

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**

**EARTH SCIENCES**



## ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԳՐԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԲ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղայան, ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԲ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ԲՊԲ.-անդամ Ա. Հ. Գարբիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ սեկտոր. Հ. Գ. Մաղաբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ սեկտոր. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), докт. геол.-мин. наук Ц. Г. Акопян, член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Багдалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն  
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝  
375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.

Адрес редакции:  
375019, Ереван 19, Барикамутян, 24а.

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян. О причинах дугообразного плана деформационных мегаструктур земной коры	3
Р. И. Таян, Э. П. Плотников, Р. У. Абдураманов. Некоторые особенности формирования геологической структуры Зангезуро-Нахичеванской области Малого Кавказа	12
А. С. Аванесян. Основные черты структуры Севано-Акеринского грабен-синклинория	21
А. В. Варданян, Г. Р. Мкртчян, Э. В. Ананян. Особенности строения земной коры по сквозному профилю Леннакан—Ноемберян	31
С. В. Саркисян. О структуре Кафанского рудного района	39
К. А. Карамян, Р. Н. Таян, О. Г. Маданян, С. П. Саркисян, Т. А. Аревшатян, М. А. Арутюнян, Л. С. Фармазян, А. А. Авакян, О. П. Гуюлджян, В. Е. Вартанесов. О взаимоотношениях даек и оруденения на Каджаранском месторождении и природе внутриминерализационной дайки	46
Н. С. Хачатрян. Некоторые геохимические особенности полиметаллических месторождений Армянской ССР	56
М. А. Арутюнян. Особенности распределения элементов-примесей в скарновых породах и минералах Кефашенского месторождения	64
Н. К. Карапетян. Параметры сейсмического режима Армении	71

Краткие сообщения

Г. С. Авакян. О генезисе бентонитовых глин Ноемберянского месторождения	82
---	----

Рецензии

И. Г. Магакьян. Рецензия на книгу М. А. Фаворской, И. Н. Томсона, В. А. Баскиной, И. К. Волчанской, О. П. Поляковой «Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений»	88
Г. Ю. Тешике. Рецензия на «Геологический словарь»	91

Научная хроника

А. Г. Казарян. Всесоюзный симпозиум «Метасоматизм и колчеданное оруденение»	93
---	----



Բ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Անանյան. Երկրակեղևի ղեկորմացիոն մեզաստրուկտուրաների աղեղնաձևությամբ պատճառների մասին . . . . .	3
Բ. Ն. Տալան, Է. Պ. Պլոտնիկով, Ռ. Ու. Արդուրամանով. Փոքր կովկասի Զանգեզուր-նախիջևանի մարզի երկրաբանական ստրուկտուրաների ձևալորման որոշ առանձնահատկությունները . . . . .	12
Ա. Ս. Ավանեսյան. Սևան—Արերայի գրաբեն-սինկլինորիումի ստրուկտուրայի չիժնական գծերը . . . . .	21
Հ. Վ. Վարդանյան, Հ. Ռ. Մկրտչյան, Է. Վ. Անանյան. Երկրակեղևի կառուցվածքի առանձնահատկությունները Հենինական—Նոյեմբերյան միջանցիկ կտրվածքի տվյալներով . . . . .	31
Ս. Վ. Սարգսյան. Ղափանի հանրային շրջանի ստրուկտուրայի մասին . . . . .	39
Կ. Ա. Քարամյան, Ռ. Ն. Տալան, Հ. Գ. Մաղանյան, Ս. Պ. Սարգսյան, Թ. Հ. Արեշտյան, Մ. Ա. Հարությունյան, Ա. Ս. Յարամազյան, Ա. Ա. Ավագյան, Հ. Պ. Գուլումչյան, Վ. Ա. Վրբանեսով. Քաջարանի հանրավայրում դաշկանների և հանքայնացման փոխհարաբերության հարցի և ներհանրային դաշկայի բնույթի մասին . . . . .	46
Ն. Ս. Խաչատրյան. Հայկական ՍՍՀ Բազմամետաղային հանքավայրերի որոշ գեոքեմիական առանձնահատկությունները . . . . .	56
Մ. Ա. Հարությունյան. Քեֆաշենի հանքավայրի սկանոնային ապարներում և միներալնությունում խոտորոգ-տարրերի տեղաբաշխման օրինաչափությունները . . . . .	64
Ն. Կ. Կարապետյան. Հայաստանի սելյմիկ ուժեղի պարամետրերը . . . . .	71

