчий и туфопесчаников. Более или менее мономинеральные и высококачественные разновидности образовались за счет пепловых и пемзовых туфов, из коих на территории Армении широким распространением пользуются первые.

На Ноемберянском месторождении выделяется пять участков распространения цеолитов и бентонитовых глин. Естественные обнажения последних обнаружены на двух участках—«Центральном» и «Новом».

Цеолититы в основном имеют голубую, светло-зеленую, реже серую и светло-серую окраску и на расстоянии хорошо выделяются на белом фоне вмещающих известковых пород. Бентонитовые же глины имеют светло-голубую, желто-зеленую, серую, светло-серую до белесоватой окраску, иногда сливающуюся с вмещающими их белесоватыми известняками, туфоизвестняками и фельзитовыми туфами, на расстоянии даже трудно отличимыми от них.

Морфологически бентонитовые глины представлены довольно выдержанными по мощности пластообразными телами (за исключением пластов, обнажающихся на дневной поверхности, некоторая часть которых размыва эрозией) с пологим падением на север-северо-восток, под углом 10—15°. Мощность отдельных пластов колеблется от 0,8 до нескольких десятков метров (до 150 и более метров вскрыты буровыми скважинами). Количество пластов бентонитовых глин на каждом участке доходит до 5—6 и более; отдельные пласты распространяются на площади около 4 кв. км.

При геолого-петрографическом исследовании Ноемберянского месторождения установлено, что на всей территории распространения цеолититов и бентонитовых глин, нигде не сохранились неизменные разновидности материнских пород (пеплово-пемзовые туфы, туфопесчаники, туфобрекчии и др.). Все они, без исключения, в той или иной степени цеолитизированы и бентонитизированы. Неизменными остались только фельзитовые туфы, фациально переходящие в материнские породы бентонитовых глин и цеолититов. То, что на месторождении нет свежих материнских пород и их постепенных переходов в цеолититы, оставляет много неясностей в процессе опознавания механизма превращения туфогенных пород в цеолититы; а то, что при переходе из цеолитизированных пород в бентонитовые глины имеются все переходные разности (от слабо бентонитизированных до бентонитовых глин), разрешает опознать все стадии этого превращения (фиг. 1).

Превращение пеплово-пемзовых туфов в цеолититы, т. е. их цеолитизация, протекала, по-видимому, путем гидратации и девитрификации (раскристаллизации) вулканического



Фиг. 1.

Образование бентонитовых глин за счет цеолитизированных пеплово-пемзовых туфов (обломки вулканического стекла, перешедшие в цеолиты, окаймляются яркополяризующим минералом—монтмориллонитом). Ник. П. Ув. 180.

стекла, без заметного нарушения структурно-текстурных особенностей первичной породы и поэтому, по всей вероятности, прежние исследователи района, в том числе и И. Х. Петров и П. П. Цамерян [3] не обнаружили цеолитизацию и пренебрегли ею. Бентонитизация же иногда проходила с интенсивным разложением вулканического стекла, нарушением сплошности материнских пород, до потери реликтовой пепловой структуры и с интенсивным выносом некоторых порообразующих окислов— Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 (табл. 1). Однако в большинстве бентонитовые глины тоже сохраняют реликтовую структуру материнских пород, что позволяет не только распознавать процесс бентонитизации, но и макро-

скопически выделять бентониты по типам их материнских пород. Последнее обстоятельство имеет большое практическое значение в том смысле, что в процессе полевых работ можно будет выделить качественные, наиболее перспективные участки бентонитовых глин, образовавшихся за счет пепловых и пемзовых туфов.

Слабо бентонитизированные породы сохраняют реликты структуры первичных материнских цеолитизированных пород. Цеолитизация охватывает центральные части пепловых частиц и осколков стекла, а периферийные зоны заняты яркополяризующим монтмориллонитом. Ширина монтмориллонитовой каемки прямо пропорциональна интенсивности изменения (бентонитизации). Монтмориллонитовая каемка увеличивается от краев к центру, как бы разъедая цеолиты и замещая их (фиг. 1). Это обстоятельство наряду с другими фактами, вопреки имеющимся и укоренившимся представлениям, что переход вулканического стекла в цеолиты протекает через промежуточный продукт—монтмориллонит [5], дает нам основание утверждать, что на Ноемберянском месторождении имеет место обратное явление, т. е. пепловые частицы и осколки вулканического стекла, первоначально, путем гидратации и девитрификации, были превращены в цеолиты, а последние, после более глубокого изменения, превращены в глинистые минералы типа монтмориллонита; но эта стадийность не строго соблюдается на всем месторождении и не распространяется на все пласты и горизонты бентонитовых глин.

Бентониты Ноемберянского месторождения относятся к вулканогенно-осадочному генетическому типу,—являются продуктом подводного преобразования вулканических пеплов и других кислых (липаритовые—липарито-дацитовые) пирокластических пород верхнемелового возраста (в основном верхний сантон-нижний кампан).

Во время накопления пирокластического материала верхнемеловое море отличалось повышенной щелочностью в связи с растворением адсорбированных на поверхности обломков вулканических стекол щелочных металлов и нормальной соленостью.

О таком режиме свидетельствуют преобразования кислого вулканического стекла и других пирокластических материалов в цеолиты (клиноптилолит и морденит)—продукты заведомо щелочной среды, отсутствие значительных концентраций минералов среды повышенной солености и др.

Весь механизм преобразования пирокластического материала в цеолиты, а после—в бентониты (монтмориллонит), нам представляется следующим образом: диагенез гидратация и раскристаллизация вулканического стекла происходил сразу же после их отложения в морском бассейне (ранний диагенез). Особенно интенсивно гидратируются вулканические пеплы, тонкие частицы которых долго продерживаются во взвешенном состоянии, а в иловом осадке интерстициальную воду сохраняют в неподвижном состоянии, образуя при этом закрытую или почти закрытую систему.

Слабая циркуляция межпоровых вод илового осадка (закрытая система) с одной стороны, и повышенная щелочность среды, с другой, создают благоприятные условия для быстрой гидратации и образования цеолитовых минералов.

Общеизвестно, что при диагенезе межпоровые растворы заимствованы из окружающей среды, т. е. из данного морского бассейна. Однако, в процессе диагенеза, состав межпоровых растворов может сильно отличаться от состава морских, даже придонных вод; щелочность (рН) межпоровых вод сильно повышается за счет растворения щелочных металлов из пород, с которыми соприкасаются эти воды. На Паужетке, отмечает С. И. Набоко [2], поровые растворы, например, на уровнях цеолитообразования более минерализованы, более щелочные, но в то же время относительно обогащены сульфат ионом. Основываясь на опытах, Н. И. Андрусенко и А. А. Москалюк, Э. Э. Сендеров и Н. И. Хитаров [4] отмечают: «Растворимость силикатных минералов или разложение пород или отдельных силикатных фаз, сопровождающееся преимущественным выносом в раствор более подвижных щелочей, обуславливает подщелачивание раствора, взаимодействующего с породой».

Таким образом, щелочность межпоровых растворов, заимствованных из верхнемелового моря вокруг вулкана «Кяси-кар», еще сильнее повышается за счет растворения щелочей из пирокластолитов, соприкасающихся с ними. В этом случае рН растворов доходила ≥ 10 , что доказывается определением рН суспензии, приготовленной из цеолититов Ноемберянского месторождения (аналитик Г. С. Асратян, Ерзоветинститут).

Ж. Милло [1] отмечает: «Проделанный неоднократно эксперимент показывает, что порошок силикатной породы, помещенный в сосуд с дистиллированной водой, придает ей щелочную реакцию. При фильтрации воды через вертикальную трубку, заполненную порошком гранита, рН образующегося раствора составляет 9,6». Эти явления объяснялись как результат реакций гидролиза между породой и раствором.

Щелочность растворов—один из определяющих факторов возможности цеолитизации, отмечают Э. Э. Сендеров и Н. И. Хитаров [4] и Р. Л. Хей [5]. Общепринятое представление, что цеолиты кристаллизуются в щелочной среде, подтверждают наблюдения в районах современного цеолитообразования, эксперименты по синтезу цеолитов, наконец, общие химические представления, из которых вытекает, что для вхождения алюминия в состав анионной группировки требуется высокая рН [4].

Р. Л. Хей [5] отмечает: «Как высокие значения рН, так и высокая соленость водной среды благоприятствуют быстрой реакции вулканического стекла с образованием цеолитов».

Временами, вслед за извержением вулканогенных пород, в морской бассейн поступали термальные воды и горячие газовые эманации, которые частично циркулировали через накопленный вулканогенный материал (особенно вблизи районов их выходов), несколько повышали температуру нижних слоев морской воды и понижали щелочность межпоровых вод от $\text{pH} \geq 10$ до $\text{pH} = 8-9$. Именно эти условия являлись благоприятными для преобразования как цеолитизированных, так и свежих пеплово-пемзовых туфов.

туфобрекчий и туфопесчаников в бентонитовые глины.

Э. Э. Сендеров и Н. И. Хитаров [4] отмечают: «В то время как при повышении температуры область цеолитов сменяется областью устойчивости полевых шпатов, при понижении рН растворов область цеолитов сменяется областью минералов со слоистой структурой—глин и слюд. Константа равновесия этих реакций зависит от соотношения активностей катионов и ионов водорода, что видно из схематического уравнения—цеолит + H^+ + Mg^{+2} → монтмориллонит + катион».

Если цеолитизация вулканогенного материала происходит в закрытой или почти закрытой системе под воздействием застойных межпоровых вод (заимствованных из морского бассейна) с повышенной щелочностью, то бентонитизация происходит в более открытой системе под воздействием тех же вод, смешанных с термальными водами и вулканическими газами, свободно циркулирующими в осадках и в условиях относительно низкой щелочности ($pH=8-9$). Этим же объясняется то обстоятельство, что грубообломочные пирокластиты (пемзовые туфы и туфобрекчии) в преобладающем большинстве превращены в бентониты (по этим породам, через крупные, сообщающиеся между собой пустоты, все время циркулировали интерстициальные воды и выносили за пределы пирокластитов растворенные пороодообразующие компоненты).

Таким образом, цеолиты Ноемберянского месторождения являются результатом воздействия высокощелочной ($pH \geq 10$) среды на вулканическое стекло, а бентониты—результатом воздействия умеренно-щелочной среды и поступления катионов Mg^{+2} .

О поступлении гидротермальных растворов в морской бассейн свидетельствуют обнаруженные в бентонитовых глинах прекрасно оформленные крупные кристаллы галенита (размерами до 3 см в поперечнике) и пирита (размерами от 0,5 до 3—4 см в поперечнике).

Небезынтересно отметить, что в бентонитовых глинах пиритизация отмечается повсеместно и встречается очень часто. Пиритизация сильно ослабевает в цеолито-бентони-

товых породах, а в цеолититах—вовсе отсутствует (среди мощных пластов цеолититов—мощностью до 60 м, насчитывающихся более 10-и, нигде не встречена пиритизация).

Пересчетами окисно-объемным методом установлено, что в процессе бентонитизации из цеолититов были вынесены: 224 кг/м³ кремнезема, или около 17% всего его количества, 25 кг/м³ глинозема, или 11% всего его количества и 8 кг/м³ окиси железа, или 26% всего его количества.

Эти цифры указывают, что рН морской воды в верхнемеловое время была в пределах 9. Однако, усилению растворения кремнезема из пирокластических пород во многом способствовало поступление ионов Mg^{+2} с гидротермальными растворами, что доказывается привносом MgO в бентониты, в количестве около 1 кг/м³ (табл. 1).

На Ноемберянском месторождении констатируется следующий факт: над каждым пластом бентонитовых глин, в перекрывающих известняках и туфоизвестняках, почти без исключения, отмечается интенсивное окремнение, выраженное в виде кремня, яшмы и халцедона. Интенсивность окремнения и мощность окремненной полосы прямо пропорциональна мощности подстилающих их пластов бентонитовых глин.

Наряду с этим, над пластами цеолититов окремнение выражено либо очень слабо, либо вовсе отсутствует. Вышеописанное обстоятельство приводит нас к заключению, что источниками кремнезема, в основном, являются бентонитизированные туфы, из коих в процессе бентонитизации был вынесен излишек кремнезема (224 кг/м³).

Механизм же осаждения кремнезема в перекрывающих известковых породах нам представляется следующим образом: растворенный из вулканогенных пород кремнезем при бентонитизации удерживается в растворе (вследствие удерживания ионами щелочных металлов— K^{+} и Na^{+}) до тех пор, пока полностью не завершится вулканогенное осадконакопление, подавляющее осадкообразование других типов, особенно карбоната кальция. Ионы же щелочных металлов выносились из вулканогенных пород параллельно с выносом кремнезема.

Изменение количества окислов в цеолитах Ноемберянского месторождения в процессе их бентонитизации

Окислы	Цеолититы с объемным весом 1,97 т/м ³		Цеолито-бентонитовые породы с объемным весом 1,75 т/м ³		+Привнос —Вынос, т	Бентониты с объемным весом 1,67 т/м ³		+Привнос —Вынос, т	+Привнос —Вынос, т
	Содерж. в весовых %	Колич. окислов в 1 м ³ (т)	Содерж. в весовых %	Колич. окислов в 1 м ³ (т)		Содерж. в весовых %	Колич. окислов в 1 м ³ (т)		
SiO ₂	66,18	1,304	65,30	1,113	—0,161	64,69	1,080	—0,063	—0,224
Al ₂ O ₃	11,44	0,255	11,67	0,204	—0,021	12,00	0,200	—0,004	—0,025
Fe ₂ O ₃	1,56	0,031	1,71	0,030	—0,001	1,40	0,023	—0,007	—0,008
FeO	0,34	0,007	0,28	0,005	—0,002	0,19	0,003	—0,002	—0,004
TiO ₂	0,19	0,004	0,23	0,004	—0,0	0,07	0,001	—0,003	—0,003
CaO	3,62	0,071	3,98	0,070	—0,001	3,60	0,060	—0,010	—0,011
MgO	1,24	0,024	1,45	0,025	+0,001	1,48	0,025	0,0	+0,001
MnO	сл	—	сл	—	—	сл	—	—	—
K ₂ O	1,85	0,036	2,15	0,038	+0,002	1,34	0,022	—0,016	—0,014
Na ₂ O	1,57	0,03	1,32	0,023	—0,008	1,34	0,022	—0,001	—0,009
Влага	3,30	0,065	3,83	0,067	+0,002	5,80	0,097	+0,030	+0,032

После завершения вулканогенного осадконакопления в морском бассейне активизировались ионы Ca^{+2} , которые и способствовали осаждению кремнезема. В первый период активизации иона Ca^{+2} , когда все количество растворенного кремнезема еще находилось в растворе, происходило обильное выпадение кремнезема параллельно с карбонатобразованием (однако с преобладанием кремния над карбонатом); и после, в связи с уменьшением количества растворенного кремнезема, постепенно уменьшалось его же количество в осадке и, вверх по разрезу, сводилось на нет.

Резюмируя вышеизложенное можно заключить, что диагенез вулканического стекла в верхнемеловом морском бассейне с образованием Ноемберянского месторождения бентонитовых глин протекал по двум основным схемам:

1) вулканическое стекло + вода $\rightarrow$ цеолиты (клиноптилолит + морденит); после образования цеолитов процесс диагенетического метасоматоза углубляется: цеолит + вода + $\text{Mg}^{+2} \rightarrow$ монтмориллонит + кремнезем в перекрывающих бентониты слоях карбонатных пород и металл-ионы в растворе;

2) вулканическое стекло + вода + $\text{Mg}^{+2} \rightarrow$ монтмориллонит + кремнезем в перекрывающих бентониты карбонатных породах и металл-ионы в растворе.

О гидротермально-диагенетическом происхождении бентонитов Ноемберянского месторождения свидетельствуют также следующие факты:

1. Наличие сульфидов гидротермального происхождения — галенита и пирита в бентонитовых глинах (вулканогенное или осадочное их образование отрицается тем, что они отмечаются исключительно в бентонитовых глинах, а в цеолититах и известняках вовсе отсутствуют).

2. Наличие остатков микрофауны в цеолититах и бентонитовых глинах.

3. Согласно залегающее окремнение перекрывающих бентонитовые глины известняков с тенденцией убывания окремнения вверх по разрезу.

4. Наличие более десятка пластов и пропластков бентонитовых глин, которые залегают согласно и имеют пос-

тепленные переходы с вмещающими цеолититами как по простиранию и падению, так и по мощности.

5. Чередование пластов цеолититов и бентонитовых глин с пластами и пропластками известняков и туфоизвестняков.

6. Отсутствие каких-либо секущих тел новообразований (кварца, халцедона, яшмы, цеолитов, карбонатов, монтмориллонита, железа, марганца и др.).

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 3. X. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ж. Милло. Геология глин. Изд-во «Недра», 1968.
2. С. И. Набоко. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.
3. И. Х. Петросов, П. П. Цамерян. Вещественный состав и условия образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
4. Э. Э. Сендеров, Н. И. Хитаров. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. Изд. «Наука», Москва, 1970.
5. R. L. Hay. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. Ceol. Soc. of Am. Spec. Paper, № 85, 1966.

М. П. ХОДЖОЯН

К РАЗРАБОТКЕ ТЕОРИИ ГАЗОГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АРМЯНСКОЙ ССР

Современные представления о подземных минеральных водах Армянской ССР и закономерностях их распространения основываются на обширном материале, полученном Управлением геологии Совета Министров Армянской ССР, Институтом геологических наук АН Арм. ССР, НИИ Курортологии и физиотерапии Министерства Здравоохранения Арм. ССР, Ереванским Государственным Университетом в процессе проведения региональных гидрогеологических и гидрохимических работ, составления кадастров подземных минеральных вод, детальных исследований месторождений минеральных вод, а также проведенных геологоразведочных работ на нефть и газ и другие полезные ископаемые.

Перечисленные исследования явились основой для крупных региональных сводок по подземным минеральным водам Армянской ССР, в которых в большей или меньшей степени рассмотрены особенности распространения и формирования минеральных вод в основных геоструктурных зонах республики, а также даны различные классификационные схемы этих вод. Такие сводки содержат много ценных сведений и обобщений по гидродинамике, гидрохимии, гидротермии минеральных вод, по новому освещают вопросы их поисков и разведки, намечают конкретные задачи дальнейших исследований. Вместе с тем, общим недостатком указанных работ является то, что в них слабо

освещены вопросы газового состава минеральных вод, который является важным показателем природной геохимической обстановки формирования этих вод, а также наряду со специфическим составом, определяет их бальнеологическую ценность.

Как указывает В. И. Вернадский, природные воды следует рассматривать как газоводные растворы, в которых существует равновесие: вода—газы, причем количество и состав газов строго определены для каждого типа вод.

За последние годы изучение геохимии природных газов и закономерностей их распределения в подземной гидросфере получило широкое развитие в нашей стране.

На территории Армянской ССР изучением газов подземных вод занимались А. А. Флоренский (1932), Н. В. Тагеева (1948), О. А. Бозоян (1954), Л. Н. Барабанов (1958), М. Г. Гуревич и Т. В. Кац (1959). С 1960 г. систематические исследования природных газов республики проводятся в Управлении геологии Совета Министров Армянской ССР в специальных лабораториях экспедиции «Нефтеразведка» и Гидрогеологической экспедиции. В результате этих работ в последние годы накоплен ценный и обширный материал о газовом составе подземных минеральных вод республики, который обобщен Р. Г. Арутюняном (1965), А. А. Тер-Мартirosяном (1968), Н. И. Долухановой и др. (1969), М. П. Ходжояном (1970, 1972, 1973). В 1974 году М. П. Ходжояном составлена «Схематическая карта газов подземных минеральных вод Армянской ССР» в масштабе 1:600000, где дана типизация газов, растворенных в минеральных водах, и показано их зональное распределение в крупных геоструктурных зонах республики.

На основе этих исследований приводится новая газогидрогеохимическая классификация подземных вод Армянской ССР, в которой выделяются 6 основных генетических типов вод по составу растворенных в них газов:

1. Углекислые.
2. Углекисло-азотные.
3. Углекисло-азотно-метановые (углекисло-метаново-азотные).

4. Азотно-углекислые (азотно-углекисло-метановые).
5. Азотно-метановые.
6. Метаново-азотные (метаново-азотно-углекислые).

Указанные генетические типы минеральных вод распространены в недрах республики крайне неравномерно.

По условиям их развития, гидрогеологическим и гидрохимическим особенностям на территории Армянской ССР выделяются две характерные области: эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная (согласно тектонической схеме Армянской ССР, по А. Т. Аслаяну 1958, 1970).

Эвгеосинклинальная область (Антикавказский и Севанский оротектонические пояса), сложенная преимущественно трещинными массивами магматогенно-метаморфических пород от эопалеозоя до неогена включительно, характеризуется развитием, главным образом, углекислых минеральных вод. Они образуют локальные динамические месторождения в трещинных системах зон тектонических нарушений и зон воздействия интрузивных тел на глубинах от 100 до 400 и более метров.

По физико-химическим особенностям среди углекислых вод выделяются холодные и термальные (до 64°C) разновидности, низкой и средней минерализации (от 2 до 16 г/л), сложного ионного состава (часто с участием шести основных ионов).

В пространственном размещении месторождений углекислых вод важная роль принадлежит Ширакско-Зангезурскому и Ани-Ордубадскому глубинным разломам, к которым приурочены также многочисленные центры вулканических извержений и очаги землетрясений.

Как правило, скопления углекислых вод локализируются в узлах пересечения региональных глубинных разломов с поперечными нарушениями сдвигового характера, с которыми связаны блоки интенсивно трещиноватых и хорошо пронизываемых массивных горных пород.

Часто месторождения углекислых вод трещинных массивов оказываются перекрытыми пластовыми системами пресных вод, заключенными в озерно-речных и лавовых образованиях внутригорных наложенных депрессий (Кирова-

канская, Гаварагетская, Личкская, Сисианская депрессии и др.). В этих случаях имеет место скрытая разгрузка сосредоточенных трещинно-жильных потоков углекислых вод в горизонты (напорные и безнапорные) пресных вод с образованием в последних месторождений минеральных вод «растечного» типа («очаговый» тип по Г. С. Вартапяну, 1970).

В некоторых наложенных депрессиях зарегистрированы пластовые системы минеральных вод, содержащие в растворенном состоянии, помимо углекислоты, также азот, метан и сероводород (Ширакская депрессия).

Миогеосинклинальная область (Араксинский оротектонический пояс), сложенная, в основном, нормально-осадочными образованиями, характеризуется, главным образом, площадным распространением подземных минеральных вод в песчано-глинистых образованиях палеоген-неогена, заполняющих глубокие (до 4—5 км) межгорные прогибы в пределах Ереванско-Ордубадской и Приараксинской структурных зон (Ереванский, Октемберянский, Арташатский и др. прогибы). В гидрогеологическом отношении эти структуры представляют собой типичные артезианские бассейны, содержащие порово-и трещинно-пластовые водонапорные системы с разделяющими их более или менее выдержанными по простиранию водоупорными экранами. Среди минеральных вод бассейнов выделяются субтермальные и термальные (до 90° и более), в основном, углекисло-азотные (на глубинах до 1000—1500 м), азотно-метановые (на глубинах 1500—2500 м) и метаново-азотные (на глубинах до 3000 м и более) типы вод, связанные между собой сложными переходами от углекисло-метаново-азотных до метаново-азотно-углекислых разновидностей. Химический состав вод однотипный, в основном, хлоридный и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый с минерализацией от 20—50 г/л до 110 г/л. В его формировании важная роль принадлежит соленосным отложениям, развитым в разрезе неогеновых пород, на контакте с которыми обычно отмечается резкое возрастание общей минерализации подземных вод.

В горноскладчатых районах данной области (Урц-Айоц-

дзорский антиклинорий и др.) зарегистрированы, в основном, углекислые минеральные воды, которые приурочены к полосе Ереванского глубинного разлома и участкам развития карбонатных пород палеозоя и мезозоя. Они образуют локальные месторождения в зонах тектонических нарушений, пересекающих сводовые части сильно разрушенных брахиформных антиклинальных структур (Урцкая, Вединская антиклинали); воды их холодные, в основном, гидрокарбонатно-кальциевые и натриевые, невысокой минерализации (до 5 г/л).

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 12. XI. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во Айпетрат. Ереван, 1958.
2. Геология Армянской ССР, том IX. Минеральные воды. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1969.
3. Ходжоян М. П., Ядоян Р. Б., Симонян Д. Я. Геохимия современных гидротерм Армянского вулканического нагорья. В сб. «Современные минералообразующие растворы». Петропавловск-Камчатский, 1970.
4. Ходжоян М. П. Природные газы в подземных водах Армянской ССР. Труды Центрального НИИ курортологии и физиотерапии, т. XXVIII, Москва, 1974.

Ж. М. ГРИГОРЯН, Н. М. ГРИГОРЯН

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ СОДОВЫХ ВОД ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Содовые воды могут быть использованы как источник получения природной соды, как поисковый критерий (важный гидрохимический показатель) обнаружения ископаемых отложений содовых минералов (трона, нахколит, досонит и др.) и как указатель среды (основной) образования, миграции и аккумуляции карбонатных солей.

С водами содового типа связано образование месторождений боратов, цеолитов, бентонитов, редкоземельных элементов, нефти и газа, меди, цинка, урана и других полезных ископаемых.

На территории Армянской ССР среди поверхностных и подземных вод различаются содовые, хлоридные и сульфатные воды. К содовым относятся воды, содержащие в своем составе карбонаты и бикарбонаты щелочных металлов (Na^+ и K^+). Принадлежность вод к содовому типу определяется следующими соотношениями ионов в эквивалентном выражении:



Среди содовых вод по преобладанию тех или иных ионов (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^-) различаются: карбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-магниевые, гидрокарбонатно-натриевые, сульфатно-натриевые и хлоридно-натриевые.

На территории Армянской ССР по степени минерализации встречаются следующие типы содовых вод: пресные—минерализация до 1 г/л (0,1%), солоноватые—1,0—35 г/л

(0,1—3,5%), соленые—более 35 г/л (более 3,5%) и рассолы—более 50 г/л (более 5%).

Почти все пресные воды территории Армянской ССР, которые используются для питьевых и бытовых целей, приурочены к андезито-базальтовым лавам и являются содосодержащими. Характеристика некоторых из них приводится в таблице 1.

Таблица 1

Наименование родника	Дебит, л/с	Общая минерализация, г/л	Содержание сода, г/л	Административный район
1. Акунк	218	0,09	0,04	Варденисский
2. Чахрлу	670	0,09	0,04	"
3. Кошабулаг	400	0,18	0,01	"
4. Карчахбюр	415	0,13	0,02	Сисианский
5. Шаки	2500	0,19	0,01	"
6. Базарчай	150	0,08	0,02	"
7. Спандарян	102	0,09	0,01	"
8. Батикян	1000	0,16	0,04	Камо
9. Арзни	1200	0,20	0,02	Абовянский
10. Назрасан	115	0,11	0,1	"
11. Гюмуш	200	0,18	0,1	"
12. Катнахбюр	700	0,09	0,02	"
13. Гарни	800	0,13	0,01	"
14. Ацарат	800	0,12	0,01	"
15. Кармрашен	89	0,26	0,17	Азизбековский
16. Апаран	684	0,44	0,33	Апаранский
17. Алапарс	70	0,18	0,04	Разданский
18. Личк	1200	0,23	0,02	Мартунинский
19. Мецамор	20000	0,21	0,2	Октемберянский
20. Ереван (I ГЭС)	398	0,04	0,01	—

Поверхностные воды некоторых озер и рек Армении также являются содовыми (табл. 2).