Համառոտ հաղորդումներ

Հ. Ս. Ավագյան. Նոյեմբերյանի հանքավայրի բենթոնիտային կավերի ծագման մասին . . . . .	82
---	----

Գրախոսություն

Հ. Կ. Մաղալյան. Գրախոսություն Մ. Ա. Յավրսկայայի, Ի. Ն. Թոմսոնի, Վ. Ա. Բասկիինայի, Ի. Կ. Վոլունսկայայի, Օ. Պ. Պոլյակովայի. «Նոյուր մետաղային հանքավայրերի տեղաբաշխման գլոբալ օրինաչափություններ» գրքի մասին . . . . .	88
Հ. Յու. Տեղևե. Գրախոսություն «Երկրաբանական բառարանի» մասին . . . . .	91

Գիտական խոսակցա

Հ. Գ. Ղազարյան. «Մետասոմատիզմը և կոլենդանային հանքոյնացումը» համաձայնության հանձնարարության սիմպոզիումը . . . . .	93
---	----

УДК 550.2+551.1

А. Т. АСЛАНЯН

## О ПРИЧИНАХ ДУГООБРАЗНОГО ПЛАНА ДЕФОРМАЦИОННЫХ МЕГАСТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глыбовое строение литосферы, различия в мощности и плотности между отдельными глыбами коры, наличие в основании литосферы плотных масс типа вязкой жидкости, способность континентальных блоков литосферы скользить по поверхности астеносферы, сферичность срединной поверхности литосферы, медленный ход деформаций, гравитационное сжатие, замедление вращения, изменение пространственного положения Земли являются теми условиями, которые определяют особенности геометрической тектоники литосферы.

Хорошо известно, что гидростатическое (контракционное) давление в недрах Земли на один порядок больше газо-температурного (экспансивного) давления и поэтому Земля в целом должна находиться в состоянии перманентного сжатия. Равным образом известно, что приливное взаимодействие между Солнцем, Землей и Луной вызывает замедление вращения Земли, уменьшение ее эллиптичности, деформации сжатия в низких широтах и деформации растяжения в высоких широтах [2].

В последующем изложении мы будем рассматривать орогенные пояса как зоны концентрации деформаций и напряжений, возникающие при общей контракции планеты и сопряженного с ней скольжения литосферы по поверхности астеносферы. Вместе с этим орогенные пояса мы будем рассматривать как своеобразные пластические шарниры, посредством которых платформенные блоки литосферы, залегающие на текучих квазимагматических массах, гидростатически уравниваются и тем самым обеспечивается в первом приближении нормальное изостатическое состояние литосферы.

Одной из наиболее интересных особенностей структурного плана земной коры является дугообразное строение складчатых зон, островных гирлянд и океанических тектогенов, которое ярко выражено в областях перехода от океанических платформ к континентальным платформам, где альпийские островные складчатые хребты и заложенные рядом с ними глубоководные тропи имеют резко выраженную серповидную форму и выгнуты от материковой платформы к океанической.

Обсуждению указанной особенности тектоники Земли посвящена значительная литература, принадлежащая перу таких авторитетов, как Аргац, Венинг-Мейнес, Умбгров, Хессе, Заварицкий, Кюнец, Джеффрис, Ли, Холмс, Бул, Лоусон, Григге, Шейдеггер, Уилсон и др. [3, 5, 7, 9, 10].

Совокупность геологических и геофизических вопросов, связанных с природой тектонических дуг, известна сейчас под названием проб-

лемы островных дуг и охватывает, по существу, вопросы тектоники всех областей коры, где проявлялись изгибные деформации.

Действительно, анализ тектонических карт обнаруживает отсутствие складчатых зон, тектогенов (поясов Венинг-Мейнеса), синеклиз, антиклиз, предгорных прогибов и авлакогенов, которые были бы вытянуты прямолинейно и, следовательно, находились бы в плоскостях больших кругов Земли. Как правило, оси их имеют в плане изогнутую форму и находятся в плоскостях малых кругов, перескающих земной шар далеко от его центра.

После разбора существующих гипотез об островных дугах А. Н. Заварицкий [5] пришел к выводу, что эти гипотезы неудовлетворительны и должны быть заменены другими, объясняющими концентрическое расположение тесно сочетающихся островных дуг, вулканических поясов, очагов землетрясений и зональных аномалий силы тяжести.

Строение типичной системы островных дуг представляется обычно в следующем виде [3, 5, 7].

Во внешней выгнутой части концентрической системы дуг, со стороны океанической платформы располагается глубоководный прогиб (тектоген) типа желоба, который имеет ширину порядка 150—200 км, отмечен большими отрицательными аномалиями силы тяжести и местами мелкими островными кордильерами, сложенными преимущественно граувакками; во внутренней вогнутой части тектогена отмечаются эпицентры землетрясений, очаги которых находятся в коре и тяготеют к плоскости взброса, погружающегося под углом  $30^\circ$  в сторону материковой платформы.

В сторону материка, рядом с глубоководным тектогеном, располагается погребенная интрагеоантиклинальная дуга, которая отмечена большими положительными аномалиями силы тяжести, очагами землетрясений на глубинах порядка 60 км и напоминает по своему тектоническому положению, строению и морфологии молодые межгорные прогибы.

Еще дальше в сторону материка располагается молодая эвгеосинклинальная складчатая зона типа мегантиклинория шириною 150—200 км, которая сложена вулканогенно-осадочными отложениями, прорванными иногда интрузиями габбро-перидотитовой и гранитоидной магмы. Мегантиклинорий характеризуется в целом относительно слабыми отрицательными аномалиями силы тяжести, очагами землетрясений глубиной порядка 100 км и наличием молодых вулканов во внешних подзонах дуги, изливающих средние и кислые лавы. Наконец, ближе к центру окружностей, к которым принадлежат указанные дуги, последовательно появляются более глубокие очаги землетрясений, приуроченные к плоскостям сбросов (именуемым как зоны Беньоффа), погружающимся в сторону материка под углом порядка  $60^\circ$ . Наибольшая глубина этих очагов 720 км.

По данным Гутенберга и Рихтера [9], поверхности указанных разломов с углами падения  $30$  и  $60^\circ$  смыкаются под корой и образуют единую

коническую поверхность с вершиной конуса на глубинах до 720 км. Характерными примерами таких систем концентрических дуг являются Алеутская, Курильская, Филиппинская, Индонезийская, Мексиканская, Северо-Андская, Южно-Андская и некоторые другие системы дуг. Ниже сделана попытка осмыслить проблему складчатых дуг и океанических тектогенов под углом зрения общих законов прикладной механики.

При такой попытке в первую очередь обращает на себя внимание тот факт, что орогены располагаются в большинстве случаев на границе континентальных и океанических платформ, где происходит резкий скачок мощности коры (здесь отношение мощностей достигает местами 2:1).

По законам строительной механики, гидродинамики и электротехники такие пограничные зоны с резким изменением кривизны поверхности являются наиболее благоприятными для концентрации разрушающих напряжений и деформаций и приуроченность линейментов и орогенов к ним вполне естественна. Наиболее наглядным примером этому служат Круготихоокеанский пояс складчатых цепей и складчатые зоны, окружающие Средиземное, Черное, Южнокаспийское, Охотское и Карибское моря, которые, возможно, при дальнейшей миграции геосинклиналей будут полностью замещены складчатыми комплексами. Неоднократно высказывалось предположение, что подобную эволюцию испытали также восточные области Альпийско-Гималайского орогена, на месте которых в прошлом могли существовать океанические участки типа Средиземноморского бассейна.

В рассматриваемом случае план расположения тектогенов и возникших на их месте складчатых цепей, естественно, будет подчиняться начальному плану пограничной зоны между океанической и континентальной областями коры или вообще плану пограничной зоны между соседствующими блоками с различными мощностями коры. Наглядный пример этому дают складчатые зоны, окаймляющие срединные массивы в орогенах (Колыма и др.).

Как было указано Джеффрисом [4], для поддержания изостазии, в земной коре должны неизбежно существовать весьма протяженные крупные разрывные нарушения глубокого заложения. Теперь доказано их существование во всех частях земного шара. Как было показано Н. С. Шатским, они в виде неправильного четырехугольника оконтуривают платформенные блоки, почти повсеместно сопровождают геосинклинальные прогибы и орогенные пояса, во многих местах прослеживаются вдоль границы континентальных и океанических платформ и нередко встречаются также во внутриплатформенных и квазиплатформенных областях (рифтовые долины, грабены, авлакогены и др.). Это так называемые глубинные разломы, по А. В. Пейве [6], которые отличаются перманентностью своего развития и проявляются, в первую очередь, в резких различиях фаций, мощностей и полноты разрезов по обе стороны разломов.