Таблица 2

Наименование	Общая минерализация, г/л	Содержание сода, г/л	Содовость, %
1. оз. Севан	0,8	0,22	27,5
2. р. Раздан	0,6	0,07	11,5
3. р. Аракс	1,13	0,56	50,0
4. р. Агстев	0,4	0,05	12,5
5. оз. Канчгали (Гегамский хребет)	0,06	0,014	23,3

Практический интерес представляют высокоминерализо-

ванные содовые воды, приуроченные к различным толщам и возрастам пород, описание которых приводится ниже.

Г. Содовые воды, приуроченные к древней метаморфической толще. А) Анкаванская группа термальных и холодных вод, расположенная в пределах бассейна р. Мармарик, на абсолютных отметках 1700—2400 м. Источники приурочены к метаморфическим и катаклазированным интрузивным породам. По неполным данным (табл. 3). ежесуточный вынос солей водами этих источников составляет около 36,5 т, в том числе соды—около 8,5 т.

Таблица 3

№№ скв.	Общая минерализация, г/л	Содержание соды		Суточный дебит, м³	Суточный вынос солей	
		%	г/л		Всего, кг	В т. ч. соды
Участок Анкаван						
3	8,7	16	1,4	864,0	7516	1210
4	7,6	20	1,5	432,0	3283	684
7	6,1	19	1,16	432,0	2635	475
8	6,3	27	1,70	1036,8	6532	1763
9	8,3	15	1,24	259,2	2151	321
10	5,4	32	1,73	172,8	933	299
14	4,2	26	1,1	622,0	2612	684
17	6,7	20	1,4	673,9	4515	944
Участок Уляшик						
11	9,2	20,5	4,1	864,0	795	400
16	7,1	43	3,1	190,0	1350	289
1	4,8	24	1,2	864,0	4147	1012
Итого:				6410,0	36469	8381

Б) Арзакан-Бжнинская группа высокодебитных содовых вод расположена в районе с. Бжни и Арзакан в пределах бассейна рр. Раздан и Далар. Здесь имеется три водоносных горизонта, которые приурочены к метаморфическим сланцам и гнейсам. Содовость термальных вод составляет 50—65% при общей минерализации 5—6 г/л и температуре 34—43,5° (табл. 4).

Из данных таблицы следует, что ежедневный вынос солей (из метаморфической толщи) пятью скважинами Бжни-Арзаканской группы составляет около 11 т, в том числе соды (NaHCO_3)—5,2 т, поваренной соли—2,5 т, сульфата

Номер скважины	Суточный дебит, л.	Общая ми- нерализ., г/л	Содержа- ние соды, г/л	Вынос солей в сутки, кг	В т. ч. вы- нос соды в сутки, кг
Скв. 1/67 с. Бжни	691200	5	2,7	3456	1866
Скв. 8/67 с. Бжни	69120	6,7	3,2	422	220
Скв. 3/67 Арзакан	864000	5,2	3,2	4493	2765
Скв. 23/68 Арзакан	216000	5,4	3,2	1166	690
Скв. 14/68 Арзакан	216000	5,4	3,3	1166	714
Итого:	2056320			10703	5245

натрия (Na_2SO_4) около 1,5 т.

II. Содовые воды, приуроченные к юрской толще вулканогенно-осадочных пород. Из 32 водоисточников, приуроченных к юрским породам Северной Армении, 23 являются содовыми, причем общая минерализация их колеблется в пределах 1—4 г/л, а содержание соды 0,12—0,8 г/л.

В Кафанском районе, содовые воды приуроченные к юрским породам имеют общую минерализацию 1—3 г/л с содержанием соды в них от 0,1 до 0,3 г/л. Источники малodeбитные. В минеральных водах с. Татев содержание соды также незначительное и колеблется в пределах 0,04—0,12 г/л.

III. Содовые воды, приуроченные к мергельно-известковой толще верхнего мела, известны в Иджеванском районе (Севкар, Лалигюх), где в водах содержание соды составляет 0,4—0,8 г/л при общей минерализации 2—3 г/л; в Ноемберянском районе воды источников содержат общую минерализацию 1—2 г/л и соду—0,5 г/л; в Сисианском районе воды источников местностей Урут и Шамб содержат соды 1—2 г/л при общей минерализации 2—5 г/л.

IV. Содовые воды, приуроченные к кайнозойским отложениям.

В возрастном отношении содовые воды приурочены к дат-палеоценовым, эоценовым (в особенности средне-эоценовым), олигоценовым, миоценовым и плиоценовым отложениям.

Основные запасы содовых вод следует связывать с синклинальными складками, сложенными в основном, карбонатными и вулканогенно-осадочными породами кайнозоя. К таким структурам следует отнести Азизбековский синклинорий с содовыми водами Джермук, Азатек, Орбатех, Малишка, Гюллидуз и др.; Чатминский синклинорий с содовыми водами Двин, Мхчян, Дмитрово; Канакер-Егвардский грабен—синклиналь с содовыми водами Арзни, Аркель, Авазан; Северо-Ленинаканская и Чичханская синклинали, Дилижан-Кироваканский и Иджезанский синклинорий, Октемберянская и Ереванская синклинали и др.

По содержанию соды ($\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$) в водах кайнозойских отложений Армении выделяются:

а) Высокоминерализованные промышленно-кондиционные воды, где содержание соды 5 и более г/л (0,5%).

б) Богатые содовые воды, где содержание соды от 2 до 5 г/л (табл. 5).

В описываемых высокоминерализованных содовых водах, помимо соды присутствуют сульфат натрия, поваренная соль, бор, бром, йод, литий и др. Например, воды скважины № 11 (Октемберян) кроме соды содержат: KCl —0,5 г/л, NaCl —32,7 г/л; Na_2SO_4 —2,7 г/л; Br —47 мг/л; I —15 мг/л; HBO_2 —709,45 мг/л; H_2SO_3 —49,46 мг/л; CO_2 —400 мг/л. В Двинских водах кроме соды, сульфата натрия, галита, содержание бора (B_2O_3) составляет—1600—1800 мг/л; брома около 60 мг/л, йода—20 мг/л, лития—до 112 мг/л.

В водах Орбатехского месторождения бороносных вод при средневзвешенном содержании бора—300 мг/л содержание соды составляет от 1 до 4,3 г/л (в среднем 3 г/л), сульфата натрия—от 0,5 до 1,6 г/л, поваренной соли—от 0,5 до 10 г/л, брома—3—25 мг/л, углекислого газа от 0,6 до 2 г/л, бикарбоната магния—0,2—1 г/л и бикарбоната кальция—0,4—2 г/л. Некоторые из вышеописываемых содовых вод—Двинские, Октемберянские, Разданские (скв. 30, скв. 15, скв. 5 и др.) по своему вещественному составу, степени общей минерализации, геолого-структурной об-

№ п. п.	Наименование источника	Общая минерализация, г/л	Содержание соды, г/л	Породы и возраст
1.	Каракала, скв. 11	44	7,4	Песчаники, эоцен
2.	Скважина, № 49	38,3	7,1	„ миоцен
3.	Октемберян, скв. 13	7,3	5,1	„ „
4.	Скв. 47, структурная	11,6	10,1	„ „
5.	Скв. 1, Арташат	23,6	21,8	Песчаники, сармат
6.	Скв. 2, Мхчян	17,5	6,9	Песчаники, эоцен
7.	Скв. 3, Мхчян	37,4	0,5	Песчаники, эоцен
8.	Двин, источник	36,8	7,3	„ „
9.	Скв. 7, Октемберян	6,0	5,1	„ „
10.	Скв. 24, Двин	41,4	9,2	„ „
11.	Скв. 23, Двин	31,1	6,7	„ „
12.	Скв. 26, Двин	32,9	5,7	„ „
13.	Скв. 25, Двин	24,6	7,3	„ „
14.	Скв. 31, Двин	31,4	11,9	„ „
15.	Скв. 15, Арзни	31,2	6,7	„ „
16.	Скв. 30, Фонтан	38,6	14,3	„ „
17.	Скв. 14, Раздан	15,3	6,1	„ „
18.	Скв. 5, Раздан	45,6	6,9	„ „
19.	Забой 5, Арпа-Севан (Гюллидуз)	17,4	8,4	Вулканогенно-осад., эоцен
20.	Село Жданово, скв.	10,0	4,2	Песчаники, эоцен
21.	Орбатехское м-ние бороносных вод	16	3	Вулканогенно-осад., средний эоцен
22.	Катнахпюр	7,0	3,8	Песчаники, ср. эоцен
23.	Тоннель (Мартуни)	6,0	2,8	Вулканогенно-осад., эоцен
24.	Малишка	7,0	3,0	„ „
25.	Агаракадзор	8,0	3,0	„ „
26.	Софулу	6,0	3,0	„ „
27.	Мамарза	6	2,5	„ „
28.	Бзовдал	6	2,1	„ „
29.	Опорная скв. Октемберян	25	2	Песчаники, миоцен
30.	Кечут	6	2	Вулканогенно-осад., эоцен
31.	Дараяурт	9	2	„ „
32.	Джермук	5	2	Вулкан.-осад. эоцен
33.	Карашен	4	2,3	Песчаники, эоцен
34.	Шамб	5	2	Песчаники, плиоцен
35.	Азатек	6	2	Вулкан.-осад. эоцен
36.	Лернадзор	8	3	„ „
37.	Скв. 20, Раздан	15,1	3	„ „
38.	Скв. 15, Раздан	22,6	3,8	„ „

становке идентичны содовым водам эксплуатируемых месторождений ископаемой соды (троны, нахколита, шортита, досонита и др.) Калифорнии, Юты и Войоминга (США).

Подземные, высокосодовые воды Армении пользуются

очаговым и площадным распространением. Некоторые из них приурочиваются к тектоническим разломам (Дилижан, Джермук и др.) и являются ювенильными. Двинские, Октемберянские и Разданские высокоминерализованные содовые воды приурочены к осадочным породам кайнозоя, где широко развиты мощные (до 600 м и более) отложения каменной соли и нефтегазопроявления в солевмещающих породах, причем кайнозойские породы в Араратской долине и Приереванской впадине имеют мощность до 3000 и более метров.

Содовые воды бассейна р. Арпа (Орбатех, Шатин, Малишка и др.), по всей вероятности, являются инфильтрационными, которые образовались за счет содоносных отложений, так как здесь содоносны лишь воды, приуроченные к среднеэоценовым вулканогенно-осадочным породам, которые имеют широкое развитие.

В Дилижане, на левом берегу р. Агстев подземные воды (скв. 2, инт. 106—136), приуроченные к среднеэоценовым (?) вулканогенно-осадочным породам (конгломератам и песчаникам с горючими сланцами), являются содовыми при общей минерализации 2,45 г/л (содержание соды составляет 1,41 г/л). В вышеуказанных коренных породах, по данным 9 керновых проб содержание соды составляет 0,2—0,32%. Это позволяет предполагать, что содовые воды здесь образуются за счет содовых минералов (трона) присутствующих в коренных породах.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие прогнозы (фиг. 1) и выводы:

1. Некоторые высокоминерализованные содовые воды территории Армении—Двинские, Октемберянские, Разданские, Орбатехские и др., где содержание карбоната и бикарбоната натрия 5 и более г/л, можно рассматривать как самостоятельные содопроявления и природное сырье, где возможные запасы составляют от 2 до 100 и более тыс. м³/сутки. Несомненно, эксплуатация таких вод рентабельна благодаря комплексному извлечению из них, помимо соды, также сульфата натрия, хлористого калия, поваренной соли, бора, брома, лития и др. элементов. С этой точки зре-

ния наибольший промышленный интерес представляет Орбатехское месторождение бороносных и содоносных вод, где подсчитаны общие эксплуатационные запасы вод в объеме ($2100 \text{ м}^3/\text{сутки}$).

2. Высокоминерализованные содовые воды Армении надо рассматривать как прямой поисковый признак для обнаружения залежей ископаемой соды наподобие впадины Грин-Ривер (США), где задолго до открытия крупнейшего месторождения троны были известны высокосодовые и высокоминерализованные подземные воды.

3. Интерес представляют проявления сульфата натрия, цеолитов, монтмориллонитов и бентонитов, которые являются косвенным показателем возможной содоносности осадочных и вулканогенно-осадочных отложений территории Армении.

Таким образом, наличие высокоминерализованных содовых вод, наряду с благоприятными структурно-морфологическими, палеогеографическими, геолого-фациальными (развитие галогенных, озерных, осадочных и вулканогенно-осадочных пород) условиями и наличием косвенных признаков (цеолиты, бораты, сульфат натрия, монтмориллониты и др.) подтверждают перспективность территории Армении для выявления месторождений природной соды как лимногенных (озерные), так и катагенных содоносных образований—досонитовых пород. Последние представляют большой интерес как источники содового и алюминиевого сырья.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 21. IX. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Предварительные указания по проведению прогнозных и ревизионно-поисковых работ на месторождениях природной соды. Казань, 1973.
3. Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Геология и минералогия ископаемых содоносных отложений формации Грин-Ривер, США. Обзор ВИЭМС, М. 1971.

4. *Габриелян А. А. и др.* Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 1—2, том. XXI, Ереван, 1968.
5. *Демехин А. П.* Минеральные воды бассейна р. Арпа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
6. *Долуханова Н. И.* Геология Армянской ССР, том IX. Минеральные воды. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1969.
7. *Карапетян В. М.* Нефтегазоносность разреза отложений Октемберянского прогиба. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», том XXIV № 6, 1970.
8. *Тер-Мартirosян А. А.* Гидрогеология СССР, том XI. Изд. «Недра», Москва, 1968.

О. А. БОЗОЯН

К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ СОЛЕВОГО СОСТАВА УГЛЕКИСЛЫХ ГИДРОКАРБОНАТНО-НАТРИЕВЫХ ВОД

Для углекислых минеральных вод характерным является наличие солей гидрокарбоната натрия и калия. Воды подобного состава были детально изучены А. М. Овчинниковым [13, 14, 15, 16], В. В. Ивановым [11], Ф. А. Макаренко [12], А. Е. Бабинцом и др. [1], А. Л. Шинкаренко [19], С. А. Шагоянцом [18], М. И. Врублевским [8], Н. И. Долухановой [10], Л. Н. Барабановым [2, 3], О. А. Бозояном [5, 6], А. Н. Бунеевым [7], Е. А. Голевой [9], И. Я. Пантелеевым [17] и др. Большинство из этих исследователей утверждают, что накопление гидрокарбонатных солей в углекислых водах происходит в результате взаимодействия водного раствора угольной кислоты с окружающими породами. Источниками углекислого газа считаются тектонически активные центры.

Инфильтрационные воды насыщенные и пересыщенные углекислым газом по пути движения могут растворять карбонатную часть породы путем нижеследующих реакций:



Водные растворы угольной кислоты обладают восстановительным свойством и поэтому железо в них присутствует только в двухвалентном состоянии. При выходе на земную поверхность, эти воды претерпевают глубокие физико-химические изменения, которые выражаются в дега-

Сравнительные характеристики составов вод

Воды, формирующиеся при отсутствии углекислоты	Формула химического состава	Воды, формирующиеся в присутствии углекислоты	Формула химического состава
Озеро Натрон (Восточная Африка)	$M_{155,6} \frac{HCO_3 \ 79 \ Cl \ 19}{(Na + K) \ 99}$	Боржоми, Гр. ССР	$M_{6,14} \frac{HCO_3 \ 88 \ Cl \ 11}{Na \ 86}$
Озеро Тантар (Алтайский край)	$M_{155,0} \frac{(HCO_3 + CO_3) \ 60 \ Cl \ 27,4}{Na \ 99}$	Виши (Франция)	$M_7 \frac{HCO_3 \ 82 \ Cl \ 10}{Na \ 98}$
Озеро Узкого, Курганская область (южн. часть Зап. Сибири)	$M_{10,5} \frac{HCO_3 \ 94,6}{Na \ 99}$	Босак (Венгрия)	$M_{27,5} \frac{HCO_3 \ 78 \ Cl \ 22}{Na \ 98}$
Чепчек (Читинская область)	$M_{22} \frac{HCO_3 \ 75}{Na \ 99}$	Дилижан (Арм. ССР)	$M_{3,0} \frac{HCO_3 \ 89}{Na \ 90}$
Ричел-Су	$M_{10} \frac{HCO_3 \ 75}{(Na + K) \ 98}$	Катнахпюр (Арм. ССР)	$M_3 \frac{HCO_3 \ 90}{Na \ 90}$
Село Кастрино в р-не Евпатории (Украина)	$M_{16,6} \frac{HCO_3 \ 51 \ Cl \ 48}{Na \ 91}$	Колодец № 2 санатория Голбитое, Закарпатская обл. Украины	$M_{8,1} \frac{HCO_3 \ 96}{Na \ 89}$
Сабичи (Аз. ССР)	$M_{7,0} \frac{Cl \ 62 \ HCO_3 \ 37}{Na \ 99}$	Поляно Квасово, Славянский р-н Закарпатской Украины	$M_{10,9} \frac{HCO_3 \ 88}{Na \ 95}$
Небур Кобостано, Апшерон	$M_{10,3} \frac{HCO_3 \ 51 \ Cl \ 43}{Na \ 91}$	Село Маяка, Кашгатская область	$M_{3,3} \frac{HCO_3 \ 61 \ Cl \ 37}{Na \ 61 \ Ca \ 28}$

Сравнительные характеристики составов вод

Воды, формирующиеся при отсутствии углекислоты	Формула химического состава	Воды, формирующиеся в присутствии углекислоты	Формула химического состава
Скв. 7, глуб. 631—639 м, Грин-Ривер, впадина Уинта, США	$M_{102,5} \frac{Cl\ 71\ (HCO_3 + CO_3)\ 27}{Na\ 100}$	Пятигорск, бур. 20	$M_{10} \frac{Cl\ 68\ HCO_3\ 26}{Na\ 88}$
Оз. Киран (Бурятская АССР)	$M_{137} \frac{Cl\ 50\ HCO_3\ 33}{Na\ 99}$	Двин (Арм. ССР)	$M_{50} \frac{Cl\ 67\ HCO_3\ 33}{Na\ 95}$
Оз. Ван (Турция)	$M_{20} \frac{Cl\ 46\ HCO_3\ 21,3}{Cl\ 46\ HCO_3\ 21,3}$	Ля-Бурбуль (Франция)	$M_{5,6} \frac{Cl\ 61\ HCO_3\ 35}{(Na+K)\ 96}$
Предкарпатского прогиба с Ростоки	$M_{12,7} \frac{Cl\ 78\ HCO_3\ 21,3}{Na\ 99}$	Синегорский	$M_{21,6} \frac{Cl\ 64\ HCO_3\ 36}{(Na+K)\ 87}$
Шаховский, скв. 1334	$M_{16} \frac{Cl\ 60\ (HCO_3 + CO_3)\ 29}{Na\ 85}$	Квасы Раховского р-на, Закарп. обл. Украины	$M_{5,3} \frac{Cl\ 55\ HCO_3\ 45}{Na\ 63\ Ca\ 19\ Mg\ 12}$
Охинская, скв. 594	$M_{20} \frac{Cl\ 79\ HCO_3\ 21}{(Na+K)\ 98}$	Дары-Даг (Аз. ССР)	$M_{14,6} \frac{Cl\ 61\ HCO_3\ 30}{Na\ 79\ Ca\ 11}$

зации угольной кислоты, абсорбировании атмосферного воздуха, изменении окислительно-восстановительного потенциала. В этих случаях происходит выпадение солей CaCO_3 , MgCO_3 , а двухвалентное железо переходит в трехвалентное состояние.

Таким путем возникают гидрокарбонатно-кальциево-магниевые воды, так как вода, лишенная угольной кислоты, не может из окружающей среды растворить гидрокарбонат кальция и магния.

Мнение вышеупомянутых авторов справедливо о путях формирования углекислых гидрокарбонатно-кальциево-магниевых вод. Если мнение этих исследователей также справедливо для углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод, то возникает вопрос: почему воды углекислого гидрокарбонатно-натриевого состава в природе имеют ограниченное распространение? Для решения вопроса генезиса вод гидрокарбонатно-натриевого состава, обратимся к таблицам 1 и 2. В них приводятся гидрохимические характеристики современных озер и минерализованных углекислых вод различных режимов. При этом обнаруживается большое сходство между составом озерных минерализованных вод и углекислых. Например, химический состав углекислой воды знаменитого источника Виши (Франция) близок к составу вод озера Танатор. Минеральная вода Дилижана (Арм. ССР) является аналогом воды Чепчека (Читинская область); а высокоминерализованная вода озера Киран (Бурятская АССР) является аналогом минеральной воды Двин (Арм. ССР) и т. д.

Приведенные в таблицах 1 и 2 данные позволяют сделать вывод: ионно-солевой состав современных углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод формируется за счет погребенных озерных солевых отложений гидрокарбонатно-натриевого состава и их присутствие следует рассматривать как индикатор при поиске месторождений соды в этих районах.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабинец А. Е., Гордиенко Е. Е., Денисова В. Р. Лечебные минеральные воды и курорты Украины. Из-во АН Укр. ССР, Киев, 1963.
2. Барабанов А. Н. Термальные и минеральные воды Малого Кавказа, 1958.
3. Барабанов Л. Н. Термальные воды Малого Кавказа. Тр. лабор. гидрогеологич. проб. им. Ф. П. Саваренского, т. 37, 1961.
4. Баталин и др. Месторождения природной соды и условия их образования, 1973.
5. Бозоян О. А. Углекислые рассолы Армянской ССР. В книге «Информ. метод. местор. по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники лечебных вод, грязей», бюлл. № 5, М., 1962.
6. Бозоян О. А. К вопросу формирования углекислых термальных вод курорта Джермук. Сб. научн. трудов ин-та Курортологии Арм. ССР, Ереван, 1964.
7. Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии мин. вод осадоч. пород. Центр. ин-т Курортологии Минздрава СССР, 1956.
8. Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа. Л. 1962.
9. Голева Е. А. Новые районы распространения мин. вод Западной Украины. Информ. методич. материалы по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники мин. вод, выпуск V, М., 1962.
10. Долуханова Н. И. Геология Армянской ССР, т. 9 (Минеральные воды), Ереван, 1969.
11. Иванов В. В. Основные закономерности образования и распространения минеральных вод СССР. Сбор. проб гидрогеологии, М., 1960.
12. Макаренко Ф. А. О происхождении углекислых соляно-щелочных вод в районе Кавминвод. Докл. АН СССР, т. 2, 1950.
13. Овчинников А. М. Типы месторождений минеральных вод. «Сов. геология», сб. 40, 1949.
14. Овчинников А. М. Гидрогеологический очерк района Кавминвод. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР», М., 1951.
15. Овчинников А. М. Минеральные воды, М., 1963.
16. Овчинников А. М. Условия формирования месторождений угл. вод. В сб. «Вопросы формирования и распространения вод», М., 1960.
17. Пантелеев И. Я. Есентукские соляно-щелочные воды в системе Кавминвод. Изд. АН СССР, М., 1963.
18. Шагоянц С. А. Подземные воды центральной и восточной частей Сев. Кавказа и условия их формирования. М., 1959.
19. Шинкаренко А. Л. Гидрохимическая характеристика и вопросы генезиса Есентукских углекислых вод. Тр. научно-иссл. ин-та Кавминвод, т. 23—25, 1946.

Ц. Г. АКОПЯН, С. Н. НАЗАРЕТЯН

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И СХЕМА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

При геотектоническом районировании территории Армении геологическими методами исследователи сталкиваются с некоторыми обстоятельствами, с которыми связано существование разных тектонических схем. Это в первую очередь то, что покрытость большей части территории третичными и четвертичными образованиями не позволяет точно выделить границы тектонических зон и подзон. Если тектонические схемы разных исследователей (К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян и др.) в первом приближении совпадают, то отмечается существенное расхождение между проведенными ими границами. Границы выделяются по поверхностным критериям и с помощью наличия связи между поверхностными структурами с глубинными, что понятно, однозначно решить трудно.

Вторым, немаловажным обстоятельством является несовпадение по направлению основных структур главного геосинклинального подэтапа развития коры республики и орогенного. Крупные структуры, образовавшиеся в неотектоническое время, часто под большим углом секут главные структуры допалеогенового возраста. Поэтому некоторые исследователи (Л. Н. Леонтьев, А. Т. Асланян) выделяют тектонические схемы донеогеновой или допалеогеновой зональности и схемы неоген-антропогенного (орогенного) подэтапа. По мнению А. А. Габриеляна, при тектоническом районировании следует принять современный структурный план,

формировавшийся в разные подэтапы тектонического развития.

И третье, к вопросу геотектонического районирования разные исследователи имеют разные подходы, принимают разные принципы, придавая преимущество тем или иным критериям.

Применением геофизических методов исследований в геотектоническом районировании территории Армении, можно избежать вышеперечисленных трудностей по следующим причинам:

а) аномальные геофизические поля предоставляют информацию из глубинных структур, что позволяет судить о глубинном строении, особенно, покрытых районов;

б) всякие процессы, происходящие в земной коре Армении, обуславливают качественные изменения в структуре на разных тектонических подэтапах ее развития, в конечном счете приводя к перераспределению масс в пространстве и к изменению физических условий, которые в какой-то степени отражаются в геофизических полях республики;

в) современные аномальные геофизические поля (геофизическая информация) являются следствием историко-геологических процессов и, в первую очередь, структурно-формационных особенностей—признаков геологического районирования.

Рассмотрим некоторые особенности гравимагнитных полей и геотермии Армении в тесной связи с региональной тектоникой района.

Аномальное гравитационное поле в редукции Буге характеризуется отрицательными значениями, что, по мнению Ш. С. Оганисяна, объясняется или увеличением мощности гранитного слоя или разуплотнением подкорового вещества в зонах поднятий [5].

В региональном плане по уровню Δg территория Армянской ССР разделяется на крупные области (гравитационные блоки): Юго-западная (I), Центральная (II), Северо-восточная (III) и Кафанский сегмент (IV), отделяющиеся друг от друга зонами высоких горизонтальных градиентов, достигающих местами до 5 мгл/км (фиг. 1).

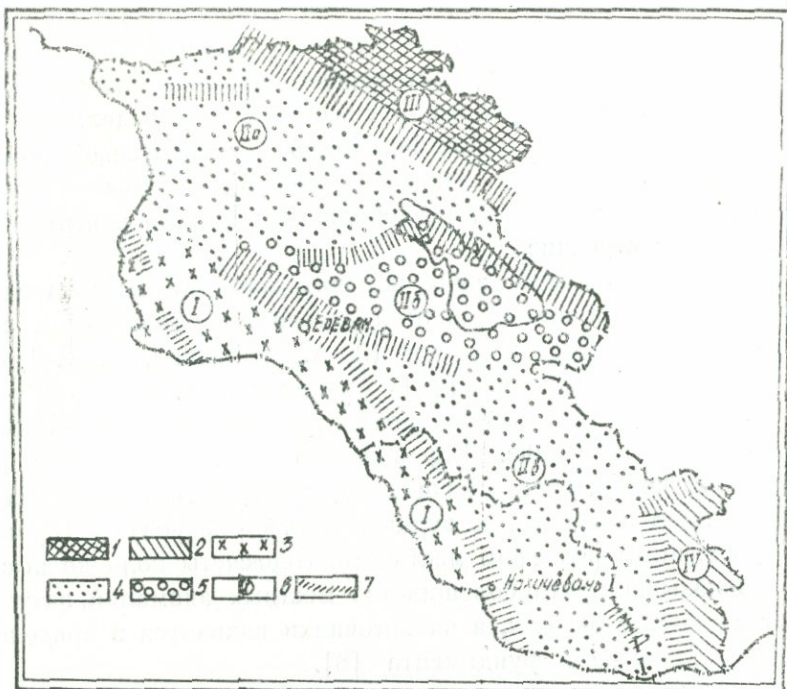
Северо-восточная и Юго-западная области, а также Кафанский сегмент характеризуются относительно повышенными значениями Δg , а Центральная область — относительно пониженными. Последнее, в свою очередь, разделяется на три части, притом, район Гегамской вулканической подзоны (Пб) имеет самое низкое значение Δg в Армении (фиг. 1). Все эти зоны имеют региональный характер и отражают глубинное строение.

Вышеотмеченные зоны высоких горизонтальных градиентов гравитационного поля в литературе трактуются как зоны региональных разломов (А. А. Габриелян, Л. К. Татевосян, Ш. С. Оганисян, Ц. Г. Акопян и др.).

Аномальное магнитное поле изучаемой территории имеет сложное строение. Картина осложняется особенно от влияния пород, составляющих верхние части геологического разреза (лавовый и вулканогенный покров) и горным пересеченным рельефом местности. Пересчеты поля по высоте показывают, что большинство местных аномалий затухают на высоте 3—5 км, а их источники находятся в пределах кристаллического фундамента [8].

Повысотная аэромагнитная съемка позволяет исключить искажения, связанные с поверхностными неоднородностями и рельефом местности и на карте ΔT_a четко выделяются четыре магнитные зоны, которые отличаются друг от друга по знаку интенсивности и форме аномалий (фиг. 2). Аномалии первой и третьей зоны, в основном, характеризуются отрицательными, относительно низкими значениями ΔT_a , а второй и четвертой зоны — высокими, положительными.

Территория Армянской ССР характеризуется сложным тепловым полем, с большим диапазоном изменения геотермического градиента. Р. Т. Мириджаняном составлена схематическая карта геотермического районирования Армении, где выделены три зоны с разными значениями геотермического градиента и теплового потока (фиг. 3). Как гравитационные и магнитные зоны, так и геотермические имеют общекавказское простираение и отражают регионально геологические особенности района. Особенно высокими значениями теплового потока характеризуется центральная часть



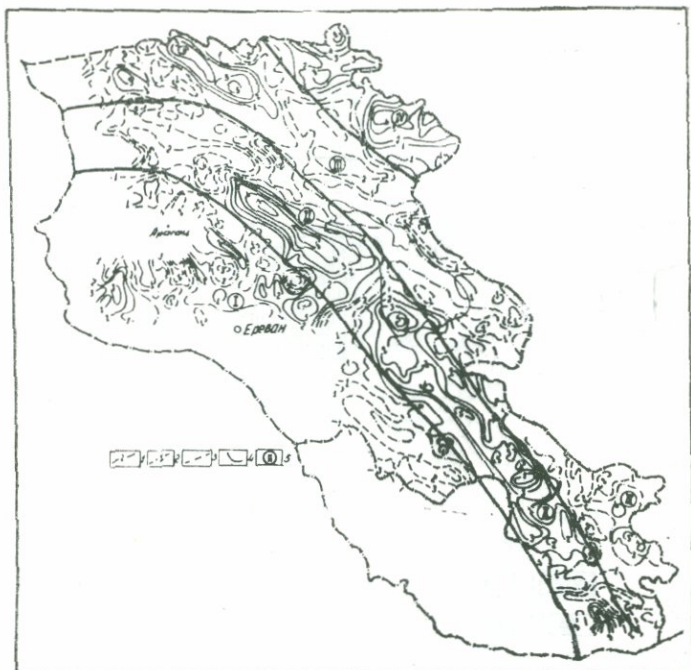
Фиг. 1

Схематическая карта гравитационного поля Армянской ССР. Участки со значениями гравитационного поля: 1 — высокими; 2 — менее высокими; 3 — повышенными; 4 — пониженными; 5 — низкими; 6 — зона гравитационного поля; 7 — прямолинейные зоны высоких градиентов.

Армении (Мисхано-Зангезурская интрагеоантиклиналь, по А. Т. Асланяну). В этой же зоне и наблюдаются самые высокие значения градиентов. Это локальные аномальные участки термальных ($t > 37^\circ$) источников Анкавана и Джермука. Район юго-восточного Зангезура характеризуется средними значениями теплового потока и, как исключение, не имеет форму вытянутой зоны, как другие.

Распределение теплового потока в земной коре обычно зависит от термических свойств горных пород, структурно-геологических и гидрогеологических условий, местных тепловых полей.

Зона повышенной плотности теплового потока Мисха-



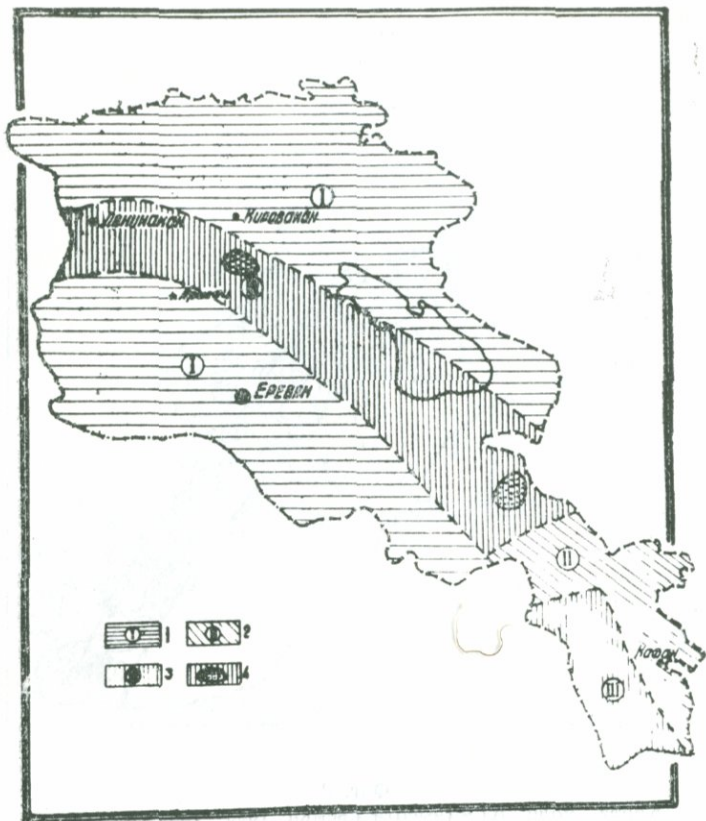
Фиг. 2

Карта поля ΔT^a (высота съемки 1000—1200 м). Изодинамы в миллиэрстедах: 1—положительные; 2—отрицательные; 3—нулевые; 4—границы магнитных зон; 5—магнитные зоны.

но-Зангезурской интрагеоантиклинали обусловлена, в первую очередь теплопроницаемостью земной коры данной области.

Влияние на тепловой режим зоны имеют интрузивы и магматические породы относительно средней теплопроводности [5]. В остальных районах наличие зон с разными значениями плотности теплового потока, вероятно, обусловлено теплопроводностью пород.

В Приараксинской зоне сравнительно меньшая плотность теплового потока следствие плохой теплопроводности и меньшей плотности осадочных пород, в Алавердском районе обусловлено наличием вулканогенных образований юры

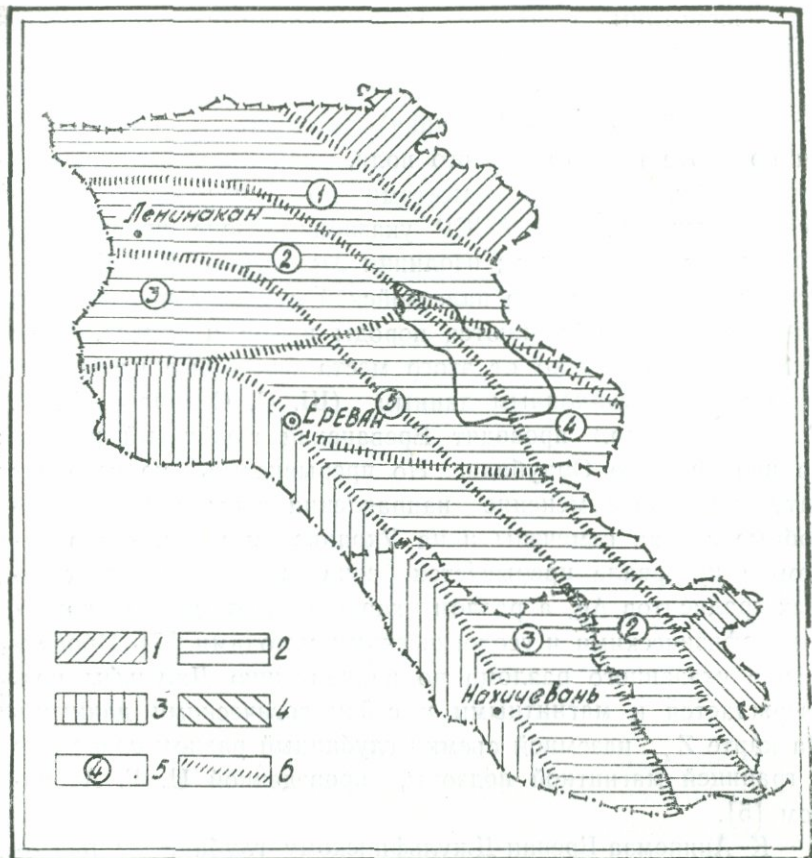


Фиг. 3

Схематическая карта геотермического районирования Армянской ССР (сост. Р. Т. Мириджанян). Зоны со значениями геотермического градиента и плотности теплового потока: 1 — минимальными (фоновыми); 2 — средними; 3 — повышенными; 4 — районы аномально высокой плотности теплового потока.

и мела. Кафанская зона, характеризующаяся средними значениями плотности теплового потока, обусловлена лучшей теплопроводностью карбонатных пород мезозоя.

Исходя из вышеотмеченных особенностей геофизических полей Армении нами намечаются основные критерии для выделения разломов глубинного заложения: а) линейные, иногда прерывистые зоны высоких градиентов силы тяжести; б) границы зон разнохарактерных аномальных



Фиг. 4

Схема тектонической зональности Армянской ССР и Нахичеванской АССР (по геофизическим данным). 1 — предмалокавказская зона; 2 — складчатая зона Армении; 3 — Приараксинская зона; 4 — Кафанский сегмент; 5 — подзоны складчатой зоны Армении (цифры на схеме: 1 — Присеванская; 2 — Ширакско-Зангезурская; 3 — Еревано-Ордубадская; 4 — Севанская; 5 — Еревано-Севанская); 6 — зоны глубинных разломов.

магнитных полей; в) резкий скачок глубин залегания магнитно-активных масс; г) резкое изменение характера кривой Z_a на разрезе [8]; д) границы зон с разными значениями плотности теплового потока.

Выделенные разломы глубинного заложения общекавказского простираения по указанным критериям изображены на фиг. 4.

Рассмотрим основные геофизические и геологические характеристики зон этих разломов отдельно.

Анипемза-Ереван-Джульфинский глубинный разлом (Ереванский по А. Т. Асланяну) довольно четко выделяется по карте гравитационного поля, как зона высоких градиентов Δg , достигающая местами до 5 мгл/км. На территории Нахичеванской АССР указанная зона прерывается локальным максимумом; изолинии Δg огибают Карабахлар-Ахурянский массив, где палеозойский субстрат приподнят и на поверхности обнажаются породы перми и триаса. Надо отметить, что именно от этого места некоторые исследователи по гравитационным данным (Ш. С. Оганисян, Л. К. Татевосян и др.) проводят Ереванский глубинный разлом по направлению Ордубада. Но прерывистость не означает затухание или изменение направления зоны разлома. Подобные случаи отмечены и на Украинском щите, где в каком-то интервале прерывается зона высоких горизонтальных градиентов Δg , а разлом хорошо картируется другими геофизическими и геологическими методами [7]. Продолжение указанного разлома по направлению Джульфы подтверждается и магнитными и сейсмологическими данными. На карте Z_a наземной съемки глубинный разлом совпадает с границей магнитной подзоны, проведенной Ц. Г. Акопяном [5].

К Анипемза-Ереван-Джульфинскому глубинному разлому приурочены эпицентры Анийских (1045, 1132, 1312 гг.), Талинских (1936, 1950 гг.), Ереванских (1679, 1937, 1973 гг.), Двинских (851, 858, 861, 863, 893 гг.), Нахичеванских (1840, 1841, 1881, 1897 гг.), Джульфинских (1851, 1930 гг.) сильных землетрясений*).

Ереванский глубинный разлом был зафиксирован буровыми данными к югу от г. Еревана. В направлении г. Ереван—с. Тазагюх намечено резкое различие в геологических разрезах по обе стороны разлома, где амплитуда смещения крыльев по расчетам составляет около 6 км [1]. Здесь по разлому каледонский-докембрийский консолидированный

*) Данные землетрясений по С. А. Пирูзяну.

субстрат сильно приподнят и, по мнению А. А. Габриеляна, образует подземные горстовые поднятия, ограничивающие Ереванский соленосный бассейн с юга.

К зоне разлома приурочены многочисленные группы минеральных источников Вединского, Араратского районов и Гергерского прогиба; в центральном сегменте разлома имеются месторождения арагонита.

Баяндур-Анкаван-Азизбеков-Ордубадский глубинный разлом (Ани-Ордубадский по А. Т. Асланяну) на карте гравитационного поля, как зона высоких градиентов, не проявляется, что можно объяснить отсутствием существенных вертикальных смещений крыльев разлома.

Разлом четко выделяется по магнитометрическим данным; служит границей разнохарактерных магнитных зон, где намечается и резкий скачок глубин залегания магнитно-активных тел. Кривые Z_a над зоной разлома имеют уступы [8]. Все эти факты говорят о том, что геологические условия по обе стороны разлома существенно отличаются.

К зоне указанного глубинного разлома приурочены многочисленные эпицентры нормальных землетрясений (5—8 баллов): Ленинакана (1900, 1924, 1926, 1928 гг.), Алагяза (1869 г.), Ордубада (1909, 1931, 1932, 1934 гг.).

Границей между эвгеосинклиналью и миогеосинклиналью Армянской геосинклинали на протяжении всего палеозоя, мезозоя и палеогена А. Т. Асланян считает Ани-Ордубадский разлом, исходя из анализа фаций.

К рассматриваемой зоне разлома приурочено большое количество минеральных источников (южной части Ленинанканской котловины, Туджура, Анкавана, Бжни, среднего течения бассейна р. Арпа), плиоценовых и антропогеновых центров вулканических извержений.

К. И. Карапетян отрицает прямую связь вулканов Гегамского нагорья с глубинными разломами. По его мнению вулканы возникли непосредственно на трещинах локальных и неглубоких, связывающих высоко залегающие очаги с поверхностью Земли, которые характеризуются отсутствием сколь-нибудь заметных смещений крыльев.

Гегамская вулканическая подзона с севера ограничи-

вается глубинным разломом, протягивающимся по направлению гор. Севан—с. Арзакан—г. Арагац, а с юга разломом по направлению Варденисский хребет—с. Гарни.

В окрестностях сс. Ехегис. Гладзор, Мартирос и в районе гор. Ордубада зона Ани-Ордубадского разлома насыщена разрывными и флексурными нарушениями. Гранодиоритовые интрузии Ехегнадзора и Азизбекова также попадают в зону разлома. Как отмечает А. Т. Асланян, они по генезису обязаны разлому [1].

Глубинный разлом по направлению Амасия-Кировакан-Севан, в пределах озера Малого Севана, разветвляется на две ветви, одна из которых прослеживается по направлению Джермук-Татев-Шишкерт и совпадает с Ширакско-Зангезурским глубинным разломом, выделенным А. Т. Асланяном, а другая протягивается вдоль офиолитового пояса Антикавказа (Севанский глубинный разлом по А. А. Габриеляну).

Ширакско-Зангезурский разлом глубинного заложения ограничивает вторая, положительная магнитная зона с севера и северо-востока (фиг. 2). На северо-западе и юго-востоке этот разлом четко выделяется в виде гравитационной ступени с горизонтальным градиентом до 4 мгл/км.

В Зангезуре всеми геологическими и геофизическими методами подтверждается наличие Хуступ-Гиратахского глубинного разлома, который в интервале с. Вагуди-с. Гиратах совпадает с северо-восточной границей второй положительной магнитной зоны. Это еще раз подтверждает справедливость того критерия, что границы резко отличающихся магнитных зон являются глубинными разломами.

Землетрясения Гукасяна (1908, 1916, 1935, 1959, 1961 гг.), Спитак-Кировакана (1910, 1930, 1937, 1966 гг.), Севан-Цахкадзора (1827, 1853, 1945 гг.) и Сюника (1308, 1622, 1931, 1932, 1935, 1968 гг.) приурочены к этой зоне разлома.

На юге Армении, как уже было сказано, зона разрыва отмечена мощным Хуступ-Гиратахским крутым надвигом, который служит структурной границей двух различно построенных тектонических сегментов—Кафанского и Сюник-

ского антиклинориев, резко отличающихся историей геотектонического развития. Вдоль этого разлома расположены медно-молибденовые месторождения Агарак, Личк, Айгедзор, Каджаран и Дастакерт, а также магнетит-гематитовое месторождение Сваранц [2].

К зоне Ширакско-Зангезурского разлома приурочены минеральные источники Татева, Джермука, Дилижана, Гукасяна и многочисленные вулканические центры Сюникского и Варденисского нагорий, подзоны которых ограничиваются с юга глубинным разломом по направлению Горис-Минкенд, а с севера—разломом с. Гарни—г. Варденис.

Важно отметить, что Ширакско-Зангезурский глубинный разлом совпадает с границей Алаверди-Кафанской и Памбак-Зангезурской металогенических зон, выделенных И. Г. Магакьяном.

Севанский глубинный разлом довольно отчетливо выделяется в виде гравитационной ступени вдоль Севанского хребта и на северо-западе Базумских гор. На карте ΔT_a указанный разлом совпадает с границей второй и третьей магнитных зон.

Наличие глубинного разлома вдоль офиолитового пояса Антикавказа доказывается структурными, седиментационными и магматическими признаками. Пояс ультрабазитов начинается от Амасии и прослеживается по Базумскому и Севанскому хребтам до р. Аракс и является основным признаком наличия здесь разлома глубинного заложения.

На Базумском хребте геологическими признаками фиксируются два параллельных разлома, которые на востоке смыкаются с полосой выхода офиолитов бассейна оз. Севан. На этом же участке развиты разрывные нарушения, представляющие поверхностные выражения глубинного разлома.

Глубинный разлом, прослеживающийся по направлению Алаверди-Башкенд, выделен гравиметрическими данными несколькими исследователями (А. А. Gabrielyan, Л. К. Татевосян, Ш. С. Оганисян и др.) в виде гравитационной ступени, горизонтальным градиентом около 3 мгл/км. Разлом выделяется и по магнитометрическим данным. На карте ΔT_a граница третьей и четвертой магнитных зон сов-

падает с указанным глубинным разломом (фиг. 2). Наличие здесь разлома глубинного заложения отмечено и некоторыми геологами. По мнению А. Т. Асланяна для выявления указанного разлома основным критерием является несоответствие мощностей по обе стороны разлома. Так, у села Джархеч из-под эоценовых отложений выпадает толща мощностью около 1000 м [2].

Таким образом, в пределах Армянской ССР и Нахичеванской АССР геофизическими методами выделяется пять зон глубинных разломов общекавказского простирания (фиг. 4). Анипемза-Ереван-Джультинский и Алаверди-Башкендский разломы глубинного заложения можно отнести к группе граничных геосинклинальных разломов (по А. В. Пейве и В. Е. Хаину), отделяющих Армянское геосинклинальное поднятие от Нахичеванского и Сомхето-Карабахского прогибов (по К. Н. Паффенгольцу), а Баяндур-Анкаван-Ордубадский и Амассия-Джермук-Шишкертский—к межглыбовым (по А. В. Пейве и В. Е. Хаину), ограничивающим Мисхано-Зангезурскую интрагеосинклиналь внутри крупного Присеванского мегаблока (по А. Т. Асланяну). К группе межглыбовых разломов можно отнести и Севанский глубинный разлом.

Выделенные два типа разломов (граничный геосинклинальный и межглыбовый) по геофизической характеристике и по проявлению магматизма резко отличаются друг от друга. Так, граничные геосинклинальные разломы Армении, в отличие от межглыбовых, довольно четко проявляются в гравитационном поле и характеризуются слабым проявлением магматизма.

В основу геолого-геофизического расчленения территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР положены выделенные нами глубинные разломы и региональные особенности геофизических полей, которые отражают структурно-формационные особенности района. Глубинные разломы важны тем, что контролируют многие признаки геологического районирования, и являются границами зон и подзон.

Три гравитационные зоны общекавказского простирания

ния (зона северо-восточного максимума, зона центрального минимума, зона юго-западного максимума) в первом приближении соответствуют трем геотектоническим зонам, выделенным К. Н. Паффенгольцем (Сомхето-Карабахская, Армянская и Нахичеванская), А. Т. Асланяном (Антикавказский, Севанский и Араксинский оротектонические пояса) и А. А. Габриеляном (области раннеальпийской, среднеальпийской и позднеальпийской складчатостей). Зона центрального минимума относительно приподнята.

Использование новых данных гравиметрии, магнитометрии и сейсмологии позволяет уточнить границы вышеуказанных геотектонических зон и расчленить Армянскую складчатую зону на подзоны.

Район Кафанского антиклинория, по аномальному гравитационному полю изолируется от трех перечисленных зон (фиг. 1). Зона высоких градиентов Δg по направлению Алаверди-Лачин у п. Лачина разветвляется на две ветви, одна ветвь продолжается по направлению Горис-Шишкерт, ограничивая Кафанский район с северо-запада и запада, другая—Джебраила, являющаяся северо-восточной и восточной границей Кафанского максимума Δg , средний уровень которого ниже Алаверди-Иджеванского максимума. Такая же изолированность Кафанского антиклинория наблюдается на схематической карте геотермического районирования и на карте ΔT_a . Все эти данные позволяют выделить Кафанский район как отдельный сегмент.

Исходя из определения Штилле и Кея, А. Т. Асланяном внутри Армянской геосинклинали выделены эвгеосинклинали и миогеосинклинали, границей которых, как уже сказано, служит Ани-Ордубадский глубинный разлом.

Различие в геологическом строении эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей отражается в аномальных гравимагнитных полях, анализ которых показывает, что граница между ними проходит не по Ани-Ордубадскому глубинному разлому, а по Ереванскому.

Во-первых, это видно на схематической карте Δg , где по Ереванскому глубинному разлому намечается дифференциация поля и он является границей прогиба (соответствует

гравитационный максимум) и поднятий (соответствует минимум). Во-вторых, при анализе аномальных магнитных карт можно заметить, что поле левой части Ереванского глубинного разлома существенно отличается от правой, здесь отсутствуют знакопеременные, интенсивные маленькие аномалии, которые характерны для правой части.

Наоборот, здесь намечается спокойное, близкое к нулю, аномальное поле, которое характерно миогеосинклинали—района, где развиты нормальноосадочные породы (они в основном слабомагнитные).

По дифференцированности гравитационного и магнитного полей, свидетельствующей о различии литологических и магматических формаций, складчатую зону Армении можно разделить на пять подзон, границами которых служат выделенные глубинные разломы (фиг. 4). Эти подзоны приблизительно соответствуют Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали, Мисхано-Зангезурской интрагеоантиклинали, Присеванской интрагеосинклинали, выделенных А. Т. Асланяном и Среднеараксинской неогеновой межгорной впадине с герцинским и альпийским складчатым основанием, выделенным А. А. Gabrielyan [6, 4].

Выделяется также новая подзона, вклинивающаяся между Анкаван-Зангезурской и Присеванской подзонами (фиг. 4).

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 18. VIII. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Gabrielyan А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
3. Gabrielyan А. А., Адамян А. И. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд-во «Митк», Ереван, 1968.
4. Gabrielyan А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, «Науки о Земле», т. XXVII, № 4, 1974.

5. Геология Армянской ССР. т. X, Геофизика, Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
6. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, «Недра», 1970.
7. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. Изд-во «Недра», 1972.
8. Назаретян С. Н., Бабаджанян А. Г., Караханян А. К. О некоторых особенностях магнитных аномалий на территории Центральной части Армянской ССР и их истолкование с целью изучения разломной тектоники района. Тезисы докладов республиканской научно-технической конференции молодых научн. сотрудников Армении. Ереван, 1973.

Ц. Г. АКОПЯН, М. С. БАДАЛЯН

ИЗУЧЕНИЕ ГЕГАМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО
НАГОРЬЯ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Гегамский хребет входит в полосу молодых вулканических нагорий Северной дуги [10], которая в пределах Армянской ССР протягивается от массива г. Арагац до Сюникских гор. Он представляется [6, 14] молодым пологовыпуклым брахиантиклинальным поднятием, сложенным, в основном, неогеновыми и четвертичными вулканическими породами. Проявление молодого позднеорогенного вулканизма связывается с поднятием складчатой зоны Армении.

Наиболее древними породами области являются образования нижнепалеозойского метаморфического комплекса, обладающие слабыми магнитными свойствами [8]. Эти породы перекрываются мезокайнозойскими образованиями.

Мезозойские, а также палеогеновые образования выражены, в основном, известняками, песчаниками, аргиллитами и другими осадочными отложениями, которые тоже не отличаются высокими магнитными свойствами.

Сильными магнитными свойствами обладают неогеновые и четвертичные эффузивные образования [2], представленные, в основном, андезитами, андезито-дацитами и андезито-базальтами.

Известны разные точки зрения о вулканизме Гегамского нагорья и его связи с трещинной тектоникой. К. И. Карапетян [10] считает, что в послеолигоценное время вулканическая деятельность на Гегамском нагорье, в основном, характеризовалась извержениями ареального типа. Только в первом этапе неогенового цикла извержения носили поли-

генный, центральный характер, а в начале антропогенового преобладали трещинные излияния [11].

Некоторые исследователи (Левинсон-Лессинг и др. [11]) признают только трещинный тип деятельности и считают, что антропогеновые вулканы являются вторичными паразитическими образованиями.

Другие исследователи связывают вулканы Гегамского нагорья с нарушениями сбросового характера.

К. И. Карапетян находит, что антропогеновые вулканы Гегамы не имеют прямого отношения к нарушениям взбросо-сбросового типа, и, вероятнее всего, связаны с нарушениями, крылья которых не испытывали вертикальных смещений.

Некоторые спорные вопросы вулканизма Гегамского нагорья могут быть решены при помощи магнитометрических исследований.

В настоящее время для Гегамы имеются карта среднемасштабной наземной магнитной съемки [2] и карта крупномасштабной аэромагнитной съемки. Кроме того, многие вулканы изучены микромагнитной съемкой [1] и профильными измерениями.

Надо отметить, что интерпретация магнитных данных довольно затрудняется тем обстоятельством, что рельеф местности в значительной степени отражается в магнитном поле. Влияние рельефа сказывается двояко. Во-первых, криволинейная форма поверхности наблюдения (как при наземной, так и аэромагнитной съемке с обтеканием рельефа) приводит к возникновению топографических аномалий. Во-вторых, изменение мощности лавовых покровов вызывает дополнительные аномалии и затрудняет интерпретацию глубинной информации.