Согласно принципу наследственности деформаций, сформулиро-

ванному Больцманом, при каждом новом этапе проявления тектонической активности, силы и деформации при прочих равных условиях должны концентрироваться в зонах ранее возникших геосинклиналей и глубинных разломов, являющихся областями больших конечных деформаций. Равным образом, согласно этому принципу, зонами концентраций напряжений и деформаций будут оставаться незавершенные пиверсей неконсолидировавшиеся орогены. Строго говоря, на этом принципе основано несколько упрощенное утверждение Штилле и Шатского о том, что все послепалеопротерозойские геосинклинали на земном шаре возникли одновременно и с тех пор происходит лишь их эволюция с общей тенденцией превращения в горно-складчатые системы и что новых геосинклинальных систем не возникает и не может возникнуть.

Таким образом, в рассмотренном выше втором случае распределения тектонических сил и деформаций, структурный план бассейнов осадконакопления и возникающих на их месте складчатых цепей будет контролироваться структурным планом ранее возникших геосинклиналей и глубинных разломов, причем во всех случаях, когда плоскости разломов будут располагаться в плоскостях малых кругов Земли, прилегающие к ним более молодые складчатые цепи будут иметь в плане дугообразную форму.

Обоуждая теорию контракции, Г. Джеффрис в последнем издании (1959) своего монументального труда «Земля» [4] рассматривает две исключаяющих, по его мнению, друг друга возможности больших деформаций земной коры—путем разрывных дислокаций и путем упругой неустойчивости, осуществляющейся в виде продольного синусоидального изгиба коры. При этом, следуя известной идее Девисона (1887), он считает, что твердая земная кора нежимаема, а уменьшение объема Земли происходит почти исключительно в верхней мантии, которая спонтанно уплотняется и испытывает растяжение в то время, как литосфера в целом испытывает сжатие.

Согласно геофизическим данным литосферу можно рассматривать как твердую оболочку, которая залегает на упругом основании и подвержена силам гравитационного сжатия. В таком виде ставили задачу Смолуховский (1909), Гольдштейн (1926), Джеффрис (1932), Биллард (1938), Лейбензон (1939), Вешинг-Мейнес (1940, 1955), Гуни (1947), Магницкий (1945), Оганезов (1945) и др. [1].

Указанные авторы, применяя выводы теории Эйлера и Винклера об устойчивости плит и оболочек, залегающих на упругом основании, и пользуясь известной формулой

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{3} E H \rho_s} = \frac{2\rho_s}{H} \sqrt{\frac{D}{\rho_s}} = \frac{2\rho_s a^2}{H},$$

для величины модуля Юнга коры  $E = 600.000 - 1.000.000 \text{ кг/см}^2$ , мощности коры  $H = 30 - 50 \text{ км}$  и плотности подкорковых масс  $\rho_s = 3,1 - 3,3 \text{ г/см}^3$ , получили значение первого критического напряжения потерн

устойчивости  $\sigma_k = 45000-70000 \text{ кг/см}^2$  в то время, когда предел прочности литосферы достигает всего  $\sigma_s \approx 3000-4000 \text{ кг/см}^2$  <sup>1</sup>.

Таким образом, казалось, выясняется, что задолго до образования первого необратимого синусоидального прогиба, при одноосном горизонтальном сжатии, литосфера разрывается и что при контракции Земли и дрейфе материков возникновение продольных изгибных деформаций невозможно.

Следует отметить, что указанная выше формула правомерна лишь в тех случаях, когда собственным весом литосферы пренебрегают. Решение задачи с учетом собственного веса деформируемой зоны земной коры дано в работе автора [1]. Оказалось, что  $\sigma_k$  в этом случае равняется приблизительно пределу текучести литосферы и, следовательно, одинаково возможны как изгибные деформации литосферы путем упругой неустойчивости, так и разрывные дислокации.

При синусоидальном типе изгиба коры ширина прогиба (тектогена), соответствующая  $\sigma_k$ , равняется

$$L_k = \pi \sqrt[4]{\frac{D}{\rho_s}} = \pi \sqrt[4]{\frac{EH^3}{12\rho_s}} = \pi a.$$

Средняя мощность литосферы  $H = 75 \text{ км}$ . Модуль Юнга коры в соответствии с задачей Ламе определяется из зависимости  $\sigma = PR/2H$ , которая при условии  $P = \rho_k H$ , когда мембранное напряжение  $\sigma$  равняется  $E$ , дает  $E = R\rho_k/2$  ( $\rho_k$  — средняя плотность литосферы,  $R$  — радиус недеформированной коры, т. е. радиус Земли). При  $\rho_k = 3,13 \text{ г/см}^3$  и  $R = 6371 \text{ км}$  получаем  $E = 1000.000 \text{ кг/см}^2$  и соответственно, полагая плотность упругого субстрата  $\rho_s = 3,87 \text{ г/см}^3$ , получаем  $L_k = 240 \text{ км}$  [2].