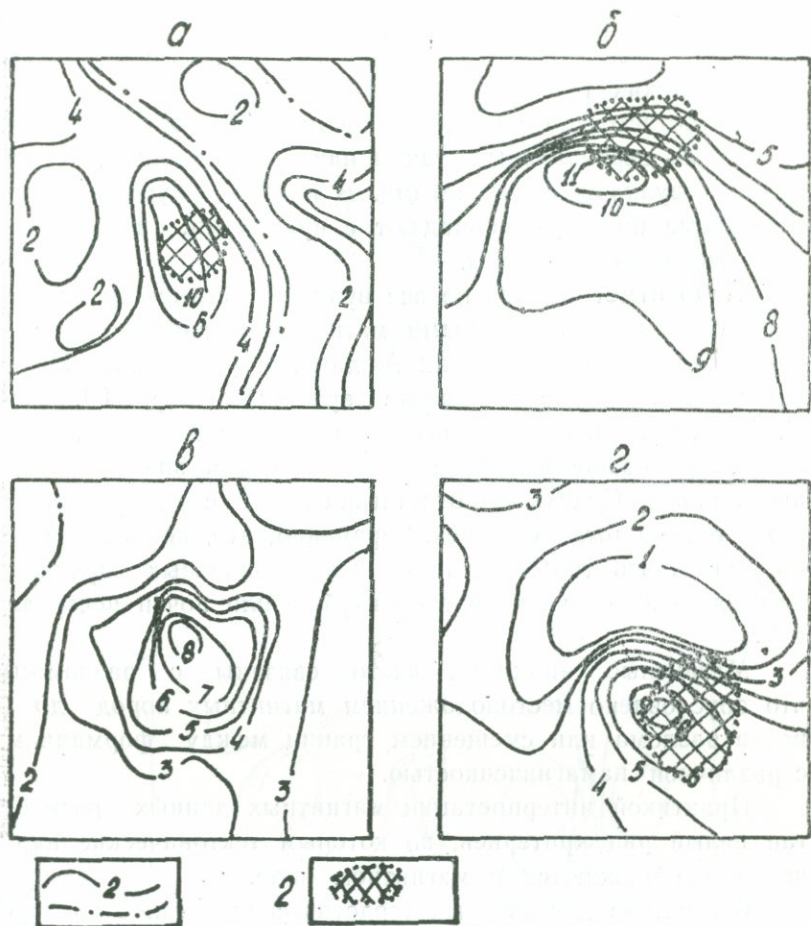
Однако, по результатам наземной магнитной съемки оказывается, что после снятия магнитного воздействия рельефа и лавовых толщ, аномалии, в основном, сохраняют свою форму и значительную часть интенсивности. При аэромагнитной съемке влияние рельефа, а также приповерхностных неоднородностей уменьшается, следовательно, аэромагнитные карты уверенно можно использовать хотя бы для

качественной интерпретации.

Гегамское нагорье в целом отличается высокоаномальным переменным магнитным полем. Установлено, что причиной интенсивных магнитных аномалий является высокая остаточная намагниченность изверженных пород [3]. При этом наблюдается четкое соответствие между знаком аномального магнитного поля и установленным по палеомагнитным данным направлением намагничения пород, создающих это поле [2].

На общем фоне магнитного поля выделяются многочисленные локальные интенсивные положительные аномалии, многие из которых пространственно совпадают с вулканическими конусами. В некоторых случаях центры аномалий точно совпадают с вершинами вулканов (фиг. 1а). Можно полагать, что аномалии обусловлены высокомагнитными породами, слагающими вулканический массив. Однако, такое точное совпадение не повсеместное. В большинстве случаев вулканические конусы характеризуются высокоградиентным полем, а локальные аномалии несколько смещены от них в разных направлениях (фиг. 1 б).

Кроме того, аналогичные изометрические аномалии иногда наблюдаются независимо от какой-либо вулканической постройки, на совершенно ровном рельефе, где трудно полагать утолщение вулканогенных пород (фиг. 1в). Очевидно, изометрические положительные аномалии вызваны не только вулканическими массивами конусов, но и какими-то намагниченными объектами, залегающими в глубине. Этот вывод подтверждается также анализом наземных расчетных профилей, проходящих через вулканы. Сравнение наблюдаемых и рассчитанных по этим профилям аномалий показывает, что с вулканическим рельефом связаны менее 30 % интенсивности наблюдаемых аномалий. Главную роль в создании аномалий играют скрытые намагниченные объекты. Последние, судя по форме аномалий, имеют изометрическую форму. Об этом косвенно свидетельствует также тот факт, что локальные магнитные максимумы иногда сопряжены с огибающими их дугообразными минимумами. Такие «сопряженные» аномалии вызываются изометричес-



Фиг. 1

Локальные аномалии ΔT_a а) наблюдаемые: а) над вулканом Тар; б) над вулканом В. Богусар; в) на гладкой, слегка наклонной местности, в 3,5 км к юго-востоку от Ковасара; г) над вулканом Севкатар. 1 — изолинии ΔT_a в мЭ (положительные и нулевые значения); 2 — вулканические конусы.

кими телами, залегающими в глубине при их косом намагничении [12, 13].

Судя по всему, эти объекты представляют собой небольшие субвулканические тела, служившие во многих случаях очагами для отдельных вулканов. При более деталь-

ном изучении магнитных свойств пород вулканов можно будет рассчитать глубину залегания связанных с ними субвулканических тел.

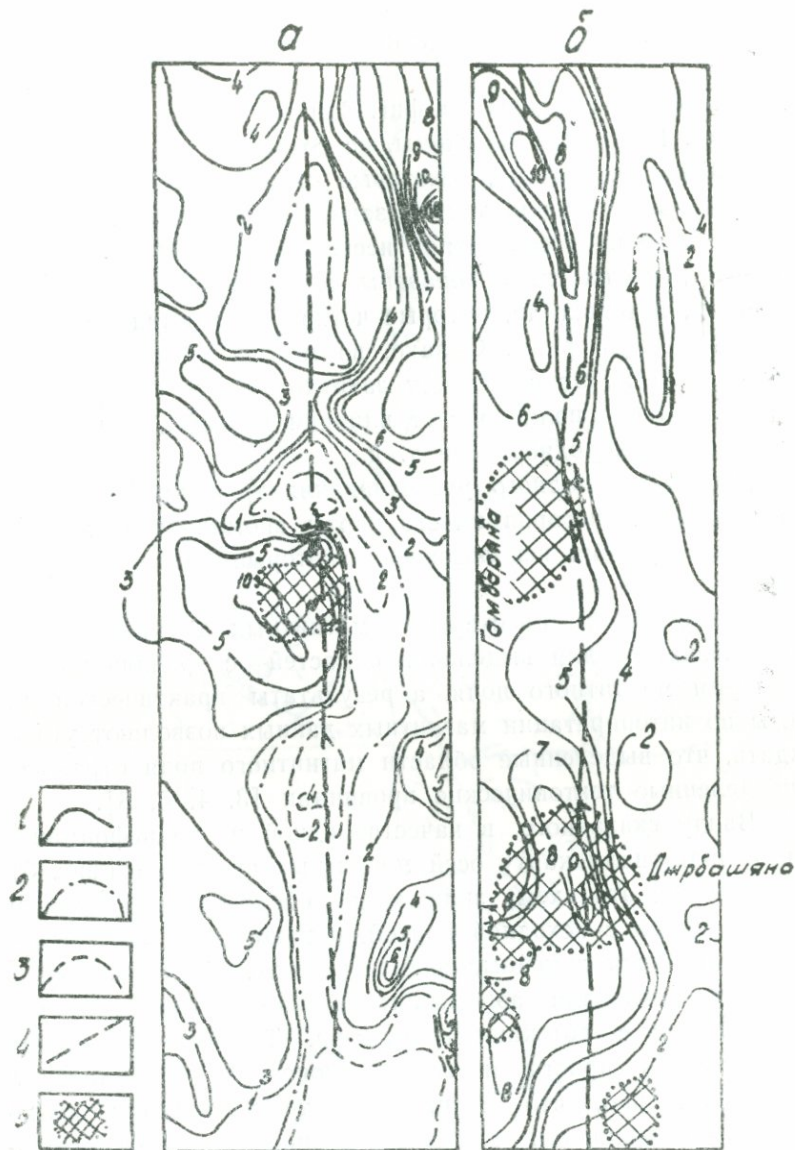
В соответствие с вышеизложенным можно полагать наличие как вертикальных, так и наклонных трещин, связывающих вулканы с их очагами. В первом случае локальные аномалии точно совпадают с вулканами, во втором — они несколько смещены.

Надо отметить, что не все вулканы Гегамского нагорья характеризуются локальными магнитными аномалиями. Такие шлаковые вулканы, как Аждаак, Қармратумб, Мазаз, Цлуглук, линейно локальные вулканы Акор, Ю. Акор, С. Акор, вулканы гегамского типа Гамбаряна и Джанасар не обнаруживают связи с какими-нибудь значительными аномалиями. Судить об отсутствии связи с субвулканическими телами было бы преждевременно, это, пожалуй, можно утверждать только для линейно-локальных вулканов. Возможно их очаги находятся глубже или почти исчерпали себя.

Магнитные аномалии часто связаны с разломами, что обусловлено местоположением магнитных пород до и после разлома или смещением границ между формациями с различной намагниченностью.

Практикой интерпретации магнитных данных разработан целый ряд критериев, по которым тектонические нарушения отображаются в магнитном поле.

Отсутствие достоверных геологических данных о трещинной тектонике Гегамского нагорья не позволяет выделить определенный критерий, более характерный для этой области. Однако, геологическая обстановка района, а также опыт магнитометрических исследований в других областях Советского Союза и за рубежом [9, 5] подсказывают, что здесь решающими могут быть два критерия. Контуры магнитного поля должны быть вытянуты вдоль трещин. Отдельные аномалии также могут вытягиваться в соответствии с простиранием магмапроводящих трещин. Примеры выделения трещин по этим критериям приведены на фиг. 2. Отдельные аномалии вдоль трещин соответствуют



Фиг. 2

Выделение трещин по известным критериям их отображения в магнитном поле: а) на вулкане Ковасар; б) на вулканах Джрбашяна и Гамбаряна. Изолинии ΔT_a в мГ: 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные значения; 4 — трещины; 5 — вулканы.

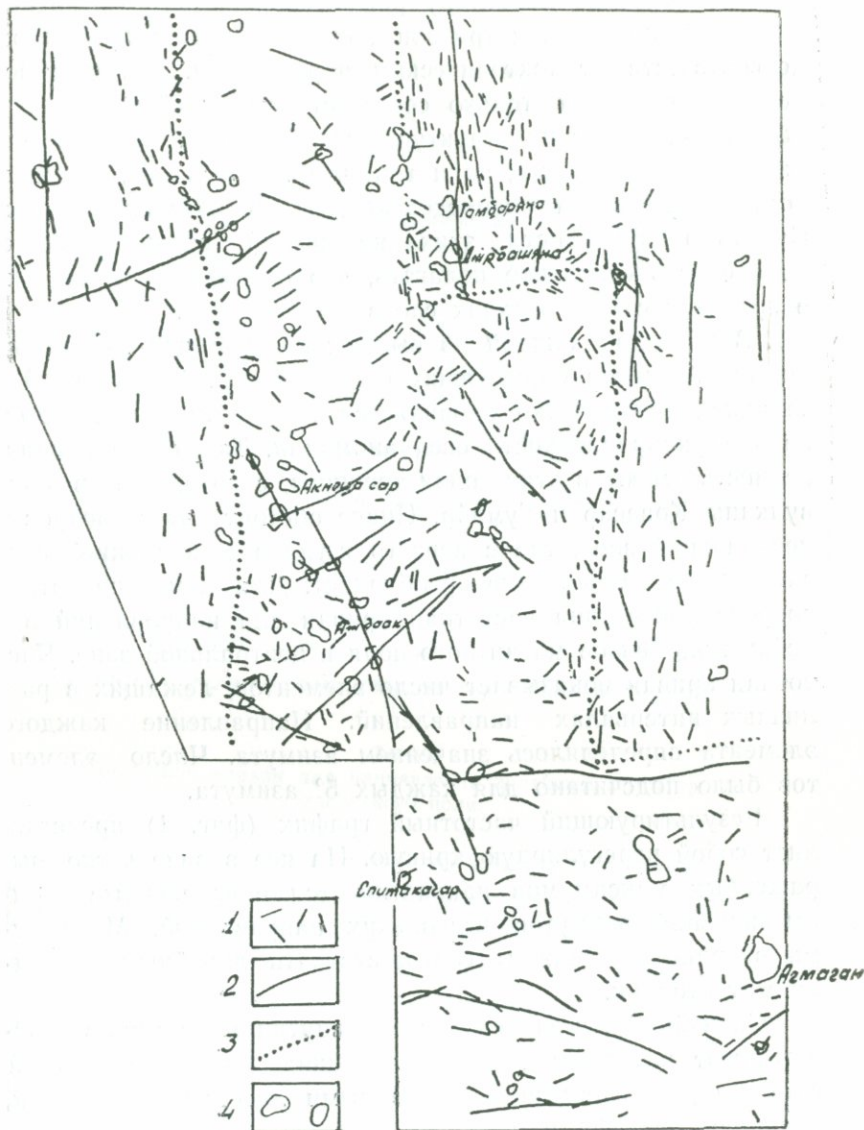
выходам магмы. Остальные части трещин, выделяемые только по контурам магнитного поля, видимо, остались «бесплодными».

Подобные трещины на фиг. 3 изображены сплошными линиями. Как видно из схемы, не со всеми трещинами связаны вулканы. Видимо, некоторые из них обусловили трещинные излияния или только заполнялись магмой. Протяженность трещин составляет несколько километров. Надо отметить, что на схеме показаны далеко не все возможные трещины, а только те, которые четко выделяются по вышеописанным критериям. Однако, во многих случаях выделение трещин по этому методу затрудняется ввиду усложнения магнитного поля за счет влияния рельефа, приповерхностных неоднородностей и т. д.

Для более полного распознавания трещинной тектоники Гегамского нагорья вместо карты аномального магнитного поля удобно использовать некоторые его трансформации.

Известно, что простиранья магнитных аномалий могут использоваться для выделения областей с различным характером магнитного поля, а результаты практической работы по интерпретации магнитных данных позволяют утверждать, что выделенные области магнитного поля отражают определенные тектонические провинции [3, 4, 5, 8].

Ввиду сказанного, в качестве одной из трансформаций мы использовали карту осей магнитных аномалий (фиг. 3). Естественно, эта схема значительно обеднена информацией по сравнению с исходной картой, однако, на ней лучше подчеркиваются линейные элементы поля. Для построения схемы использована аэромагнитная карта, снятая с высоты 100 м с обтеканием рельефа. Техника построения карты очень проста и особых пояснений не требует. Отметим только, что в процессе трансформации включены по возможности все отрицательные и положительные аномалии. При этом исходили из предположения, что неточность проведения осей отдельных аномалий, форма которых близка к изометрической, не должна менять общую картину распределения осей.



Фиг. 3

Схема осей магнитных аномалий. 1 — оси аномалий; 2 — трещины; 3 — границы зон с разными преобладающими направлениями осей аномалий; 4 — вулканы.

На схеме по характеру распределения осей магнитных аномалий выделяются три зоны, границы которых безусловно соответствуют тектоническим нарушениям. Этот вывод подтверждается не только соответствием линейных магнитных и тектонических структур, установленным многочисленными исследованиями, но и тем, что эти границы, в основном, контролируют распределение вулканических центров. Судить о глубинности этих нарушений преждевременно, однако есть основание полагать, что они выражены только в пределах самых верхних слоев земной коры.

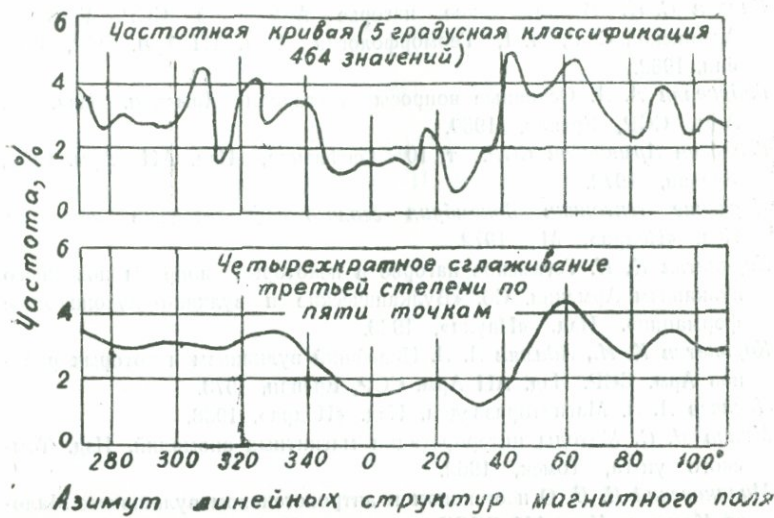
В пределах каждой из выделенных зон оси магнитных аномалий имеют определенную ориентацию. В восточной и западной зонах четко проявляется тенденция близмеридиональной направленности осей аномалий. Такую же направленность имеют в этих зонах трещины, с которыми связаны вулканы Ковасар и Гумайр. Иначе обстоит этот вопрос в центральной зоне, где с первого взгляда невозможно сказать, какое направление преобладает. Для решения этого вопроса рассчитана частотная кривая для направлений линейных элементов магнитного поля в центральной зоне. Частотная кривая показывает число элементов, лежащих в различных интервалах направлений. Направление каждого элемента определялось значением азимута. Число элементов было подсчитано для каждых 5° азимута.

Результирующий частотный график (фиг. 4) представляет собой нерегулярную кривую. На нее в виде четко выраженных максимумов накладываются определенные группы значений азимутов нескольких направлений. Максимумы в принципе должны соответствовать линейным тенденциям тектоники.

Случайные изменения частоты внутри максимумов соответствуют незакономерным отклонениям направлений осей аномалий, обусловленных отдельными лавовыми потоками, влиянием рельефа и т. д.

Можно уменьшить случайные флуктуации и в то же время сохранить основные направления с некоторой потерей разрешающей способности, если применить сглаживание кривой. После четырехкратного осреднения третьей степени

по пяти точкам [4] на кривой вырисовываются 2 широких четко выраженных максимума на азимутах 330° и 60° . Это два основных направления простираения линейных элементов магнитного поля и, вероятно, также тектонических



Фиг. 4

Частотная кривая для направлений линейных структур магнитного поля.

структур. Интересно отметить, что угол между этими двумя направлениями составляет 90° . Кроме того, на рисунке видны еще два максимума на азимутах 20° и 90° .

Таким образом, вулканизм Гегамского нагорья связан с несколькими системами трещин, которые имеют определенную направленность.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 18. VIII. 1975.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц. Г. Магнитное поле и намагниченность некоторых вулканических конусов Арм. ССР. Изд-во «Наука». Новосибирск, 1973.

2. Акопян Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
3. Акопян Ц. Г. Магнитное поле Армении и его связь с тектонической зональностью. ДАН Арм. ССР, том 29, № 5, 1959.
5. *Аэромагнитные методы в геофизике*. Перевод с английского. Изд. «Мир», М., 1966.
6. Бальян С. П. Вулканическое нагорье Армянской ССР. Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
8. *Геология Армянской ССР*. т. 10. Геофизика, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
9. *Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами*. Изд. «Недра», М., 1972.
10. Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. Сб. «Вулканические и вулканоплутонические формации». Изд. «Наука», 1966.
11. Карапетян К. И., Адамян А. А. Новейший вулканизм некоторых районов Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1973.
12. Логачев А. А. Магниторазведка. Изд. «Недра», 1968.
13. Миков Д. С. Методы интерпретации магнитных аномалий. Изд. Томского ун-та, Томск, 1962.
14. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

С. В. МАРТИРОСЯН, Г. М. ГРИГОРЯН

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ

В свете решений XXV съезда КПСС повышение эффективности геологоразведочных работ и дальнейшее увеличение мощностей действующих горнорудных предприятий в настоящее время приобретают особое значение.

Достигнутые мощности по добыче руд на горнорудных предприятиях республики стали возможными благодаря значительному приросту запасов, полученных в результате эффективного проведения геологоразведочных работ в пределах рудных полей и месторождений, разведываемых Производственным Геологоразведочным трестом (ПГРТ) и разрабатываемых Управлением цветной металлургии Совета Министров Армянской ССР.

Одним из путей повышения эффективности разведочных работ являлась разработка и внедрение в производство геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых.

Комплекс геофизических исследований был проведен в пределах рудных полей Каджаранского, Агаракского, Дастакертского, Кафанского, Шамлугского, Ахталского и Зодского месторождений.

Наземные комплексные геофизические исследования проводились на Южном участке Дастакертского медно-молибденового месторождения для уточнения контакта интрузии гранодиоритов с рогамиками и на Тигранасарском

участке Зодского золоторудного месторождения с целью оценки его перспектив.

Для решения указанных задач были применены комплексные геофизические исследования, включающие методы магниторазведки ΔZ , дипольное электромагнитное профилирование $\rho_{эфф}$ и электроразведки на постоянном токе, вызванной поляризации (η_k) и сопротивлений (ρ_k).

На Дастакертском месторождении было установлено, что промышленное медно-молибденовое оруденение контролируется контактом интрузии гранодиоритов с роговиками, шириной полосы, около 100 м [4]. Для уточнения этого контакта была поставлена магнитная съемка в масштабе 1:2500 (фиг. 1), осуществленная магнитометром типа М-27 и электроразведка (ВП).

Уточнение контакта интрузии с роговиками позволило сэкономить предусмотренные для этой цели значительные средства на проходке горных выработок тяжелого типа.

На Тигранасарском участке Зодского месторождения комплексные геофизические исследования включали методы магниторазведки, электроразведки (вызванная поляризация и сопротивление) и дипольное электромагнитное профилирование.

В результате проведенных работ было выявлено несколько десятков аномалий, на пяти из которых проводились проверочные работы посредством проходки канав. Было вскрыто пять зон гидротермально-измененных пород различной мощности—в канаве № 71—21, пройденной по профилю III—III¹, мощность вскрытой зоны оказалась 21,0 м. Результаты пробирных анализов проб, отобранных по всем вскрытым зонам, показали содержание золота в пределах бортового.

На Шамлугском, Кафанском, Ахтальском, Зодском и Дастакертском месторождениях применялись методы радиоволнового просвечивания (РВП) с целью оценки блоков пород, расположенных между горными выработками и обнаружения в них слепых и пропущенных при разведке рудных тел, электромагнитного профилирования (ЭМП), — опознавания околорудного пространства в выработ-

ках лишенных искусственных проводников с достаточно простым геологическим и тектоническим строением, сопротивления (МС)—прослеживания контактов разнородных пород и тектонических нарушений непосредственно или косвенно способствующих выделению зон оруденения и вызванной поляризации (ВП)—непосредственных поисков прожилково-вкрапленных руд, выделения дорудных тектонических нарушений, контролирующих оруденение, а также для разбраковки аномалий РВП, ЭМП на рудные и безрудные.

Электроразведочными работами (методами МС, ЭМП, РВП и ВП) на Шамлугском, Кафанском, Дастакертском и Ахтальском месторождениях был выявлен ряд аномалий, проверка которых позволила вскрыть новые рудные тела (жилы и зоны прожилково-вкрапленного оруденения) промышленного значения.

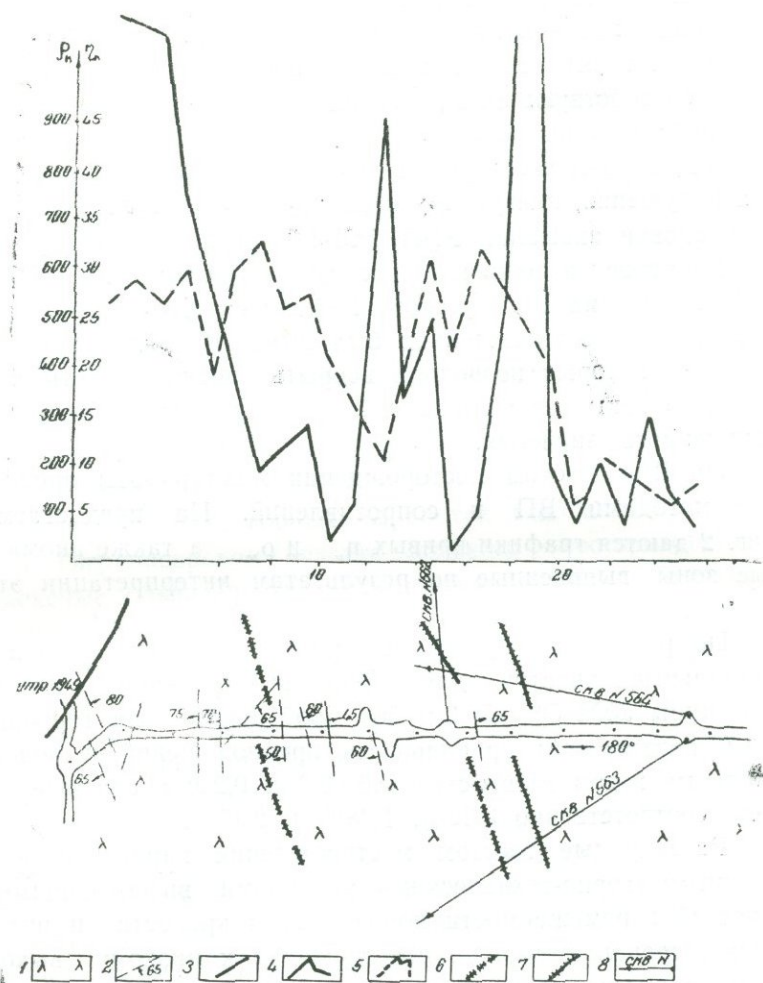
На Шамлугском месторождении меди работы проводились методами ВП и сопротивлений. На предлагаемой фиг. 2 даются графики кривых η_k и ρ_k , а также аномальные зоны, выявленные по результатам интерпретации этих кривых.

По результатам указанных работ были рекомендованы аномальные участки для проверки бурением скважин. Скважины №№ 562, 563 и 564 пробуренные на горизонте 140 м подтвердили правильность предположений и подсекли новые жилы мощностью 0,6, 0,3 и 0,2 м с содержанием меди соответственно 3,32%, 1,28% и 2,45%.

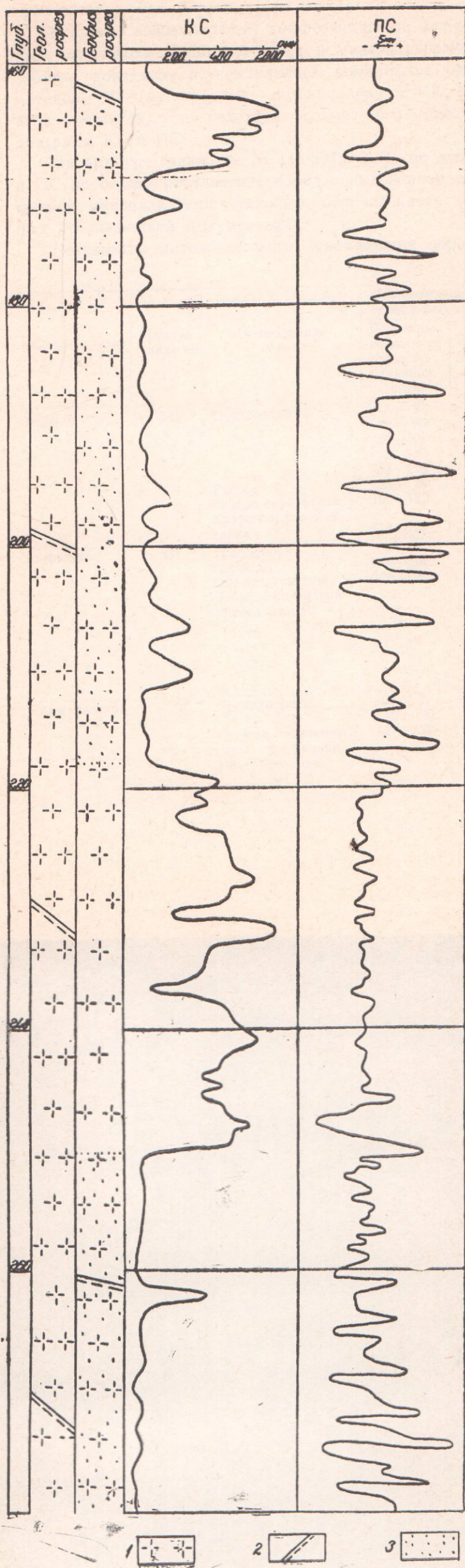
Разведываемые трестом месторождения характеризуются сложными горно-техническими условиями, выражающимися в частой перемежаемости пород разной крепости и интенсивной трещиноватостью, что приводит к низкому выходу керна с рудных интервалов и значительному отклонению стволов скважин от проектных направлений.

В этой связи в скважине был выполнен рациональный комплекс геофизических исследований.

Методы КС (сопротивлений) и отчасти ПС (естественного электрического поля) явились основными методами, получившими широкое применение для литологического расчленения пород и уточнения мощностей и глубин подсече-



Фиг. 2. Шамлуговое меднорудное месторождение (гор. 140 м, штр. 1949, М 1:200). 1. Порфириты. 2. Тектонические нарушения. 3. Руда медная и полиметаллическая. 4. Графики кривых ρ_k . 5. Графики кривых η_k . 6. Предполагаемые рудные жилы по геофизическим данным. 7. Рудные жилы, выявленные путем проверки геофизических аномалий. 8. Скважины, пробуренные на геофизических аномалиях.



Фиг. 3. Электрокаротажные исследования скв. 118-а Азатекского месторождения. 1. Роговики. 2. Кварц-карбонатные прожилки. 3. Зоны сульфидной минерализации.

ний сульфидных и вкрапленных руд, а также выявления пропущенных при бурении рудных тел.

В случае невозможности дифференциации, из-за различных электрических свойств пород и минерализованных зон, отбивка контактов осуществлялась комплексом различных методов—ЭП (электродных потенциалов) и СК (скользящих контактов), посредством совместного рассмотрения диаграмм КС и ПС.

На примере скважины № 118-а (фиг. 3) по данным КС и ПС проведено расчленение пород с выделением зон сульфидной минерализации, несколько отличающихся от данных геологической документации.

Результаты литологического расчленения пород и ми-

Таблица 1

Месторождение	Номера скважин	Наименование пород	Литологическое расчленение пород в скважине	
			По данным геологической документации керна	По данным каротажа скважин
Зодское	332	Перидотиты	5—23	13—23
		"	26—38	27—38
		"	62—100	60—101
		"	120—133	122—134
		"	137—215	136—215
		Габбро	23—26	23—27
		Габбро-перидотиты	100—120	101—122
		Кварц-порфировая дайка	133—137	134—136
Агаракское	331	Гранодиорит- порфиры	40—100	40—95
		Сиенито-граниты	100—240	95—240
		Зоны сульфидной минерализации	—	100—135
		"	—	146—151
		"	—	157—163
		"	—	171—180
		"	—	192—202
		"	—	215—240
Каджаранское	431	Гранодиориты	23—27	25—27
		"	29—190	29—190
		Свежие монциты	27—29	27—29
		Зоны сульфидной минерализации	—	30—100
		"	—	108
		"	—	138—150

нерализованных зон, сопоставленные в таблице 1 с данными геологической документации, указывают на четкость в разбивке контактов различных пород и зон сульфидной минерализации по данным каротажа скважин.

Данные азимутального (φ) и зенитного (δ) искривления скважин были учтены при оперативных подсчетах прироста запасов и решении ряда геологических задач.

Ныне, в процессе производства геологоразведочных и эксплуатационных работ с целью определения содержания полезных компонентов и осуществления контроля за качеством добываемой руды, как известно, приходится отбирать значительное количество проб с последующим производством их анализов.

Такая методика опробования и получения информации о качестве руд при современной технологии и технике ведения геологоразведочных и эксплуатационных работ не лишена существенных недостатков—многостадийность, трудоемкость и малая оперативность, в частности, при добыче и переработке полезных ископаемых.

В этой связи на месторождениях, разведываемых Производственным геологоразведочным трестом, в последнее время большое внимание стали уделять рентгенорадиометрическим методам (РРМ) опробования руд.

Различные варианты РРМ позволяют исследовать руды и породы как в стационарных (лабораторных), так и в естественных (стенки горных выработок, скважины, керн) условиях [1].

Учитывая эффективность РРМ опробования геофизической службой ПГРТ, с 1970 г. начаты опытные исследования, а с 1972 г. производственные внедрения РРМ метода для определения содержания сурьмы и меди в порошковых пробах Азатекского и Кафанского месторождений.

Исследование порошковых проб проводилось аппаратурой «Минерал—3» по методике дифференциальных фильтров с источником излучения «Тулий—170». Были исследованы 4000 порошковых проб из руд Азатекского месторождения.

Аналогичные работы проводились на Кафанском место-

рождении (Cu) с помощью аппаратуры «Минерал 4» с источником излучения Cd—103.

Достоверность РРМ метода определения содержания сурьмы и меди в порошковых пробах контролировалась химическими анализами, выполненными в опробованных лабораториях Каджаранского и Кафанского комбинатов.

На Азатекском месторождении РРМ определения содержания сурьмы применялся также для массовой отбраковки порошковых проб перед отправкой их в химлабораторию [5]. После исследования, на химический анализ отправлялись пробы, показавшие содержание сурьмы выше бортового по оконтуриванию сурьмяных руд.

Результаты сравнения данных РРМ определения и химических анализов по содержанию меди в 101 порошковой пробе Кафанского месторождения подверглись математической обработке по методу, предложенному М. Н. Денисовым [2].

В результате обработки была установлена высокая степень достоверности РРМ определения содержания меди в порошковых пробах Кафанского месторождения. На это указывают высокое значение коэффициента корреляции ($r = +0,99$), близкие коэффициенты вариации, определенные по данным РРМ ($V = 109,3\%$) и химанализа ($V = 109,8\%$), а также небольшая величина коэффициента вероятности наличия систематической ошибки ($t = 0,97$) при определении содержания меди методом РРМ.

Полученные данные говорят о том, что РРМ определения содержания меди в порошковых пробах Кафанского месторождения по надежности и точности не уступают химическому методу.

По произведенным расчетам экономический эффект от внедрения РРМ определения содержания меди и сурьмы в порошковых пробах Кафанского и Азатекского месторождений только за 1972 г. (за вычетом затрат на производство геофизических работ) составил около 30 тыс. руб. при производительности определения за одну смену в 80 проб.

При РРМ определениях содержания меди в естественном залегании рудных тел использовалась выпускаемая с

1971 г. портативная радиометрическая аппаратура: БРА—6, «Минерал—4», РРША—1, РПС—4—01, «Гагра».

Серийная аппаратура позволила применить РРМ определения содержания меди в естественном залегании рудного тела в горных выработках и скважинах Кафанского месторождения объемом соответственно 350 п. м. и 100 п. м.

В горных выработках работы проводились в квершлага на юг горизонта 1009 м рудника 7—10. Опробование квершлага проводилось по следам борозд рентгенорадиометрическим анализатором «Минерал—4» с радиоизотопом кадмий—109 и пропорциональным счетчиком СИ—6Р.

Сравнение диаграмм, построенных по данным химанализа бороздовых проб и РРМ опробования (фиг. 4) показало, что по представительности и точности РРМ опробования (порошки, стенки квершлага) не уступает данным химанализа бороздовых проб.

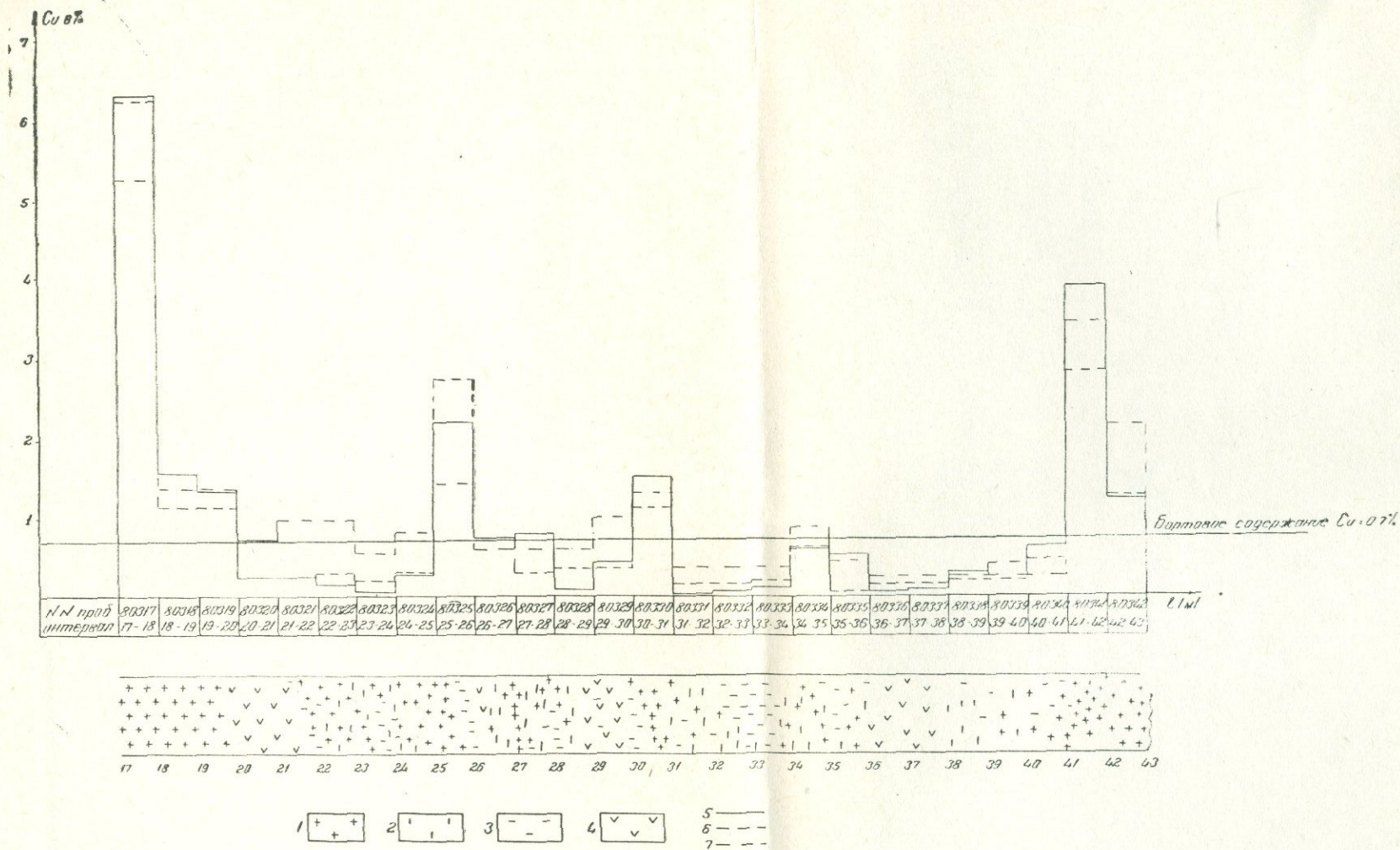
Принимая во внимание бортовое содержание 0,7% меди необходимо подчеркнуть, что при применении РРМ опробования порошка и стенок квершлага контуры рудного тела (жила № 5 с апофизами) меняются в незначительной степени.

Выявленные небольшие интервальные отклонения (20,0—23,0 м, 26,0—28,0 м и т. д.) не могут повлиять на оконтуривание рудного тела, определение среднего содержания меди по рудному телу в целом и на оценку запасов, так как по существующим кондициям Кафана максимальная допустимая мощность некондиционных руд или пустых пород, включаемых в контур подсчета запасов принята 5,0 м.

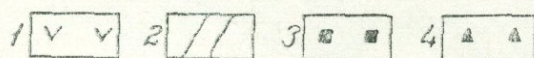
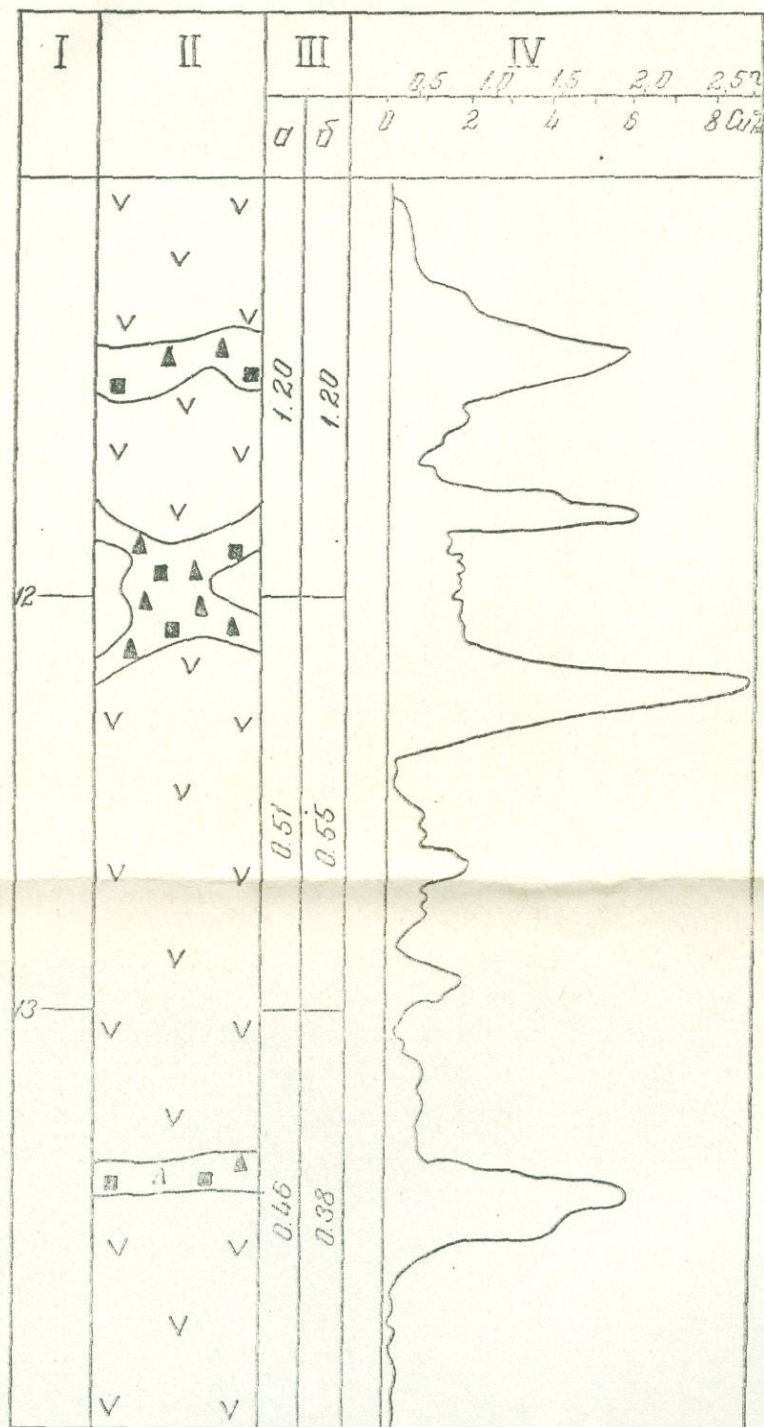
Результаты рентгенорадиометрического каротажа одной скважины Кафанского месторождения позволили не только правильно выделить рудные интервалы, но и количественно оценить содержание меди (фиг. 5).

Выводы и рекомендации

1. Одним из путей повышения эффективности разведочных работ является внедрение в производство новейших геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых.



Фиг. 4. Кафанское меднорудное месторождение (рудник 7—10, гор. 1009, кварцлаг 7 на юг, жила 5 с апофизами). 1. Халькопирит. 2. Пирит. 3. Кварц. 4. Андезитовые порфиры. 5. Данные химического анализа. 6. Данные РРМ — порошок. 7. Данные РРМ — борозда.



Фиг. 5. Рентгенорадиометрический каротаж скважины Кафанского меднорудного месторождения. 1. Порфиры. 2. Рудные зоны. 3. Пирит. 4. Халькопирит.

2. Опытнo-методические и производственные комплексные геофизические исследования, проведенные за 1968—1973 гг. на Кафанском, Шамлугском, Ахталыском, Дастакертском, Агаракском, Каджаранском, Зодском и Азатекском месторождениях способствовали решению важнейших геологических задач и выявлению новых рудных тел промышленного значения.

3. Доказана эффективность проведения наземных комплексных геофизических методов исследований на стадии детальных геологоразведочных работ. Методами ВП, МС и магниторазведки на южном фланге Дастакертского месторождения уточнен контакт интрузии гранодиоритов с порфиритами, являющийся перспективным по выявлению новых рудных тел, а на Зодском месторождении уточнена перспективность северо-восточного фланга Тигранасарского участка.

4. Практическая возможность расчленения при электрокаротаже скважин (методы ВП и сопротивлений) разнородных пород и зон сульфидной минерализации с высокой точностью, указывает также на возможность решения важнейших геологических задач при разведке месторождений со сложными горно-техническими условиями не обеспечивающими кондиционного выхода керна.

При дальнейшем производстве каротажных работ рекомендуется расширить комплекс исследований методами СК, ЭП, ПС, КС, ГК и рентгенорадиометрического каротажа.

Метод вызванной поляризации (ВП), получивший широкое применение при поисках и разведке месторождений, является одним из перспективных при электроразведке с целью непосредственных поисков прожилково-вкрапленных руд.

5. Результаты, полученные по уточнению комплекса геофизических исследований в скважинах, дают основание предложить возможности широкого применения в дальнейшем каротажных исследований в скважинах, методами скважинной геофизики и др.

6. Широкие перспективы открывают опытнo-методичес-

кие и производственные исследования по разработке и внедрению РРМ опробования на определение содержания меди, молибдена, свинца, цинка, сурьмы и других металлов в порошковых пробах и в естественном залегании рудных тел.

Небольшая стоимость рентгенорадиометрического метода опробования позволяет рекомендовать его для широкого применения в качестве экспресс-опробования полезных ископаемых в целиках, вагонетках и на конвейерных лентах, а также оперативного контроля за качеством и процессом добычи и обогащения руд.

7. Имеются большие возможности применения геофизики для решения широкого круга горно-технических, гидро-геологических, инженерно-геологических и других задач.

8. Дальнейшее направление опытно-методических исследований должно быть связано с расширением фронта работ, как в наземном, так и подземном вариантах, внедрением новых комплексов геофизических исследований, а также в сочетании геофизических методов с другими методами разведочных работ.

Производственный геологоразведочный
трест УЦМ СМ Армянской ССР

Поступила 14. III. 1975.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян Г. М., Медведев Ю. С., Орлов В. М. Применение рентгенорадиометрического метода при опробовании руд на медно-полиметаллических месторождениях Армении. Изв. АН Армянской ССР, «Науки о Земле», 2, 1974.
2. Денисов М. Н. Сравнение данных предварительной и детальной разведки с результатами эксплуатации и определение оптимальной плотности разведочной сети. (На примере некоторых рудных месторождений). ОНТИ—ВИЭМС, серия № 3, Москва, 1969.
3. Леман Е. П., Болотова Н. Г., Митов В. Н. К теории и методике рентгенорадиометрического анализа способом спектральных отношений. Радиометрия и ядерная геофизика. «Недра», 1972.
4. Мартиросян С. В. Разведка флангов Дастакертского медно-молибденового месторождения. Промышленность Армении, № 2, 1970.
5. Мартиросян С. В. Применение рентгенорадиометрического (РРМ) анализа на примере опробования руд Азатекского золотосурьмяного и Кафанского медного месторождений. Армнипроцветмет, научное сообщение, выпуск 1(5), 1973.

6. Мейер В. А., Находцев В. С., Кудрявцев Ю. П. Учет влияния вещественного состава исследуемой среды в рентгенорадиометрическом каротаже по спектральным отношениям во вмещающих породах. Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., т. 12, вып. 2, 1967.
7. Мейер В. А. и др. Способ спектральных отношений в рентгенорадиометрическом методе изучения элементного состава руд в естественных условиях. Вопросы рудничной геофизики, вып. 6, 1965.

Г. М. ВАНЦЯН, М. А. ГРИГОРЯН

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

На некоторых оползневых участках Армянской ССР (г. Кафан—оползни «Привокзальный», «пос. Ленгруппа», «Арфик», «Ачхлу», пос. Дастакерт—оползни «Ферма», «ГРП», «Дастакерт», г. Раздан, с. Мартирос) с помощью геофизических методов решались следующие вопросы:

1. Определение поверхности скольжения и строения оползневого тела.

2. Прогнозирование активизации оползневых смещений.

При исследовании этих вопросов применялись сейсморазведка малых глубин (сейсмические станции ОСУ-1, Поиск-1-6/12) и электроразведка методом сопротивлений.

Наряду с полевыми работами проводилось лабораторное определение физических параметров пород (скорости продольных и поперечных волн V_p , V_s , коэффициенты поглощения этих волн α_p , α_s , удельное электрическое сопротивление ρ) и моделирование (сейсмоскоп ИПА—59, электронный автокомпенсатор ЭСК-1).

Определение поверхности скольжения и строения оползневого тела

При опробовании геофизических методов на различных оползневых участках отмечена высокая разрешающая способность сейсморазведки при определении поверхности скольжения, когда последняя представлена глинистыми или скальными породами. Электроразведка методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) дает большее

осреднение по сравнению с сейсморазведкой, и по ее данным наиболее уверенно выделяется поверхность скольжения, представленная высокоомными породами (порфиристы, гранодиориты, песчаники и др.).

В качестве примера рассмотрим данные по оползневому участку с. Мартирос.

На фиг. 1 представлен сейсмогеологический разрез вдоль оси оползня, на котором выделяются два слоя: слой со скоростями продольных волн $V_p = 350 \div 380$ м/сек и поперечных — $V_s = 180 \div 200$ м/сек, мощностью $5 \div 15$ м, соответствующий суглинкам с прослойками глин. Эти породы рассматриваются как оползневые массы, залегающие на втором слое, представленном глинами, со скоростями $V_p = 1850 \div 1900$ м/сек и $V_s = 370 \div 390$ м/сек. Высокие скорости распространения упругих волн в этом слое свидетельствуют о ненарушенности глин, что позволяет с достаточной достоверностью считать их кровлю поверхностью скольжения.

Некоторую дополнительную информацию относительно строения оползневого участка можно извлечь из электро-разведочных данных. В левой части профиля кривые ВЭЗ соответствуют типу К, а в правой — А. На большинстве кривых замечен выход на асимптоту $\rho_z = 40—45$ ом на глубине порядка 25—30 м (песчаники, залегающие под глинами). На кривых типа К промежуточный слой может быть отождествлен с линзой валуно-галечных пород.

Характер изменения кажущихся сопротивлений ρ_k показан на фиг. 2.

Сейсмические данные, полученные на отдельных оползневых участках свидетельствуют о том, что диапазон изменения V_p , V_s , α_p , α_s на устойчивой части склона меньше, чем у пород, подвергшихся смещениям. В оползневых массах имеет место также уменьшение значений этих параметров и отношения V_s/V_p . Коэффициенты поглощения волн для оползневых масс выше, чем для тех же пород в устойчивой части склона. Кроме того, наблюдается уменьшение α_p и α_s вдоль оси оползания, причем наименьшими значениями эти параметры отмечаются в нижних частях

оползневого тела. Это объясняется увеличением плотности пород в условиях все возрастающего в нижней части оползневого давления. Что касается удельных электрических сопротивлений, то в большинстве случаев обводненные участки оползневых масс отмечаются резким понижением удельного электрического сопротивления до $1 \div 10$ ом.

Связь между изменением физических параметров и строением оползневого тела можно показать на примере оползня «пос. Ленгруппа» (г. Кафан). Этот оползень по V_p , V_s и ρ можно разделить на три части: северную, центральную и южную. В северной и южной частях по вертикальному разрезу наблюдается изменение V_p и V_s от значений 210 и 180 м/сек до 1650 и 320 м/сек соответственно. В центральной части V_p и V_s имеют более высокие значения—280 и 200 м/сек, а на глубине—1750 и 350 м/сек. Различие в скоростях распространения упругих волн позволяет судить о степени разрушенности отдельных частей оползневого тела. В приведенном примере центральная часть может рассматриваться как наименее деформированная область.

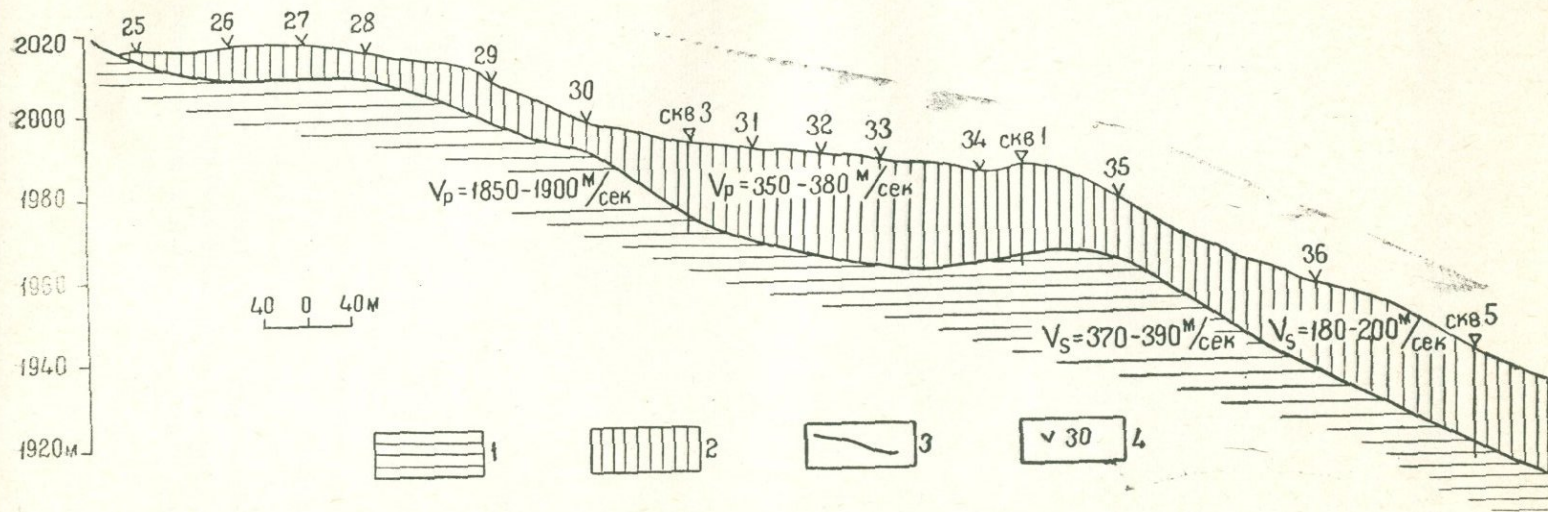
По данным электроразведки в северной и южной частях отмечаются более низкие сопротивления, что является следствием разрушенности и обводненности пород.