Все складчатые системы земного шара, именуемые в советской литературе мегантиклинориями (Урал, Верхоянский хребет, Большой Кавказ, Малый Кавказ, Понтиды, Эльбурс, Загросс, Копетдаг, Альпы, Карпаты, Аппалачи, Анды, Американские и Австралийские кордильеры, Скандинавские горы и др.), островные дуги и глубоководные океанические тропи типа Яванского прогиба (пояса Венинг-Мейнеса, тектогены Хесса или зоны Бенъоффа) все имеют ширину, определяемую формулой  $L_k = \pi a$ , т. е. порядка 200 км. Этот факт, безусловно, указывает на изгибный характер деформаций коры при ее горизонтальном сжатии.

Давление, которое оказывает собственный вес одной синусоидальной полуволны коры на другую полуволну, равняется  $\sigma_0 = \pi a \rho_k = L_k \rho_k$ .

Согласно теории Эйлера, прогибающаяся полоса невесомой модели земной коры шириною  $L_{кр}$ , будет терять устойчивость при осевом сжимающем напряжении

$$\sigma_k = \frac{2\pi^2 D}{HL_k^2} = \frac{2\rho_s a^2}{H},$$

<sup>1</sup> Недавние опыты, выполненные в Новосибирском институте геологии и геофизики, показали прочность базальтов под гидростатическим давлением  $10.000 \text{ кг/см}^2$  и при температуре  $500^\circ\text{C}$  в пределах  $3600-3700 \text{ кг/см}^2$ .

а с учетом собственного веса — при напряжении

$$\sigma_k = \frac{2\rho_s a^2}{H} - \tau\rho_k a.$$

Последняя формула при условии  $\sigma_k = 0$  дает  $H \approx 75$  км, т. е. из этого условия следует, что литосфера при мощности более 70—80 км под влиянием лишь собственного веса, без участия сил горизонтального сжатия, должна терять устойчивость и может достигать столь большой мощности лишь в молодых орогенах, находящихся за пределами первого критического значения напряжения потери упругой устойчивости [2].

Таким образом, из нашего анализа следует, что потеря упругой устойчивости и разрыв коры могут происходить с одинаковой вероятностью, причем поскольку при изгибных деформациях срезающие усилия достигают максимума в краевых зонах прогибов, то разрывы в виде взбросовых нарушений будут приурочиваться к бортам этих прогибов. Характерным примером этого являются тафрогеосинклинали и грабены.

При продольном синусоидальном изгибе коры энергия радиальных перемещений  $W$  пропорциональна эффективной плотности коры  $\bar{\rho}$ . Для областей поднятий она пропорциональна обычной лабораторной плотности литосферы  $\bar{\rho} = \rho_k = 3,13$  г/см<sup>3</sup>, для прогибающихся областей уменьшается до разности плотностей астеносферы и литосферы  $\bar{\rho} = \rho_s - \rho_k = 0,74$  г/см<sup>3</sup>. Отсюда следует, что при продольном изгибе литосферы, как правило, будут возникать в начале единичные прогибы, а гравитационные с ними поднятия будут носить характер относительных остаточных выступов. Такие поднятия нельзя, конечно, смешивать с поднятиями альпийских складчатых гор, которые возникают на месте геосинклинальных прогибов (тектогенов), когда литосфера под ними переходит из твердого состояния в текучее, и весь геосинклинальный комплекс пластически выжимается вверх, уступая место подкорынным избыточным массам смежных оседающих платформ.

При указанных выше ориентировочных оценках несомненно должны учитываться также два следующих важных обстоятельства: первое—под альпийскими хребтами температура достигает 1000—1250° на глубине порядка 50—60 км, а под смежными платформами—на глубинах 100—150 км; второе—если коэффициент ложа литосферы по величине много больше плотности литосферы, то при продольном изгибе будут возникать единичные зоны поднятий.

Следующий существенный фактор, влияющий на морфологию деформационных структур—это сферичность коры. Важность его подчеркнул Джеффрис, Венинг-Мейнес, Шатский, Магницкий, Косыгин и др. [1]. Для нашей задачи большой интерес представляет то обстоятельство, что при деформации сферических оболочек, в отличие от пластин и цилиндрических оболочек, значительная энергия требуется также для растяжения среднего сферического слоя литосферы,

без чего последняя не может изгибаться. Естественно, в случае изгибных деформаций литосферы максимум энергии для растяжения срединного слоя будет требоваться для тех прогибов, которые имеют симметричный профиль и поэтому вытянуты вдоль больших кругов планеты, проходящих через ее центр, и меньше энергии будет расходоваться для зарождения асимметричных прогибов, которые вытянуты вдоль малых кругов планеты и имеют в плане серповидную форму<sup>1</sup>.

В связи с этим определенная роль в условиях контракции Земли должна быть приписана также корiolисовым силам, которые в условиях контракции отклоняют проседающие близмеридионально вытянутые блоки литосферы на восток, а широтные блоки и зоны—на юг. Под влиянием этой силы прогибающиеся зоны литосферы должны иметь преимущественно тенденцию отклоняться соответственно на восток и на юг.

Указанные выше серповидные прогибы должны ограничиваться с вогнутой стороны разломом. Вместе с этим вдоль вогнутой стороны серпа должны иметь место деформации растяжения, а вдоль вогнутой стороны—деформации сжатия, которые в первом случае должны вызывать зияющие трещины, а во втором случае—трещины скола, являющиеся вместе с ограничивающими глубинными разломами очаговыми областями землетрясений. Кроме того, в осевой полосе серпа, в нижней половине литосферы должны возникать зияющие трещины, инжецирующиеся продавленными из астеносферы магматическими массами. Как впервые было показано Веннинг-Мейнесом, Хессом и др., наиболее благоприятными для проявления эффузивного вулканизма будут указанные зияющие трещины.

В начале процесса продольного изгиба коры одно из главных нормальных напряжений ( $\sigma_1$ ) находится в плоскости большого круга и направлено поперек прогиба, второе ( $\sigma_2$ )—вдоль прогиба, а третье ( $\sigma_3$ )—от оси прогиба к центру Земли. Принято считать, что в стадии упругой деформации  $\sigma_1 > \sigma_2$  и всегда  $\sigma_1 \gg \sigma_3$ ,  $\sigma_2 > \sigma_3$ , а в стадии пластических деформаций  $\sigma_1 \leq \sigma_2$ . Резкое увеличение кривизны дуги и ундуляция шарниров деформационных структур внутри дуги являются, очевидно, следствием условия

$$\tau_1 \leq \tau_2.$$

<sup>1</sup> В отличие от «невесомых» плит (см. формулу на стр. 6), для невесомых сферических оболочек первое критическое значение потери устойчивости определяется выражением  $\tau_2 = \sqrt{\frac{1}{3} E H (\rho_s + E H / R^2)}$ , где второе слагаемое в подкоренных скобках отражает влияние фактора сферичности на возрастание устойчивости оболочки. Соответственно, руководствуясь принципом наименьшего действия, можно показать, что на развитие серповидных прогибов, развивающихся по малым кругам и имеющих малый объем, будет затрачиваться энергии меньше, чем на прямолинейные прогибы той же протяженности, развивающиеся по большим кругам.

В области больших изгибных деформаций и значительного накопления осадков и вулканогенных образований, литосферные массы в прогибах переходят из твердого состояния в текучее, испытывают региональный метаморфизм и лишаются прочности. В этих условиях форланды погружаются, и астеносферные массы, которые были вытеснены из-под прогибов в процессе роста последних, вновь возвращаются под прогибы, выжимают весь пластический комплекс геосинклинального прогиба вверх (инверсия) и создают на их месте горные сооружения типа складчатых островных дуг, причем ввиду того, что первичная поверхность прогиба больше ее горизонтальной проекции, при выворачивании прогиба происходит усиление и дизъюнктивное осложнение складчатости осадочного комплекса, возникшей еще в ходе прогибания литосферы и осадконакопления (М. Бертрап, Н. С. Шатский, В. Е. Хаин и др.).

Следует также отметить, что в верхней мантии, в астеносфере и мезосфере ввиду преобладания сил горизонтального растяжения над силами вертикального сжатия ( $\sigma_1 \gg \sigma_3$ ) в течение длительного времени будут образовываться магистральные зоны растяжений и сбросовых нарушений. Представляется вероятным, что эвгеосинклинальные зоны закладываются на основе таких зон растяжений астеносферы и мезосферы.