Прогнозирование активизации оползневых смещений

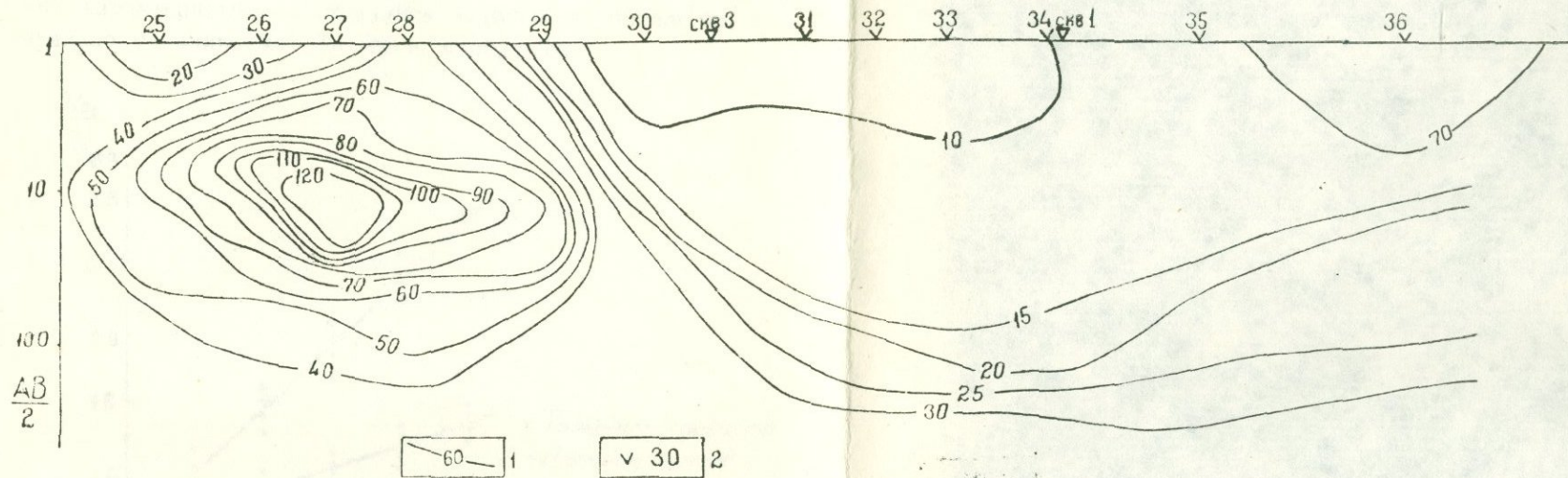
В основу прогнозирования активизации оползневых смещений нами был положен анализ изменений сейсмических параметров во времени [1, 2]. Целесообразность такого подхода была подтверждена лабораторными и полевыми исследованиями.

При лабораторных работах для монолитов различных грунтов оползневого склона изготавливались призматические образцы, которые подвергались действию вертикальной нагрузки с помощью прессы. Деформация оценивалась путем измерения расстояния между фиксированными точками образца катетометром КМ—6.

При деформациях, сопровождаемых появлением микросдвигов и микротрещин, происходило заметное уменьшение

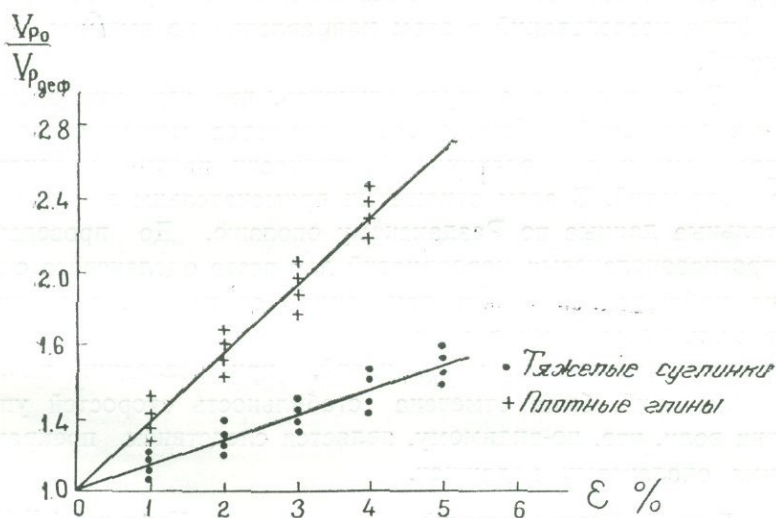


Фиг. 1. Сейсмологический разрез оползня сел. Мартiros. 1 — глина, 2 — оползневые массы, 3 — поверхность скольжения, 4 — точки ВЭЗ.



Фиг. 2. Разрез ρ_k оползня с. Мартiros. 1 — изоомы, 2 — точки ВЭЗ.

V_p и увеличение α_p , что отмечалось с помощью ультразвукового сейсмоскопа ИПА—59 по времени вступления и амплитуде сейсмической волны. Уменьшение V_p и увеличение α_p объясняется необратимыми деформациями в пределах линейной пропорциональности, при которых происходит разуплотнение образцов горных пород под вертикальной нагрузкой. Следует отметить, что изменения сейсмических характеристик наблюдались задолго до появления визуально улавливаемой трещины в образце.



Фиг. 3.

На фиг. 3 показана связь между отношением скоростей распространения сейсмических волн в образцах до и после действия вертикальной нагрузки $V_{p0}/V_{p_{деф}}$ с одной стороны, и деформацией $\epsilon \%$, с другой. Эта связь, как следует из графиков, может быть описана линейной зависимостью.

Интересные результаты по прогнозированию оползневых процессов получены путем изучения временных изменений сейсмических параметров в натурных условиях. Примером этого может служить оползень «Привокзальный» г. Кафана. Здесь по специально намеченным профилям, привязанным к геодезическим реперам, проведено несколько циклов

наблюдений за изменением V_p и V_s . Анализ полученных данных за трехлетний период (1969—1971 гг.), свидетельствует о непостоянстве этих параметров, причем наибольшие изменения скоростей сейсмических волн отмечались весной 1970 г., в то время как наибольшее смещение геодезических реперов, достигающее в некоторых точках до 1 м, отмечалось спустя четыре месяца, в конце лета того же года.

Результаты первых экспериментов по прогнозированию оползневых процессов с помощью геофизических методов представляются обнадеживающими и целесообразность дальнейших исследований в этом направлении не вызывает сомнений.

В заключение следует отметить, что изучение временных изменений сейсмических параметров может оказаться полезным и для оценки эффективности противооползневых мероприятий. В этом отношении примечательны экспериментальные данные по Разданскому оползню. До проведения противооползневых мероприятий для всего оползневого склона наблюдались резкие изменения сейсмических характеристик, полученных в разное время года. После проведения противооползневых мероприятий, при последних циклах наблюдений, была отмечена стабильность скоростей упругих волн, что, по-видимому, является следствием прекращения оползневых подвижек.

Ереванский государственный
университет

Поступила 4. X. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баласанян С. Ю., Ванцян Г. М., Григорян М. А. Исследование оползневых явлений с помощью геофизических методов. Тезисы докладов четвертого семинара «Применение геофизических и математических методов в гидрогеологии и инженерной геологии», Ташкент, 1973.
2. Григорян М. А. Применение сейсморазведки для определения поверхности скольжения и состояния оползневого тела. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 4, 1972.

Л. С. АСЛАНЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗВЕДОЧНОЙ СЕТИ И ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ ПРИ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ СТАДИИ РАБОТ НА ПРИМЕРЕ ШАУМЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При предварительной разведке жильных месторождений, аналогичных Шаумянскому существенное значение приобретает: а) выбор оптимальной плотности разведочной сети; б) оценка запасов по разведваемым площадям и в целом по месторождению.

Основными факторами, определяющими выбор оптимальной плотности разведочной сети, являются размеры и морфология рудных тел, условия их залегания, степень изменчивости по мощности и содержанию металлов.

При разведке месторождений весьма существенным является правильная оценка рудных пересечений, получаемых по данным глубоких горизонтальных скважин и горных выработок, пройденных вкрест ожидаемого простирания рудных тел. От правильной оценки рудных пересечений во многом зависит эффективность разведочных работ.

Рудные пересечения, имеющие промышленные показатели по мощности и содержанию металлов (на метр процент) при их разведке, в подавляющем большинстве случаев, представляют собой промышленные рудные тела. На основании анализов ранее проведенных разведочно-эксплуатационных работ (по Шаумянскому месторождению) показатель перехода рудных пересечений с промышленными содержаниями металлов, вскрываемых горизонтальными скважинами и горными выработками в промышленные рудные

тела составляет порядка 90%. На месторождении распределение рудных тел по размерам и запасам руды представляется в следующем виде:

Размеры рудных тел, м	Распределение рудных тел по размерам, %	Распределение рудных тел по запасам, %
до 50	8,3	5,4
от 50—100	31,1	15,2
от 100—150	38,4	23,4
от 150—200	16,7	35,8
200 и более	5,5	20,2

Из приведенного следует, что наиболее характерными для месторождения являются рудные тела с размерами от 50 до 150 м, составляющие 69,5%; основные запасы—79,4% приходятся на долю рудных тел, размеры которых более 100 м (с увеличением размеров рудных тел резко увеличиваются запасы по месторождению). Размеры рудных тел по простиранию и падению практически одинаковы. Зависимости мощности от размеров рудных тел не наблюдается.

При принятой на месторождениях схеме проведения разведочных работ, при которой рудные тела, в основном, вскрываются горизонтальными скважинами, определение плотности разведочной сети сводится к установлению оптимального расстояния между разведочными сечениями (скважинами и квершлагами), основной задачей которых является вскрытие возможно максимального количества рудных тел.

Вероятность вскрытия рудных тел, при различных расстояниях между разведочными сечениями, определяется отношением вскрытого количества рудных тел к количеству рудных тел, установленных по эталонным сечениям. За эталон принимается расстояние между разведочными сечениями 50 м (рудные тела или их апофизы размерами менее 50 м разведуются эксплуатационной разведкой).

Вероятность вскрытия рудных тел при различной плотности, разведочной сети и разном ее положении определяется по формуле:

$$P = \Pi_v / \Pi_9, \text{ где}$$

Π_v — количество вскрытых рудных тел по разреженным сечениям;

Π_9 — количество рудных тел по эталонным сечениям.

Вероятность вскрытия рудных тел при различных расстояниях между разведочными сечениями составляет:

Расстояние между разведочными сечениями, м	50	100	150	200	250
Вероятность вскрытия рудных тел, %	100	86,0	76,1	56,5	44,4

При выборе параметров разведочной сети существенным является вопрос увязки вскрытых рудных пересечений (тел) между собой. На основании анализа материалов при увеличении расстояния между разведочными сечениями наблюдается резкое уменьшение количества рудных пересечений, которые увязываются между собой:

Расстояние между разведочными сечениями, м	50	100	150	200	250
Количество пересечений рудных тел, которые увязываются между собой, %	68,8	43,6	31,2	25,0	6,2

Однако, увязка рудных пересечений между собой только по количественному соотношению, без учета запасов, не может явиться окончательным критерием для оценки надежности разведочной сети.

Увязка пересечений рудных тел с учетом количества запасов представляется в следующем виде:

Расстояние между разведочными сечениями, м	50	100	150	200	250
Количество запасов по пересечениям рудных тел, которые увязываются между собой, %	88,1	62,3	49,4	37,1	22,8

Из приведенных данных явствует, что надежность увязки рудных пересечений с учетом запасов по отношению к количественной увязке рудных пересечений, при различных расстояниях разведочной сети, почти равномерно возрастает на 16,8%.

Наибольшая вероятность выявления запасов—88,1%, достигается разведочной сетью 50 м. Оставшиеся запасы—11,9%, падают на долю мелких рудных тел и апофиз, которые будут выявлены впоследствии — при эксплуатационной разведке.

Оптимальные расстояния между разведочными сечениями определяются путем сравнения затрат на разведку и достигаемой вероятностью работ; в частности, для Шаумянско-го месторождения наиболее рациональным расстоянием между разведочными сечениями при стадии предварительной разведки принимается 200 м, которая обеспечивает выявление до 37,1% запасов, а для детальной разведки с подсчетом запасов по категории C_1 рекомендуется расстояние между разведочными сечениями 50 м.

При этой сети одновременно учитываются погрешности, допускаемые при увязке рудных пересечений между собой, составляющие 11,9% и при подсчете запасов по рудным телам, на основании проведенных расчетов—26,9%.

При предварительной разведке существенное значение приобретает оценка оруденения по данным отдельных пересечений рудных тел, вскрываемых разведочными сечениями (горизонтальными скважинами).

В стадии предварительной разведки оценка оруденения по данным отдельных пересечений рудных тел прежде всего учитываются размеры разведываемых площадей. Устанавливается усредненное количество рудных пересечений (n) для всей протяженности (e) (направление по простиранию рудных тел) разведываемой площади. Для этого количество всех рудных пересечений (n) делится на количество всех пройденных скважин (N) или сечений. Ввиду того, что по месторождению некоторая часть рудных пересечений не переходит в рудные тела, вводится расчетный коэффициент

0,8; ширина разведываемых площадей учитывается глубиной скважины или длиной разведочных сечений.

Оценка оруденения дается путем определения суммарной длины ожидаемых рудных тел в пределах разведываемых площадей, которые принимаются за условные запасы Y_3 .

Этот показатель легко рассчитывается по следующей формуле:

$$Y_3 = K \cdot p \cdot e / N \cdot p, \text{ где}$$

K —поправочный коэффициент увязки рудных тел между собой—0,88, p —число рудных пересечений, e —длина зон оруденения, r —поправочный коэффициент вероятности вскрытия рудных пересечений (0,565), N —число скважин или сечений на разведываемой площади.

Рассчитав средние значения мощности и содержания металлов по рудным пересечениям, вскрытым в пределах разведываемых площадей, условные запасы легко можно перевести в истинные. Умножением этих запасов на ожидаемую глубину развития рудных тел будут определены запасы по категории C_2 .

Производственный геологоразведочный
трест УЦМ СМ Армянской ССР

Поступила 24. IX. 1975.

Ю. А. АГАБАЛЯН, Л. М. БАГДАСАРЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ
ОЦЕНКИ АЛАВЕРДСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

Повышение эффективности использования месторождений полезных ископаемых—одна из наиболее важных и актуальных народнохозяйственных проблем. В условиях планомерного и пропорционального развития социалистической экономики, в соответствии с ростом общественного производства в СССР, непрерывно расширяется минерально-сырьевая база промышленности.

«Рациональное использование минеральных ресурсов—важнейшая задача науки и практики. Развитие производительных сил, темпы технического прогресса, наше сегодняшнее благосостояние и благополучие будущих поколений зависит от того, насколько эффективно, комплексно и рационально будут осваиваться природные ресурсы».*)

Цветная металлургия является одной из ведущих отраслей промышленности нашей республики.

Успешное развитие цветной металлургии в основном зависит от состояния и подготовленности рудной базы. В связи с этим важнейшей задачей геологоразведочных организаций является обеспечение дальнейшего прироста запасов цветных металлов, в первую очередь, в районах действующих горнодобывающих и перерабатывающих предприятий, и именно в Алавердском рудном районе, являющимся одним из старейших горнорудных районов Закавказья, где на базе медных и полиметаллических месторождений действует Алавердский горно-металлургический комбинат с Шам-

*) «Правда», № 2, 1970.

лугским и Ахталским подземными рудниками и Ахталской обогатительной фабрикой.

Алавердское медное месторождение (штоки и линзы с высоким содержанием меди) разрабатывалось еще со второй половины XVIII века. К 1944 г., выявленные запасы по штокам и линзам, в основном, были отработаны и эксплуатационные работы на руднике фактически были прекращены. В последующие же годы на месторождении эксплуатировались лишь отвалы старых горных выработок.

С 1952 г. на месторождении разведочные работы были возобновлены и до 1954 г. носили периодический характер и не привели к положительным результатам.

С 1955 г., во исполнение задачи, поставленной перед геологической службой республики—обеспечить Алавердский комбинат местным сырьем, начинается планомерное, целенаправленное изучение Алавердского медного месторождения. Трестом «Армцветметразведка», а с 1957 г. Алавердской ГРП Управления геологии СМ Армянской ССР, на месторождении были развернуты геолого-поисковые и геолого-разведочные работы на западном фланге месторождения бурением скважин.

За 1955—1962 гг. на западном фланге Алавердского месторождения наземными буровыми скважинами было выявлено медноколчеданное оруденение, приуроченное к пологопадающим зонам близмеридионального простиранья. Однако, данные разведочного бурения не могли служить надежной основой для промышленной оценки и подсчета запасов по промышленным категориям. В частности, не было однозначного ответа в отношении морфологии и условий залегания рудных тел, а также содержания меди в них. С этой целью была пройдена штольня № 5 на гор. 750 м, которая вскрыла почти все рудные тела, выявленные наземными буровыми скважинами. Отдельные рудные тела на горизонте штольни 5 были прослежены по простиранью штреками и по восстанию—восстающими. В результате этих работ коренным образом изменилось представление о морфологии, условиях залегания и вещественном составе рудных тел—было установлено, что выявленное медное ору-

денение представлено маломощными (преимущественно 0,3—0,5 м) крутопадающими жилами медносерноколчеданного состава; маломощные жилы имеют четкие контакты с вмещающими породами и исключительно богаты медью (от нескольких процентов до 20% и более).

Горными выработками вскрыт также новый для Алавердского месторождения морфологический тип—жилые зоны.

Сравнение мощностей и содержаний жил по данным горных выработок с аналогичными данными по скважинам показало, что скважины резко занижают содержание меди (в 3—5 и более раз) при одновременном завышении мощности (в 1,2—2,5 раза). Основной причиной такого расхождения явилось то, что при опробовании керна буровых скважин не была соблюдена секционность опробования, в результате чего в пробу были включены также и слабооруденные околожилые измененные породы; другими причинами могли быть недостаточный выход керна и избирательное истирание.

Для устранения этого искажения необходимо обосновать корректирующие коэффициенты к мощностям рудных тел и содержанию меди и применять их при подсчете запасов и промышленной оценке месторождения.

Наиболее обоснованным и опробованным на практике способом определения корректирующих коэффициентов, является сопоставление результатов опробования по сопряженным горным выработкам и буровым скважинам. По Алавердскому месторождению имеется восемь сопряженных выработок, по которым нами выведены поправочные коэффициенты по мощности и по содержанию меди. В среднем по восьми пересечениям эти коэффициенты составили по мощности $K_m = 0,4$ (то есть скважины завышают мощность в 2,5 раза) и по содержанию $K_c = 5,4$ (то есть скважины занижают содержание в 5,4 раза). В результате количество меди занижено в 2,16 раза ($5,4 \times 0,4$). Однако, такое количество (восемь) сопряженных выработок не позволяют обосновать коэффициенты корреляции данных опробования буровых скважин. Исходя из этого, нами применен также кос-

Номера жил		По данным гор- ных выработок		По данным бу- ровых скважин		Поправочные коэффи- циенты		
		Средняя мощность, м	Среднее содержание	Средняя мощность, м	Среднее содержание	K_m	K_c	$K_m \times K_c$
Жила 10		0,6	3,2	0,98	1,0	0,61	3,2	1,95
Жила 12		0,37	4,8	1,17	1,1	0,31	4,4	1,36
Жила 13		0,44	7,4	0,69	1,7	0,63	4,3	2,71

Данные таблицы 1 показывают, что результаты опробования скважин завышают мощности жил в 1,6—3,2 раза, а содержание занижают в 3,2—4,4 раза. При этом, валовое количество металла занижается в 1,36—2,71 раза. Нами для рассмотренных трех жил выведены также средневзвешенные поправочные коэффициенты, которые составили 0,5; 4,0 и 2,0, соответственно.

Если допустить, что занижение содержания обусловлено только одной причиной—завышением мощности при керновом опробовании, то тогда занижение содержания меди должно было происходить в два раза, ибо валовое количество металла при этом осталось бы неизменным ($0,5 \times 2 = 1$). На самом деле, валовое количество меди также занижено в два раза, что нельзя объяснить только искажением мощности при керновом опробовании. Следовательно, верно утверждение, что искажение происходит и вследствие избирательного истирания. Несмотря на очевидность вскрытых причин искажения, нами для последующих технико-экономических расчетов принимается заниженная величина

только поправочного коэффициента по содержанию меди в руде, а именно, $K_c=2,0$, при коэффициенте по мощности $K_m=0,5$, т. е., количество меди, подсчитанное с помощью принимаемых поправочных коэффициентов по сравнению с подсчетом, выполненным по данным кернового опробования, останется неизменным ($2,0 \times 0,5 = 1$).

Исходя из вышеизложенного, подсчет запасов Алавердского месторождения меди с целью промышленной оценки нами произведен по двум вариантам.

I вариант—по данным кернового опробования.

II вариант—с учетом поправочных коэффициентов $K_c=2,0$ и $K_m=0,5$.

В таблице 2 приводятся сводные результаты подсчета запасов по двум вариантам (запасы руды, средние содержания и запасы меди даются в условных единицах).

Таблица 2

Варианты	Запасы руды, усл. ед.	Среднее содержание медь, усл. ед.	Запасы меди, усл. ед.
I вариант	1000	1,3	13
II вариант	500	2,6	13

В соответствии с рельефом местности и пространственным расположением рудных тел целесообразно вскрытие Алавердского месторождения осуществить комбинированным способом—штольной и шахтными стволами, используя в качестве основной транспортной артерии штольную № 5, пройденную на гор. 750 м, в процессе геологоразведочных работ.

При разработке крутопадающих жил мощностью 0,6 м и более наибольшее распространение получила система с магазинированием руды, которая по своим технико-экономическим показателям выгодно отличается от других систем разработки крутопадающих жил, однако, для очень тонких жил, мощностью 0,2—0,4 м, применение этой системы приводит к большому разубоживанию руды и делает ее применение недостаточно эффективным. Исследования Института Горного дела им. Скочинского АН СССР под руко-

водством чл.-корр. АН СССР М. И. Агошкова показали, что в этих условиях хорошие технико-экономические показатели обеспечивает система разработки с раздельной выемкой руды и закладкой выработанного пространства подрываемыми вмещающими породами. Эта система успешно применяется на ряде отечественных рудников («Центральный» Хрустальнинского комбината, «Ниттис-Кумужье», «Эге-Хая» в Якутии и т. д.). Система нашла довольно широкое применение на рудниках США, Канады, ФРГ, ГДР и других стран. Известны даже случаи отказа от хорошо освоенной системы с магазинированием руды в пользу системы с «закладкой».

Несмотря на то, что затраты на 1 т руды по системе разработки с раздельной выемкой для весьма тонких жил в 2—3 раза превышают затраты с магазинированием руды, она экономически эффективнее благодаря значительному снижению разубоживания при добыче.

По выбранным для сравнения системам разработки и вариантам подсчета запасов нами произведены технико-экономические расчеты для оценки Алавердского месторождения.

При этом, Алавердский рудник рассматривается в качестве цеха Алавердского горно-металлургического комбината. Добытую на руднике медную руду предусматривается обогащать на Ахтальской обогатительной фабрике, для чего потребуется расширение ее производственной мощности. Перевозка руды до обогатительной фабрики предусматривается автотранспортом, который в обратном направлении экономически целесообразно использовать для перевозки концентратов Ахтальской обогатительной фабрики до Алавердского медеплавильного завода. Расчеты показали экономичность автотранспорта в сравнении с железной дорогой. Последняя связана с лишними двухкратными погрузками и выгрузками руды, небольшим расстоянием перевозки, а также с потерей руды.

При промышленной оценке Алавердского месторождения мы основывались на сравнительно детальной разведанности лишь жил месторождения; изученность же рудных зон на данной стадии недостаточная для их промышлен-

ной оценки (они охарактеризованы единичными пересечениями)—их дальнейшая разведка, безусловно, повысит промышленную ценность Алавердского месторождения.

Жилы Алавердского месторождения, как было отмечено выше, имеют четкие контакты с вмещающими породами, поэтому не было необходимости в определении бортового содержания для подсчета запасов балансовых руд. Общеизвестно, что заметное изменение запасов руды приводит к изменению производственной мощности предприятия, которая, в свою очередь, оказывает непосредственное влияние на размеры капитальных, эксплуатационных затрат, прибыли, рентабельности и т. д. Особенно резко меняются при этом удельные капитальные вложения и себестоимость добычи и переработки 1 т руды для месторождений небольшого масштаба.

С учетом изложенного для объективной промышленной оценки Алавердского месторождения произведены расчеты технико-экономических показателей для следующих двух подвариантов (IIа и IIб) запасов руды:

Подвариант IIа запасы II варианта таблицы 2, то есть все запасы по разведанным жилам, подсчитанные при помощи поправочных коэффициентов $K_m = 2,0$; $K_c = 0,5$.

Подвариант IIб запасы, подсчитанные по II варианту, но по более высокому значению минимального промышленного содержания, а именно:

а) для системы с магазинированием руды при минимальном содержании меди в подсчетном блоке—1,28 усл. ед.;

б) для системы с отдельной выемкой руды—при минимальном содержании меди в подсчетном блоке—1,92 усл. ед.

Кроме того, в качестве вспомогательного, рассмотрен первый вариант таблицы 2, то есть запасы, подсчитанные по данным колонкового бурения.

В нижеследующей таблице 3 приводятся расчетные технико-экономические показатели подвариантов IIа и IIб (показатели приводятся в условных единицах).

Данные табл. 3 позволяют сделать следующие выводы.

Наименование показателей	Единица	Показатели		
		Подвариант IIa	Подвариант IIб	На прирост
Запасы руды	усл. ед.	500	250	250
Содержание меди в руде	"	2,6	3,8	1,9
Запасы меди	"	13,0	8,25	4,75
Извлекаемые запасы руды (потери—5%, разубоживание—22%)	"	610	305	305
Содержание меди в добытой руде	"	2,03	2,57	1,48
Годовая производительность по руде	"	50,0	25,0	25,0
Себестоимость добычи, транспорта и обогащения 1 т руды	"	1,0	1,12	0,88
То же за год	"	50,0	28,0	22
Извлекаемая ценность 1 т руды	"	1,68	2,1	1,26
То же за год	"	84	52,5	31,5
Капиталовложения	"	70	55	15,0
Удельные капиталовложения	"	1,4	2,2	0,6
Прибыль с 1 т руды	"	0,68	0,98	0,36
Годовая прибыль	"	34,0	24,5	9,5
Эффективность капиталовложений	%	49	45	60
Срок окупаемости капиталовложений	лет	2,0	2,2	1,6
Системы разработки:				
а) с магазинированием	%	47	64	30
б) с раздельной выемкой	"	53	36	70

Несмотря на то, что в подварианте IIa—по сравнению с подвариантом IIб—содержание меди в руде снижается на 21,3% (за счет того, что содержание меди в приращенных запасах на 43% ниже, чем в подварианте IIб), при одновременном снижении прибыли с 1 т руды на 31%, подвариант IIa имеет неоспоримое преимущество по сравнению с подвариантом IIб: большее количество руды и меди, более высокая годовая производительность предприятия, более низкие удельные капитальные и эксплуатационные затраты, более высокая экономическая эффективность капиталовложений. Это обусловлено тем обстоятельством, что приращенные запасы (250 усл. ед. руды) обеспечивают высокую экономическую эффективность их разработки (эффективность дополнительных капиталовложений—60%).