Касаясь гравиметрической характеристики складчатых областей, необходимо отметить, что изменения силы тяжести в них будут следовать в основном изгибам срединной поверхности литосферы—в тех областях, где эта поверхность прогнута сильнее, будет иметь место большой дефицит масс и будут наблюдаться соответственно большие отрицательные аномалии силы тяжести. Теоретически эти соотношения особенно наглядно будут изображаться по методу Бриллауэна, когда уровенная поверхность силы тяжести проводится по сфероиду, заключающему все неровности рельефа Земли. В общем же случае, исходя из изложенной выше схемы деформации литосферы, можно утверждать, что региональные аномалии силы тяжести обуславливаются изгибными деформациями и связанными с ними перемещениями астеносферных масс и частично субэвральными масс и что такие аномалии исчезнут при некотором расширении Земли или образовании в литосфере многочисленных зон больших пластических деформаций и разрывных нарушений, обеспечивающих перемещения между жесткими блоками литосферы и текучими массами астеносферы по закону Архимеда.

Привлекая к механизму происхождения деформационных структур литосферы также фактор приливного замедления вращения Земли, следует указать, что при таком замедлении в литосфере будет возникать система долготных структур типа Внутриамериканского хребта и широтных структур типа Кругоарктических трогов и ороклиналей. При этом, в случае нарушения сплошности литосферы типа рифтовых зон растяжений Внутриамериканского хребта, литосферные плиты по обе стороны рифтовой зоны под влиянием собственной силы тяжести (в сог-

ласни с указанной выше формулой  $P = H\sigma_k = 2\rho_c a^2 - \pi H\rho_c a$  будут погружаться и удаляться друг от друга, а сама зона, инъецируемая подкоровыми текучими массами, будет приобретать характер диапировой структуры [2].

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 24.V.1976.

Ա. Տ. ԱՍԼՅԱՆ

ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԳԵՖՈՐՄԱՑԻՈՆ ՄԵԳԱՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՆԵՐԻ  
ԱՂԵՂՆԱԶԵՎՈՒԹՅԱՆ ՊԱՏՃԱՌՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ելնելով նվազագույն աշխատանքի թերմոդինամիկ սկզբունքից, հողվածում հիմնավորվում է այն դրույթը, որ աղեղնաձև տեկտոնական ստրուկտուրաներն առաջանում են երկրազնդի փոքր (արտակենտրոն) շրջանների հարթությունների մեջ և իրենց ստեղծման համար պահանջում են ավելի փոքր տեսակարար էներգիա, քան ուղղաձիգ տեկտոնական ստրուկտուրաները, որոնք առաջանում են երկրազնդի մեծ (կենտրոնական) շրջանների հարթությունների մեջ և պահանջում են համեմատաբար ավելի մեծ տեսակարար էներգիա: Էներգիաների այս տարբերությունների պատճառով աղեղնաձև (մահիկաձև) տեկտոնական ստրուկտուրաներն առաջանում են անհամեմատ ավելի հաճախ, քան ուղղաձիգ ստրուկտուրաները: Աղեղնաձև ստրուկտուրաների բնորոշ օրինակներ են շուրջօվկիանոսային խորքայա ակոսաձև անդունդները և ծալքավոր արշիպելագները, ալպինոտիպ ծալքավոր սիստեմների գոգավոր սեղմենտները և այլն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Динамическая проблема геотектоники. Сб. докладов советских геологов на XXI международном геол. конгр., Проблема 18, Изд-во АН СССР, 1960.
2. Асланян А. Т. Предельная мощность и предельная прочность литосферы в свете теории гравитационного сжатия и приливного торможения Земли. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
3. Джекобс Д., Рассел Р., Уилсон Д. Физика и геология, «Мир», М., 1964.
4. Джеффрис Г. Земля. Изд-во ИЛ, М., 1960.
5. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Известия АН СССР, серия геол., № 2, 1946.
6. Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Сборник докладов советских геологов на XXI международном геол. конгрессе. Проблема 18, Изд-во АН СССР, 1960.
7. Сборник статей «Островные дуги» под ред. А. Н. Заварицкого. Изд-во ИЛ, М., 1952.
8. Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
9. Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the Earth, Princeton Univ. Press, 1954.
10. Sheldigger A. E. Principles of Geodynamics. Springer-Verlag, 1958.