Таким образом, в качестве оптимального следует принять подвариант IIa, который позволяет считать балансо-

выми все запасы руды по разведанным жилам Алавердского месторождения, обеспечивая исключительно высокую эффективность разработки.

Посмотрим, каковы бы были результаты оценки Алавердского месторождения при использовании для подсчета запасов данных кернового опробования без поправочных коэффициентов (см. вариант I таблицы 2). Мощности жил при использовании данных кернового опробования составляют от 0,65 до 1,35 м. Для этих условий наиболее целесообразно использовать систему разработки магазинированием руды. Как видно из таблицы 2, запасы руды по I варианту вдвое превышают запасы руды по II варианту, при одинаковых запасах меди по обоим вариантам. Следовательно, для производства того же количества меди в концентрате по I варианту годовая производительность рудника по руде должна вдвое превосходить таковую по II варианту.

С учетом этого обстоятельства, а также применения производительной системы разработки с магазинированием руды, рассчитаны технико-экономические показатели по I варианту и определено минимальное промышленное содержание. Себестоимость добычи, транспорта и переработки 1 т руды согласно расчетам составила 0,6 усл. ед., извлекаемая ценность—0,84 усл. ед., прибыль с 1 т руды—0,24 усл. ед., удельные капиталовложения—1,0 усл. ед., а эффективность капиталовложений—24%, то есть в два раза ниже, чем по IIa подварианту (49%), тогда как производство меди по этим вариантам, как было отмечено выше, одинаковое. Минимальное промышленное содержание составило 1,1 усл. ед. Фактическое же содержание меди по отдельным подсчетным блокам и рудным телам, подсчитанное по данным кернового опробования, составило от 0,7 до 2 усл. ед.; так как подсчетные блоки и рудные тела, не удовлетворяющие минимальному промышленному содержанию, были исключены из подсчета запасов, запасы руды сократились вдвое, а меди—на 37%.

Геолого-экономическая оценка показала, что Алавердское месторождение меди безусловно является перспектив-

ной сырьевой базой Алавердского комбината. Проведенная «оценка» позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Достоверность данных геологоразведочных работ при промышленной оценке месторождений полезных ископаемых имеет исключительно большое значение. Так, только из-за несоблюдения секционности опробования, а именно, завышения длины керновой пробы, месторождение получило бы явно искаженную оценку. С учетом же избирательного истирания, которое имеет место при отборе керновых проб на Алавердском месторождении, результаты опробования искажаются в еще большей степени. Поэтому одной из наиболее важных задач детальной разведки Алавердского месторождения является проведение специальных исследований, направленных на обоснованное определение поправочных коэффициентов к данным кернового опробования.

2. Детальные технико-экономические расчеты выполненные при оценке Алавердского месторождения, показали, что экономически наиболее целесообразно применять систему разработки с отдельной выемкой руды для жил мощностью до 0,5 м и систему с магазинированием руды для жил большей мощности.

К экономическому резерву месторождения следует также отнести достижение геологоразведочной службы последних лет, выявившей на Алавердском месторождении новый морфологический тип оруденения — рудные зоны, детальная разведка которых значительно повысит народнохозяйственную ценность месторождения.

Ереванская опытно-методическая
партия ВНИИГЕОЛНЕРУД

Поступила 20. IX. 1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агабян Ю. А. Принципы промышленной оценки рудных месторождений. Ереван, 1970.
2. Агошков М. И., Мухин М. Е. и др. Системы разработки жильных месторождений. Госгортехиздат, 1960.
3. Агошков М. И., Симаков Р. А. и др. Снижение выемочной мощности — основная задача совершенствования разработки жильных месторождений. «Горный журнал», № 4, 1964.

4. Альбов М. Н. Вопросы методики опробования рудных месторождений при разработке и эксплуатации. Госгеолтехиздат, 1962.
5. Гудалин Г. Г. Предпроектная экономическая оценка рудных месторождений. «Недра», 1967.
6. Смирнов В. И., Прокофьев А. П. и др. Подсчет запасов месторождений полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960.

Л. М. БАГДАСАРЯН

ПРОБЛЕМА КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН САРИГЮХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полнота и комплексность использования минерального сырья имеют большое народнохозяйственное значение.

Комплексное использование полезных ископаемых является одним из основных путей решения проблемы обеспечения народного хозяйства минерально-сырьевыми ресурсами. Особенно велик при этом экономический эффект: наряду с увеличением ассортимента получаемых продуктов, снижается себестоимость единицы продукции, сокращаются потребные удельные капиталовложения и значительно уменьшаются затраты направляемые на поисковые и геологоразведочные работы.

Комплексное использование сырья способствует также комплексному развитию отдельных экономических районов, и рациональному размещению производительных сил.

Вопросы комплексного использования минерального сырья получили особую значимость в современных условиях, когда ускоренными темпами разворачивается научно-техническая революция, неизмеримо возросли объемы промышленного производства, требующие бережного и рационального отношения к невозобновляемым минерально-сырьевым ресурсам.

На третьей сессии Верховного Совета СССР девятого созыва обсуждался вопрос о мерах по дальнейшему усилению охраны недр и улучшению использования полезных ископаемых; вынесено соответствующее постановление и ут-

верждены «Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах».

В принятом Верховным Советом СССР Постановлении отмечается: «Считать одной из важнейших государственных задач обеспечение рационального, комплексного и экономного использования недр и усиление их охраны в целях дальнейшего развития социалистической экономики и повышения благосостояния советского народа».*)

Утвержденные Верховным Советом СССР «Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах»**) предусматривают основные требования к геологическому изучению недр и к проектированию, строительству и вводу в эксплуатацию горнодобывающих предприятий.

Предприятия, осуществляющие изучение недр, обязаны обеспечить комплексность оценки сырья и рациональное, научно-обоснованное направление геологических работ.

В проектах по строительству и вводу в эксплуатацию горнодобывающих предприятий должны быть непременно предусмотрены также способы технологической схемы переработки минерального сырья, обеспечивающие наиболее полное, комплексное и экономически целесообразное использование минерально-сырьевых ресурсов.

В свете вышеизложенного в настоящей статье сделана попытка на примере Саригюхского месторождения бентонитовых глин, показать народно-хозяйственную значимость и обязательность комплексного изучения месторождений.

Бентонитовые глины относятся к числу важнейших полезных ископаемых. Роль и диапазон их использования в народном хозяйстве с каждым годом все более увеличиваются. Ныне бентониты используются в СССР уже более чем в 30 отраслях. Наиболее важными областями применения бентонитов являются буровое дело, черная металлургия, литейное производство, нефтеперерабатывающая и химическая промышленности.

*) «Правда», № 191, от 10 июля 1975 г.

**) «Правда», № 192, от 11 июля 1975 г.

Проявления бентонитовых глин в зоне развития меловых отложений Северо-восточного предгорья Малого Кавказа были известны с древнейших времен и местным населением применялись в качестве отбеливающего материала и заменителя мыла и очистки вин.

На Саригюхском месторождении впервые по рекомендации А. Т. Асланяна [3] было произведено опробование бентонитовых глин с целью определения возможности использования в качестве адсорбентов и утяжелителя. Этими первыми исследованиями было доказано высокое качество бентонитов Саригюхского месторождения (Г. С. Асратян). После получения указанных результатов были проведены рекогносцировочные полевые работы и в последующем разведочные работы.

В результате проведенных многолетних геологических, технологических и экономических исследований последующего периода, была доказана несомненная промышленная ценность Саригюхского месторождения, на базе которого ныне действует комбинат «Иджеванский бентонит»; большие заслуги в этом имеют и исследователи К. А. Мкртчян, Г. С. Авакян, А. И. Ордухьян, С. А. Казарян и др.

Геологоразведочные работы на Саригюхском месторождении проводились в период с 1960 г. по 1974 г. В зависимости от областей применения и потребности народного хозяйства в бентонитах месторождения, геологоразведочные работы проводились в 4 этапа.

I этап разведки (1960—1961 гг.). В 1960 г. на Центральном участке месторождения была произведена предварительная разведка, доказавшая высокие качества бентонитов для применения их в масложировой промышленности, как отбеливающий материал, а также в буровом деле для приготовления глинистых растворов.

С учетом вышеотмеченного и в соответствии с постановлениями, рекомендациями и предложениями Союзных директивных органов в 1961 г. была начата детальная разведка Центрального участка Саригюхского месторождения. Целью разведки являлось выявление и утверждение в ГКЗ СССР запасов глин в количестве 6,0 млн. т, пригодных для

приготовления буровых глинистых растворов и отбели растительных жиров.

Всем комплексом проведенных работ как в лабораторных, так и в заводских условиях было установлено, что разведанные глины обладают высоким качеством и пригодны для изготовления буровых глинистых растворов как в естественном виде, так и в виде изготовленного из них глинопорошка, а по отбеливающим свойствам близки к чешским глинам, используемым масло-жировой промышленностью.

Запасы бентонитовых глин Центрального участка подсчитывались отдельно как для бурового дела, так и в качестве адсорбента.

Подсчитанные по итогам разведки I этапа запасы бентонитовых глин Центрального участка Саригюхского месторождения утверждены ГКЗ СССР на 1/I—1962 г. в количествах:

по категориям $A+B+C_1$ —8,2 млн. т;

по категории C_2 —10,2 млн. т.

Следует отметить, что глины Центрального участка изучались также как катализаторы крекинга нефти и как формовочное сырье.

II этап разведки (1962 г.). Дополнительные геолого-разведочные работы и на этом этапе проводились на Центральном участке и в основном в пределах площади утвержденных ГКЗ запасов категории C_2 , с целью обеспечения возросшей потребности Министерства нефтяной промышленности СССР (МНП СССР) в бентонитах для глубокого бурения.

Всем комплексом проведенных дополнительных аналитических работ была подтверждена идентичность вновь разведанных бентонитовых глин разведанным глинам I этапа. Вновь разведанные бентониты полностью оказались пригодными для изготовления буровых глинистых растворов как в естественном виде, так и в виде глинопорошков.

Были подтверждены также высокие отбеливающие свойства этих глин.

По данным разведок I и II этапов по состоянию на 1/I—1963 г. ГКЗ утвердило общие запасы Центрального

участка по категориям А+В+С₁ в количестве 31,4 млн. т.

III этап разведки (1968—1969 гг.). С 1965 года потребителем бентонитовых глин стала черная металлургия, использующая бентонит в качестве связующего материала при производстве железорудных окатышей.

При добавке бентонита качество сырых окатышей значительно улучшается: повышается их прочность на сбрасывание. При обжиге окатышей с добавкой бентонита возрастает скорость сушки и прочность обожженных окатышей, что приводит к уменьшению отходов и, следовательно, к уменьшению затрат на производство товарных окатышей.

Перспективным планом развития черной металлургии предполагается, что к 1980 г. потребность в бентопорошках составит 1,0 млн. т и черная металлургия по объему потребления бентонитов выйдет на первое место и будет прочно занимать позицию вплоть до 2000 г.

Совет Министров СССР распоряжением № 2382 от 2/XII-1968 г. в целях обеспечения производства железорудных окатышей качественными бентонитовыми глинами и порошками обязал МНП СССР, МПСМ СССР и Совет Министров Армянской ССР обеспечить ввод в действие на комбинате «Иджеванский бентонит» мощностей по добыче бентонитовой глины в количестве в 1970 г.—500 тыс. т и производства порошков—100 тыс. т с дальнейшим освоением проектной мощности добычи глины до 1500 тыс. т и производством порошков до 700 тыс. т в год.

Приказом от 27/XII—1968 г. Министерство геологии СССР во исполнение распоряжения Совета Министров СССР обязало Управление геологии СМ Арм. ССР переоценить ранее утвержденные запасы Центрального участка для нужд МЧМ СССР и обеспечить прирост запасов этих глин в количестве 25 млн. т.

В результате III этапа разведки были подсчитаны балансовые запасы бентонитовых глин Центрального участка Саригюхского месторождения, пригодные для изготовления глинистых буровых растворов, адсорбента в масло-жировой промышленности и при производстве железорудных окатышей. Запасы бентонитовых глин утверждены ГКЗ СССР

по состоянию на 1/X—1969 г. пригодных для нефтяной и масло-жировой промышленности по категории В+С₁—37,8 млн. т, в том числе запасы глины, пригодных для нужд МЧМ СССР по категориям В+С₁—21,3 млн. т.

Необходимо отметить, что оценка качества бентонитов, пригодных при производстве железорудных окатышей, производилась в соответствии с требованиями технических условий МЧМ СССР—ЧМТУ 9—36—69. Согласно этим требованиям, одним из основных лимитирующих показателей, предъявляемых к качеству сырья, является величина набухания глины—не менее 12.

Многолетний положительный опыт применения бентонитов Огланлинского месторождения Туркменской ССР с набухаемостью 7—8 на Соколовско-Сарбайском ГОК-е, свидетельствует о недостаточно обоснованной величине данного показателя ТУ. В связи с этим представляется правомерным и обоснованным предложение ряда исследователей [5] пересмотреть существующие ТУ, снизив в них требование к набуханию. Это приведет к существенному расширению сырьевой базы бентонитов для нужд МЧМ СССР, что весьма актуально в частности и для Саригюхского месторождения.

В связи с новым направлением использования бентонитов—при производстве железорудных окатышей, потребовалось расширение мощности комбината «Иджеванский бентонит», с доведением проектной мощности комбината до 1100 тыс. т комовой глины.

IV этап разведки (1970—1974 гг.) Саригюхского месторождения характеризуется комплексным изучением бентонитов всех участков месторождения. На этом этапе бентонитовые глины месторождения, помимо уже вышеотмеченных целей, изучались также с целью их использования в качестве формовочного материала в литейном производстве. При этом в качестве таковых изучались лишь глины, непригодные для нужд нефтяной промышленности и черной металлургии.

На IV этапе разведки, в связи с утверждением в 1974 г. Министерством нефтяной промышленности СССР техниче-

ких условиях на глинистое сырье, пригодное для изготовления буровых глинистых растворов, возникла необходимость пересчета ранее утвержденных ГКЗ СССР запасов Центрального участка и разведки флангов месторождения с целью прироста и подсчета запасов.

Геологоразведочными работами IV этапа было доказано, что бентонитовые глины флангов месторождения, непригодные для нужд МНП СССР и МЧМ СССР, вполне пригодны как высококачественный связующий материал при изготовлении формовочных смесей для нужд литейных цехов и подсчитаны их запасы.

Таким образом, в результате IV этапа разведки переоценены и пересчитаны все запасы сырья Саригюхского месторождения и произведена его комплексная экономическая оценка. Подсчитанные запасы месторождения составляют по категориям $B+C_1-72010,0$ тыс. т в том числе:

а) для нужд МНП СССР—49597,0 тыс. т., из коих для МЧМ СССР—22700,0 тыс. т;

б) формовочные глины—22413,0 тыс. т.

В результате многолетних геологоразведочных работ и неоднократной предпроектной, проектной оценок и эксплуатации Саригюхского месторождения установлена несомненная его промышленная ценность как крупной сырьевой базы бентонитов многоотраслевого назначения.

С учетом комплексного использования сырья Саригюхского месторождения общая годовая прибыль по комбинату «Иджеванский бентонит» составит 15982,5 тыс. руб., эффективность капиталовложений 43%, срок окупаемости капиталовложений—2,33 года, срок службы предприятия—55,4 года.

Комбинат «Иджеванский бентонит» в ближайшие годы станет крупным поставщиком в СССР по удовлетворению нужд МНП СССР, МЧМ СССР и литейного производства, что потребует обеспечения предприятия перспективными запасами сырья на долгие годы бесперебойной эксплуатации. Поэтому целесообразна постановка на сопредельных площадях Саригюхского месторождения поисково-разведочных работ.

1. Авакян Г. С. Отбеливающие земли, природные сорбенты. Бентонитовые глины. Геология Армянской ССР, т. VII. Неметаллические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
2. Азатян Н. П., Асратян Г. С., Зограбян А. И. К вопросу осветления рафинированного хлопкового масла глинами Армении. В сб. «Передовой опыт лабораторной работы в производстве», Армгосиздат, Ереван, 1956.
3. Асланян А. Т. К стратиграфии и структуре меловых отложений Иджеванского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия ест. наук, № 2, 1946.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
5. Данилова Н. П., Докучаев П. Н., Ивин В. И. Экономический эффект применения бентонитов разных месторождений в производстве железорудных окатышей. ВИЭМС, Экспресс-информация, вып. 6, Москва, 1974.
6. Зограбян А. И., Азатян Н. П., Аветисян Г. М. Отбельные глины Армении. «Маслобояножировая промышленность», № 10. Пищепромиздат, 1959.
7. Мерабишвили М. С., Тугуши Н. П., Филатов С. С. Бентониты месторождения Саригюх в Армении. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XV, № 7, 1954.
8. Роква М. И., Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С. Поиски, разведка и оценка месторождений бентонитовых глин. Изд-во «Недра», Москва, 1971.

Г. ХОППЕ*)

ОБ ОДНОМ ДОКУМЕНТЕ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩЕМ МИНЕРАЛОГА А. АРЦРУНИ

Среди актов минералогического отдела Музея природо-
ведения Берлинского университета им. А. Гумбольдта нахо-
дится проект одного письма, относимого к 1880 г., который
характеризует известного армянского минералога А. Арцру-
ни.

А. Арцруни (1847—1898) после учебы в Петербурге зна-
чительную часть своей жизни провел в Германии. Здесь он
завершил свое обучение, после чего работал в качестве ас-
систента, затем преподавателем школ в Берлине, Бреслау
(Вроцлав), а с 1884 г., как ординарный профессор минера-
логии в Высшей технической школе Аахена. Особенно цен-
ными были его труды в области специальной, теоретичес-
кой и экспериментальной минералогии, а также в химичес-
кой кристаллографии.

В Берлине А. Арцруни находился с 1877 г. при универ-
ситете как специалист. В связи с уходом тогдашнего храни-
теля Минералогического собрания Т. Либиша (1852—1922),
этот высокий пост оказался в то время вакантным. Дирек-
торы Минералогического музея того времени—палеонтолог
Е. Бейрих (1815—1896) и минералог М. Вебский (1824—
1886) сделали представление-рекомендацию на занятие ва-
кансии главного хранителя собрания минералов А. Арцруни.

*) Г. Хоппе — профессор минералогии, хранитель музея университета
им. А. Гумбольдта в Берлине (ГДР).

В этом представлении о личности А. Арцруни, в частности, говорится:

« . . . Хотя и армянин от рождения и русский по подданству, он получил всю свою научную подготовку, главным образом, в Германии; он же после своего посещения Петербургского университета провел 4 семестра в Гейдельберге, там защитил диссертацию, затем под руководством Задебекка и Грота работал в Берлине и с последним переехал в Страсбург. После пребывания на Кавказе, в 1875 г. вступил в минералогическом институте Страсбургского университета на должность ассистента и посвятил себя в значительной степени пересмотру собраний Страсбургского минералогического института. Кроме того, он же предпринял значительные путешествия во Францию, Италию, Армению и на Урал и опубликовал ряд ценных научных работ в области физики и химии минералов, так что его научная квалификация для занятия положения Хранителя находится вне всякого сомнения.

С 1877 г. он же приват-доцент при названном университете, ориентировал себя на исполнение обязанностей хранителя минералогического музея, благодаря выставлению учебных коллекций, собранных для этой цели из каменных отходов, превратив их в полезные, и с очевидным удовлетворением уже дал понять о себе как способный вступить на предлагаемое место хранителя; только он просил, в случае если выбор падет на него, позволить ему принять этот служебный пост с 1-го ноября этого года, так как неотложные семейные обстоятельства заставили его в начале летних каникул предпринять поездку в Тифлис и в силу независящих от него обстоятельств, ему, очевидно, не удастся вернуться к 1 октября.

Нижеподписавшиеся полагают, что оттягивание вступления в названную должность, вне всякого сомнения в данном случае, вполне допустимо и просят оное дозволить, поскольку среди персон, которые могут быть поставлены рядом с доктором Арцруни, едва ли может быть назван такой, для которого в таком же случае может быть выдано

поручительство на столь добросовестное соблюдение связанных с занимаемой должностью обязанностей, чем то, как это уже в течение многих лет личного знакомства, было подтверждено доктором Арцруни.

В особенности, однако, представлялся бы выбор доктора Арцруни в ориктогностический отдел музея, в данном случае едва ли не единственной возможностью, поскольку это позволило бы передать в обработку обширную часть сборов—из Русской Азии в те же компетентные руки, так как названный [Арцруни—Р. Г.] знаток русской литературы. С учетом его языковых знаний, в сочетании с основательными знаниями иностранной специальной литературы и научным опытом, доктор Арцруни превосходит всех молодых аспирантов, большинство аспирантов из других подобных местных институтов и прусских университетов других городов, которые для данного случая могли бы быть рекомендованы; исходя из изложенных представлений, для передачи этих функций другой личности нет никаких оснований».

Это представление было успешно принято. А. Арцруни был назначен хранителем музея в Берлине и возглавлял это учреждение до 1883 г. Далее он был назначен чрезвычайным профессором минералогии университета Бреслау, где пробыл лишь один год, а затем перешел в Аахен, в качестве ординарного профессора.

Перевел с немецкого ГЕВОРКЯН Р. Г.

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян. Аналоговое выражение неопределенности в геологии	3
И. Г. Магакьян. Геологи — народному хозяйству Армянской ССР	22
А. Т. Вегуни. Применение методов математической статистики при решении биостратиграфических задач	32
Г. А. Туманян. Особенности позднемезозойской структуры междуречья Дебед-Агстев	47
Г. А. Туманян, К. Г. Акопян. Мезозойский интрузивный магматизм в связи с развитием тектонических структур междуречья Дебед-Агстев	62
А. Х. Мнацаканян, Э. Х. Хуришудян. Клинопироксены из верхнемеловых вулканических образований Северной Армении	83
Э. Г. Малхасян. Исследование генезиса магмы кислых эффузивов на примере юрского вулканизма Армении	104
А. Г. Мидян, А. Дж. Мнацаканян, Л. Е. Микаелян. О некоторых закономерностях размещения рудных полезных ископаемых на территории Армянской ССР	110
В. О. Пароникян. О некоторых металлогенических характеристиках структурных зон Армянской части Малого Кавказа	128
Э. Х. Гулян, А. А. Гюрджян, П. М. Бартикан. Железорудное оруденение Армянской ССР и его перспективы	143
Л. Г. Тер-Абрамян. Расширение сырьевой базы Кафанского меднорудного комбината	157
С. В. Саркисян. О перспективах поисков скрытого оруденения меди в Кафанском рудном районе	163
Г. А. Дадаян. Закономерности размещения колчеданно-золоторудной минерализации в Алавердском рудном районе	171
Г. А. Тунян. Закономерности размещения медно-молибденового и золото-сульфидного оруденения в Айгедзорском рудном поле	176
Г. М. Арсенян. О проявлениях ртутного оруденения в Армении	181
Р. Г. Геворкян, Г. Б. Бабалян, А. П. Бобриевич, Э. В. Бартошинский, Э. Х. Гулян, М. Г. Гаспарян, Н. Д. Хачатрян, Г. М. Арсенян, Б. С. Лунев, В. М. Осовецкий, Р. Е. Уткин, М. И. Самойлович, Л. Д. Белименко. Мелкие алмазы из рыхлых отложений Армении	191

Г. С. Авакян. Об условиях образования бентонитовых глин в парагенезисе с цеолитами на примере Ноемберинского месторождения (Армянская ССР)	207
М. П. Ходжоян. К разработке газогидрогеохимической зональности подземных минеральных вод Армянской ССР	218
Ж. М. Григорян, Н. М. Григорян. К характеристике содовых вод территории Армянской ССР	223
О. А. Бозоян. К вопросу о формировании солевого состава углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод	232
Ц. Г. Акопян, С. Н. Назаретян. Глубинные разломы и схема геотектонического районирования территории Армянской ССР	237
Ц. Г. Акопян, М. С. Бадалян. Изучение Гегамского вулканического нагорья магнитометрическими методами	252
С. В. Мартиросян, Г. М. Григорян. Перспективы применения геофизических методов исследования при геологоразведочных работах	263
Г. М. Ванцян, М. А. Григорян. Применение геофизических методов для изучения оползневых процессов на территории Армянской ССР	274
Л. С. Асланян. Определение разведочной сети и подсчет запасов при предварительной стадии работ на примере Шаумянского месторождения	279
Ю. А. Агабян, Л. М. Багдасарян. Некоторые вопросы геолого-экономической оценки Алавердского месторождения меди	284
Л. М. Багдасарян. Проблема комплексного использования бентонитовых глин Саригюхского месторождения	295
Г. Хоппе. Об одном документе, характеризующем минералога А. Арцруни	303

Труды Армянского геологического общества, вып. I

*Утверждено к печати
Президиумом Армянского
геологического общества*

Сдано в набор 26/XII 1975 г. Подписано в печать 8/VI 1977 г.
Формат бумаги 60×90¹/₁₆. 19,25 печ. листов +15 вкл. Цена 2 руб.
ВФ 03274. Заказ 1177. Тираж 500.

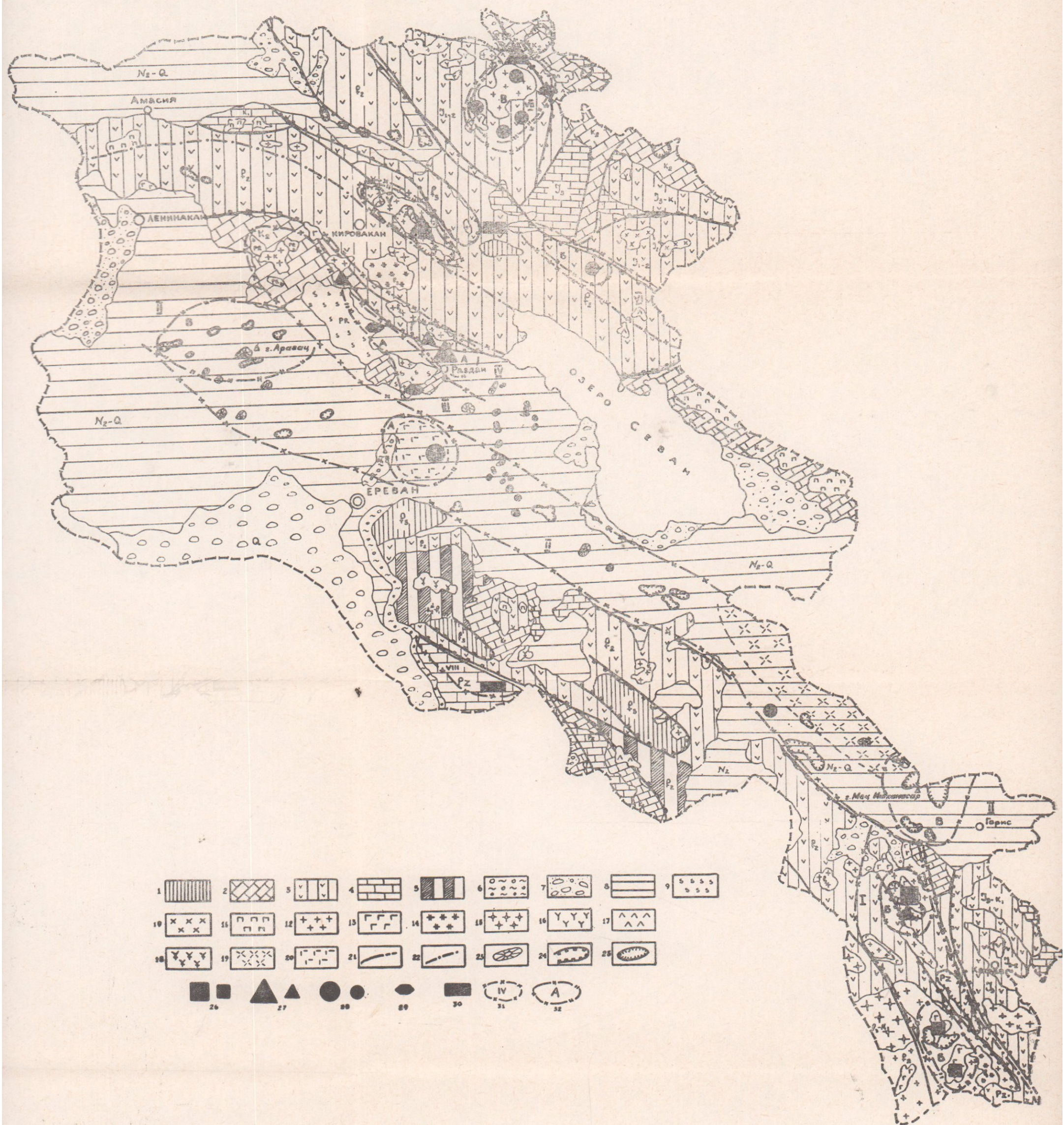
Дилижанская типография Главполиграфпрома Госкомитета Совета
Министров Арм. ССР по делам издательства, полиграфии и книжной
торговли и исполкома горсовета, г. Дилижан, ул. Мясникяна, 117

14624



Фиг. 1. Обзорная прогнозная карта содоносности территории Армянской ССР (сост. Ж. М. Григорян и Н. М. Григорян). Условные обозначения: 1. Площади распространения высокоминерализованных подземных вод: (на карте: 1—Октемберянская группа, 2—Арташат-Двинская, 3—Разданская, 4—Бжни-Арзаганская, 5—Анкаванская, 6—Дилижанская, 7—Кироваканская, 8—Степанаванская, 9—группа бассейна р. Арпа). 2. Проявления сульфатных вод. 3. Проявления хлормagneиновых вод. 4. Проявления цеоли-

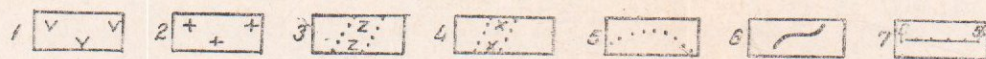
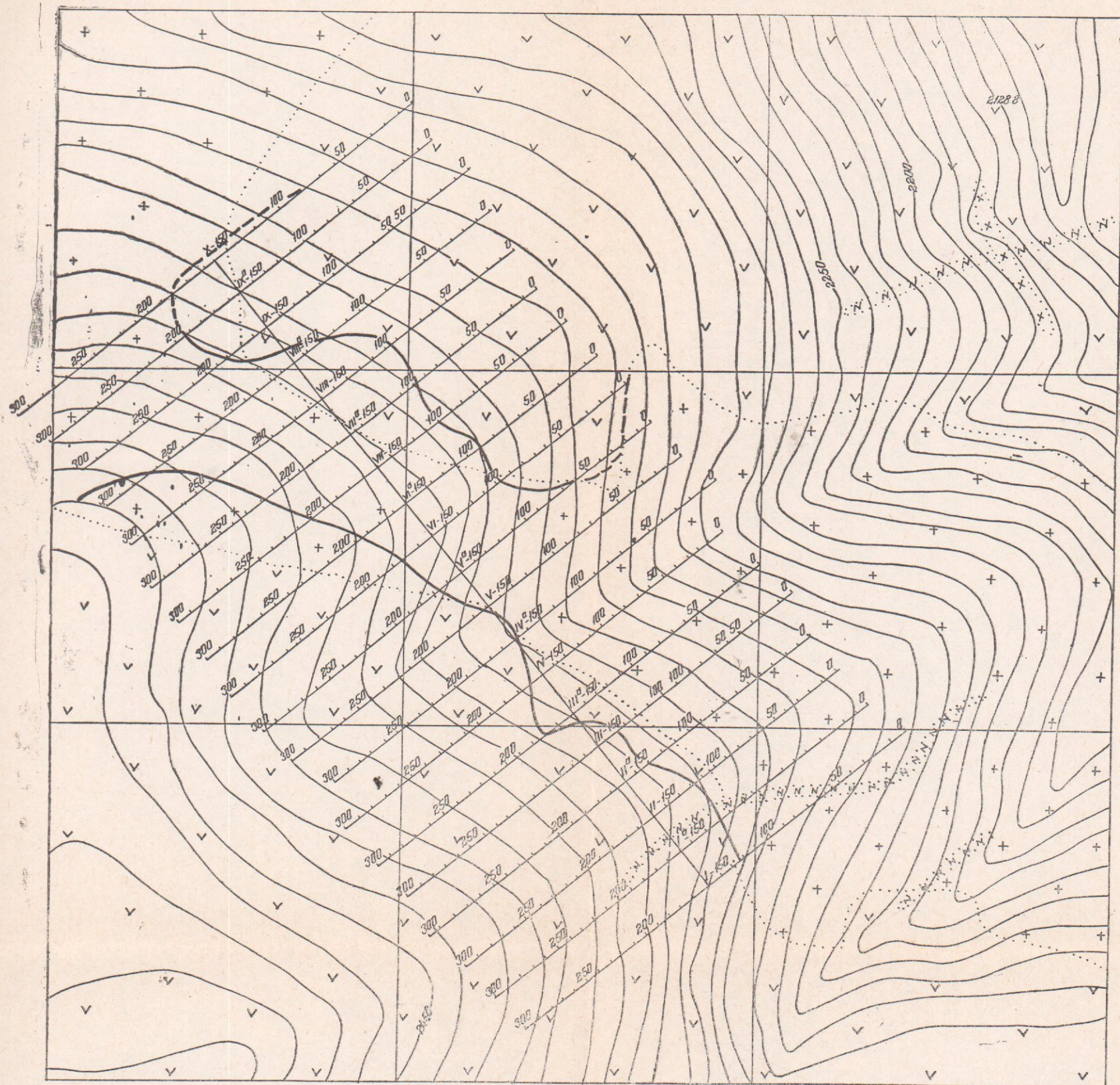
тов. 5. Проявления бентонитов. 6. Проявления соды. 7. Проявления сульфата натрия. 8. Проявления каменного угля и горючих сланцев. I. Участки кайнозойских вулканогенно-осадочных пород, перспективные в отношении соды. II. Участки мезозойских осадочных отложений, перспективные в отношении соды. III. Участки распространения метаморфических пород, перспективные в отношении соды. IV. Площади распространения соленосной толщи, рекомендуемые для изучения буровыми скважинами на соду.



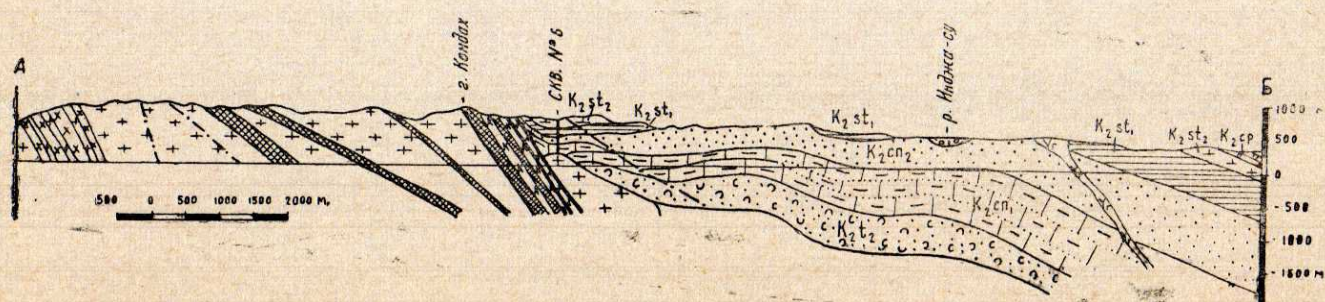
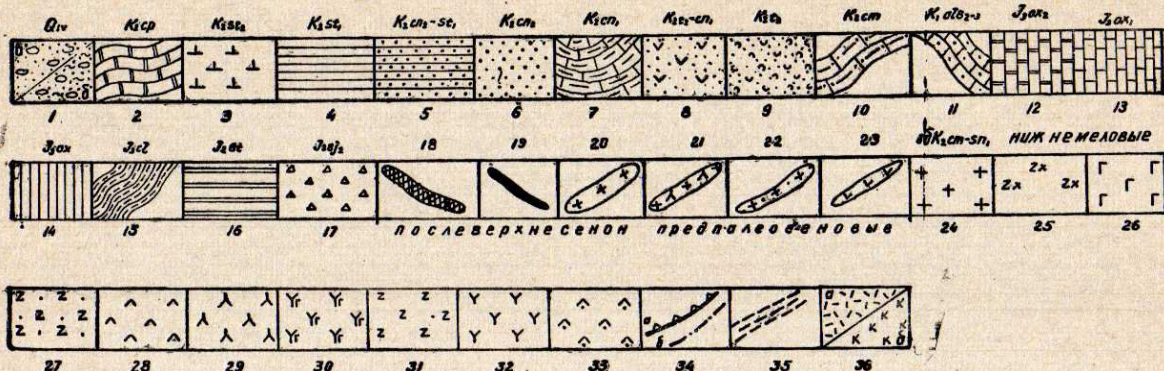
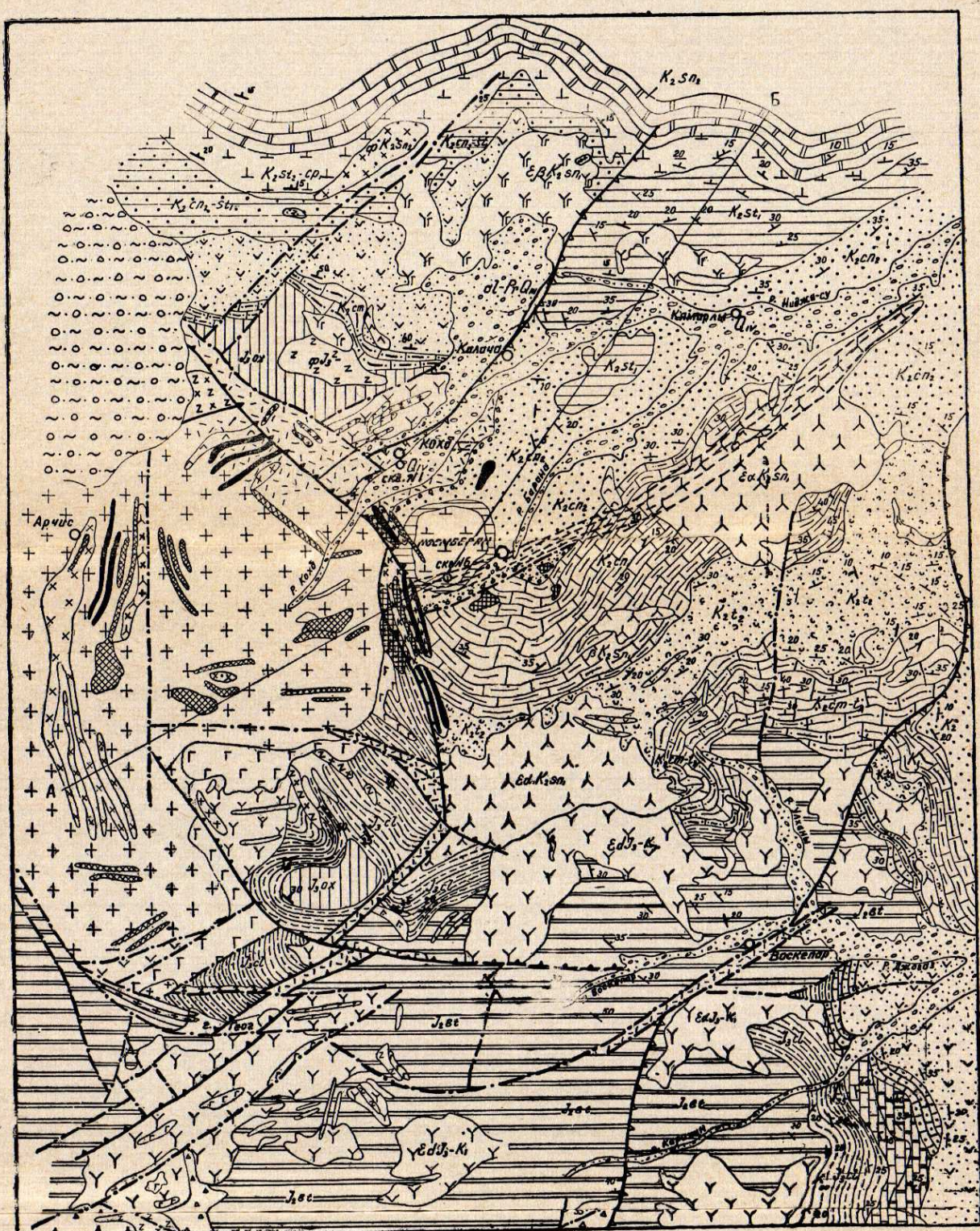
Фиг. 1. Прогнозно-металлогеническая карта Армянской ССР на железные руды (сост. Э. Х. Гулян, А. А. Гюрджян, П. И. Бартияня с использованием литературных данных). Условные обозначения: *Осадочные и вулканогенно-осадочные формации*: 1. Терригенная, 2. Терригенно-карбонатная, 3. Терригенно-вулканогенная, 4. Карбонатная, 5. Флишевая, 6. Нижнемоласская, 7. Верхнемоласская, 8. Наземно-вулканогенная, 9. Слоистисто-песчаносланцевая. *Интрузивные магматические формации*: 10. Плагиигранитовая, 11. Гипербазитовая,

12. Габбро-диорит-гранитоидная, 13. Габброидная, 14. Щелочная, 15. Гранитоидная, *Субинтрузивные формации*: 16. Плагиилипаритовая, 17. Андезит-андезито-дацитовая, 18. Трахилипаритовая. *Невысеченные интрузии*: 19. Кислого состава, 20. Основного состава. *Разрывные нарушения*: 21. Достоверные и предполагаемые региональные разломы, 22. Долгоживущие разломы глубинного заложения, 23. Вулканические центры, 24. Бортовые линии прогибов, 25. Магнитные аномалии. *Месторождения и проявления*: 26. Магматогенные,

27. Контактного-метасоматические, 28. Гидротермальные, 29. Метаморфогенные, 30. Осадочные, 31. *Контуры железорудных районов*: I — Зангезурский, II — Центральный, III — Цахкуняцкий, IV — Мармарикский, V — Базумский, VI — Гетикский, VII — Ноемберянский, VIII — Урцский, 32. *Контуры перспективных площадей*: А — на постановку разведочных работ, Б — на постановку поисково-разведочных работ, В — на постановку поисковых работ с применением геофизических и других методов поисков.



Фиг. 1. Выкопировка из геологической карты Дастакертского медно-молибденового месторождения. 1. Роговики. 2. Гранодиориты. 3. Дайки диабазовых порфиров. 4. Дайки диорит-порфиров. 5. Контакт по геологическим данным. 6. Предполагаемая осредненная линия контакта по геофизическим данным.



Фиг. 1. Геологическая карта междуречья верхних течений рек Шнох, Воскепар, Ниджа-су (сост. Г. А. Туманян). 1. Современные и плиоцен-четвертичные отложения, галечники, пески, потоки долеритов и базальтов. 2. Кампан. Известняки, мергели. 3. Верхний сантон. Туффиты, туфопесчаники, известковистые туффиты, песчаники. 4. Нижний сантон. Песчаники и известняки, конгломераты, туфы, туфолавы и туфобрекчии (дацитовые и андезито-дацитовые). 5. Верхний коньяк — нижний сантон. Вулканогенно-обломочные образования андезито-базальтового состава, песчаники. 6. Верхний коньяк. Песчаники, туфопесчаники, песчаные известняки, конгломераты, конгломератобрекчии, гравелистые песчаники, туфоконгломераты, дацитовые туфы и туфолавы. 7. Нижний коньяк. Известняки, известковистые песчаники, туфопесчаники, конгломераты, андезитовые и андезито-дацитовые туфы и туфолавы. 8. Верхний турон — нижний коньяк. Туфоконгломераты, конгломераты, конгломератобрекчии, лавобрекчии, андезито-базальтовых порфиритов, агломератовые туфы, гравелистые песчаники, известняки. 9. Верхний турон. Туфобрекчии, туфоконгломераты, андезито-дацитовые порфириты, песчаники, туфопесчаники, известковистые песчаники. 10. Сенومان. Песчаники, песчаные и глинистые известняки туфопесчаники, туфобрекчии и туфоконгломераты с базальтовыми конгломератами в основании. 11. Средний и верхний альб. Песчаники, туфопесчаники, известковистые песчаники. 12. Верхний оксфорд. Доломитизированные известняки, песчаники, туфопесчаники. 13. Нижний оксфорд. Песчаники, туфопесчаники, известковистые песчаники. 14. Оксфорд. Туфоконгломераты, туфобрекчии, дацит-липарито-дацитовые туфы и туфолавы, песчаники, туфопесчаники, рифовые известняки. 15. Келловей. Песчаники, туфопесчаники, туфолавы, известняки и известковистые песчаники,

глинистые и углистые сланцы, гравелистые песчаники конгломератобрекчии, фельзитовые и дацитовые туфы, андезито-базальтовые порфириты и лавобрекчии. 16. Бат. Андезитовые туфы и туфолавы, туфобрекчии, туфоконгломераты, базальтовые и диабазовые порфириты, песчаники, туфопесчаники, известковистые песчаники, известняки, гравелистые песчаники, глинистые и углистые сланцы, конгломераты. 17. Верхний байос. Эпидотизированные туфобрекчии и андезито-базальтовые порфириты. Интрузивные и субинтрузивные образования. III комплекс. Послесенонские-доломитовые (18—23). 18. Граниты, гранофилы, плагиограниты, гранодиорит-порфириты. 19. Диориты и диорит-порфириты. 20. Трондjemиты. 21. Кварцевые диориты. 22. Липаритовые и дацитовые порфириты. 23. Габбро-диабазы, диабазовые порфириты, габбро-порфириты. II комплекс. Сенومان-нижнесенонские. 24. Кварцевые диориты, гранодиориты. I комплекс. Нижнемеловые (25—26). 25. Плагиограниты. 26. Диориты, габбро-диориты, кварцевые диориты, габбро-диабазы, габбро-порфириты, диорит-порфириты. Субвулканические и субинтрузивные образования. 27. Дацитовые порфириты (нижнесенонские). 28. Базальтовые порфириты (сенонские). 29. Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты (коньякские). 30. Андезито-базальтовые порфириты (коньяк-нижнесантонские). 31. Дацитовые порфириты (верхнеюрские). 32. Андезитовые порфириты (верхнеюрские). 33. Базальтовые и диабазовые порфириты (верхнеюрские). 34. Линии разломов: а) главные, развивающиеся длительно; б) системы тектонических трещин и разломов. 35. Зоны расщепления и развития тектонических трещин. 36. а) Раздробленные, гидротермально измененные породы; б) нацело окварцованные, слабо гранитизированные породы.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ КЛИНОПИРОКСЕНА ИЗ ПОРОД ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ СЕРИИ

Верхний коньяк — нижний сантон													Верхний сантон		
	5 п	6 п	39 дп	33 дп	2027 а	1 п	1 п ₁	1 п ₂	1 п ₃	32 дп	26 дп	41 п	7 п	19 дп	24 дп
SiO ₂	46.60	47.00	46.70	47.08	46.70	47.55	47.60	47.60	48.20	47.44	50.76	48.08	49.90	49.90	49.22
TiO ₂	0.76	0.68	0.84	0.82	0.95	0.72	0.48	0.50	0.61	1.04	0.72	0.66	0.66	0.66	0.60
Al ₂ O ₃	6.66	6.72	7.32	6.40	6.24	6.12	4.80	6.09	5.80	6.27	5.15	4.23	5.17	5.01	5.80
Fe ₂ O ₃	3.31	3.74	3.18	3.11	4.23	3.99	4.03	3.93	3.78	2.92	3.37	1.96	3.12	2.08	2.63
FeO	5.86	5.39	5.06	6.39	5.30	4.37	4.57	4.07	5.80	6.59	7.90	9.90	7.60	8.59	6.86
CaO	22.08	22.00	22.00	21.64	21.76	21.34	22.60	22.41	21.41	21.39	18.10	18.50	19.09	19.35	20.12
MgO	13.72	13.96	14.42	14.02	14.33	14.00	14.76	14.42	13.72	13.94	13.68	15.04	13.17	13.65	14.27
MnO	0.19	0.01	0.22	0.08	0.19	0.08	0.12	0.14	0.16	—	0.40	0.48	0.28	—	0.28
Na ₂ O	0.45	0.63	0.20	0.45	0.50	0.32	0.57	0.55	0.60	0.50	—	0.25	1.13	0.55	0.50
K ₂ O	0.15	0.06	0.01	0.05	0.17	сл.	0.03	0.07	0.10	0.08	—	—	0.23	0.20	0.09
H ₂ O	0.16	0.08	0.12	—	0.08	0.05	0.10	0.16	0.20	0.16	—	0.10	—	—	—
п. п. п.	0.40	0.28	0.44	0.40	0.30	0.63	0.10	0.40	0.32	0.44	0.40	0.50	0.28	0.60	0.12
Сумма	100.34	100.55	100.51	100.44	100.75	99.42	99.41	99.74	100.70	100.77	100.48	99.70	100.63	100.59	100.49
Кристаллохимическая формула в пересчете на 60															
Z { Si	1.752	1.752	1.749	1.768	1.750	1.790	1.795	1.760	1.795	1.771	1.880	1.827	1.855	1.855	1.825
Al _{IV}	0.248	0.248	0.251	0.232	0.250	0.210	0.205	0.240	0.205	0.229	0.120	0.173	0.145	0.145	0.175
Al _{VI}	0.050	0.048	0.074	0.052	0.024	0.062	0.007	0.031	0.051	0.049	0.108	0.014	0.082	0.076	0.079
Y { Ti	0.023	0.020	0.022	0.023	0.027	0.020	0.014	0.014	0.079	0.029	0.020	0.016	0.040	0.020	0.018
Fe ⁺³	0.095	0.104	0.088	0.086	0.117	0.108	0.116	0.108	0.107	0.081	0.093	0.055	0.085	0.058	0.071
Mg	0.767	0.781	0.806	0.783	0.800	0.785	0.828	0.807	0.761	0.776	0.752	0.845	0.731	0.755	0.789
X { Fe ⁺²	0.185	0.169	0.159	0.200	0.166	0.138	0.144	0.128	0.181	0.206	0.244	0.315	0.236	0.267	0.205
Mn	0.007	—	0.006	0.002	0.002	0.002	0.002	0.005	0.005	—	0.013	0.016	0.009	—	0.009
Ca	0.889	0.884	0.879	0.870	0.872	0.860	0.910	0.900	0.833	0.857	0.717	0.752	0.761	0.772	0.797
W { Na	0.032	0.023	0.012	0.031	0.036	0.041	0.023	0.041	0.045	0.036	—	0.023	0.080	0.040	0.036
K	0.009	0.002	—	0.004	0.009	—	—	0.005	0.005	0.004	—	—	0.009	0.009	0.004
W _к	12.03	11.99	12.02	12.03	12.03	12.01	12.02	12.12	12.09	11.98	12.00	11.98	12.12	12.00	12.00
Соотношения атомов в %*)															
Mg	39.6	40.3	41.6	40.3	40.7	41.5	41.4	41.5	40.3	40.4	41.3	42.6	40.1	40.8	42.1
Σ Fe+Mn	14.7	14.1	13.1	14.8	14.8	13.1	13.1	12.4	15.5	15.0	19.2	20.5	18.1	17.6	15.2
Ca	45.7	45.6	45.3	44.9	44.5	45.4	45.5	46.3	44.2	44.6	39.5	37.9	41.8	41.6	42.7
f	0.288	0.272	0.254	0.284	0.284	0.254	0.250	0.240	0.329	0.289	0.330	0.323	0.336	0.314	0.277
f'	0.200	0.178	0.170	0.245	0.178	0.151	0.150	0.142	0.196	0.210	0.255	0.282	0.251	0.261	0.214
Σ Fe/Mg	0.365	0.349	0.306	0.366	0.354	0.313	0.314	0.292	0.378	0.369	0.449	0.437	0.439	0.431	0.350
100·Fe ⁺² /(Ca + Mg + Fe ⁺²)	10.0	9.2	8.6	10.8	9.1	7.8	7.7	7.00	10.2	11.2	14.3	16.5	13.7	14.9	11.4
Ca—Al чермакит	24.8	24.8	25.1	23.2	25.0	21.0	20.5	24.0	20.5	22.9	12.0	17.3	14.5	14.5	17.5

$$*) f = \frac{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mn + Ti}{Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn + Ti}; f' = \frac{Fe^{+2} + Mn}{Fe^{+2} + Mn + Mg}; \quad Ca-Al \text{ чермакитовый компонент} = 0.1 \cdot (2000 - Si) \% [6].$$

Примечание: Обр. 5 п — вкрапленники клинопироксена из потока оливиновых долеритов (с. Хаштарак). Обр. 6 п — вкрапленники клинопироксена из потока оливиновых базальтов (с. Ачаджур). Обр. 39 дп — вкрапленники клинопироксена из потока оливиновых

долеритов (с. Ачаджур). Обр. 33 дп — вкрапленники клинопироксена из потока оливиновых долеритов (с. Котигюх). Обр. 2027 а — вкрапленники клинопироксена из обломка оливиновых мандельштейнов в эпикластических брекчиях (с. Хаштарак). Обр. 1 п — вкрапленники

клинопироксена темно-зеленого цвета (I генерация); дайкообразное тело оливиновых базальтов (с. Хаштарак). Обр. 1п₁ и 1п₂ — то же, что и 1п. Обр. 1п₃ — вкрапленники клинопироксена бледно-зеленоватого цвета (II генерация); дайкообразное тело оливиновых базальтов (с.

Хаштарак). Обр. 32 дп — вкрапленники клинопироксена из пластовой залежи оливиновых долеритов (с. Котигюх). Обр. 26 дп — вкрапленники клинопироксена из гиперстеновых андезито-базальтов; субвулканическое тело (с. Кохб). Обр. 41 п — вкрапленники клинопироксена из

дайки роговообманковых андезитов (с. Ачаджур). Обр. 7 п — вкрапленники клинопироксена из потока двупироксеновых андезито-базальтов (с. Саригюх). Обр. 19 дп — то же, что и 7 п. Обр. 24 дп — вкрапленники клинопироксена из экструзивного тела кварцевых дацитов (уч. Кардан).