УДК 551.24

Р. И. ТАЯН, Э. И. ПЛОТНИКОВ, Р. У. АБДУРАМАНОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗАНГЕЗУРО-НАХИЧЕВАНСКОЙ  
ОБЛАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Рассматриваемая территория представляет собой средне- и позднеальпийское складчатое сооружение Малого Кавказа, заложенное на варисийском платформенном основании [6].

Вопросам геотектонического развития и районирования, а также закономерностям проявления магматизма Малого Кавказа и рассматриваемого региона посвящены многочисленные работы [1, 2, 3, 4, 9, 10].

В настоящей статье, на основе крупномасштабного геологического картирования, данных по составу стратиграфических и магматических комплексов, а также детальных геолого-структурных исследований, рассмотрены некоторые аспекты становления геологических структур на фоне блокового развития региона.

**Разрывные нарушения.** Территория района разбита достаточно густой сетью разрывных нарушений различного порядка, игравших решающую роль в формировании ее геологической структуры. Эти нарушения установлены как путем прямых наблюдений, позволяющих определить направления движений, амплитуды смещений прилегающих к нарушениям блоков пород, так и в процессе дешифрирования аэрофотоснимков, интерпретации данных структурной геофизики и применения других доступных методов структурной геологии и геоморфологических наблюдений. Подавляющее большинство разломов, особенно ориентированных на северо-восток и близширотных, удалось выделить впервые.

По масштабу проявления разрывные нарушения представляется возможным разделить на четыре группы—междублочные (граничные), разделяющие блоки II порядка, внутривлочные и осложняющие строение блоков.

Среди изученных разрывных нарушений известны два крупных разлома север-северо-западного простирания, прослеживающихся по границе Нахичеванского, Зангезурского и Кафанского блоков (рис. 1).

Важнейшим является Хустун-Гиратахский разлом, проходящий по границе Кафанского и Зангезурского блоков и разделяющий области средне- и раннеальпийской стадий развития [6]. Этот разлом представляет собой мощную дугообразную зону сближенных, часто кулисообразно расположенных разрывных нарушений. На юге региона эта зона имеет северо-западное простирание, на севере—субмеридиональное. Часто в характеризуемой тектонической зоне видимые разрывы сплошности не наблюдаются. Это прежде всего относится к известко-

известным и глинисто-карбонатным породам. Однако в последних случаях очень широко развиты следы течения, перекристаллизации, будинажа, наложенной сланцеватости, ориентированной параллельно простиранию зоны разлома.

Ордубад-Салвардекий разлом (южная часть Ани-Ордубадского глубинного разлома по А. Т. Асланяну [2]) хорошо выделяется по данным структурной геофизики, хотя на отдельных интервалах он прослеживается лишь геологическими наблюдениями. О внутреннем строении этого разлома собрано мало данных. Однако несомненно, что роль его в геологическом развитии района весьма значительна.

Оба отмеченных граничных разрывных нарушения можно отнести к глубинным разломам, т. к. они контролируют размещение продуктов магматизма в различных блоках.

Разломы, разделяющие Зангезурский и Нахичеванский крупные тектонические блоки на блоки второго порядка, воздымающиеся на фоне общего погружения, либо опускающиеся на фоне общего поднятия, удалось наметить и закартировать. Они представлены крупными тектоническими разрывами, зонами трещиноватости, брекчирования и сопровождаются полями даек, субвулканов, вытянутыми вдоль них, и зонами гидротермально измененных пород. По простиранию эти разломы достигают первых десятков и редко сотен километров. Как правило, они хорошо проявляются в рельефе.

Характеризуемые разрывные нарушения следует отнести к разломам глубокого заложения, представляющим собой типичные разрывы фундамента. Некоторые из характеризуемых разломов оказались существенно геликносами, что свидетельствует также в пользу их глубинности.

Морфология разрывных нарушений. Важной особенностью внутреннего строения разрывных нарушений Зангезуро-Нахичеванской области является их различная морфология.

В образованиях палеозоя, мезозоя и палеогена, а также в интрузивных породах разрывные нарушения представлены, как правило, отдельными тектоническими швами или сериями швов. Вдоль этих швов развиваются зоны гидротермально измененных пород. В отдельных случаях образуются зеркала скольжения с отчетливо выраженными бороздами и штрихами скольжения. Наиболее мощные тектонические швы, а чаще их системы, сопровождаются зонами брекчирования, милонитизации, часто многократного.

В породах, слагающих толщи олигоцена и миоценона, зоны разрывных нарушений имеют иную морфологию. Как правило, они проявлены сериями сближенных трещин, часто ветвящихся, плохо прослеживаемых по падению и простиранию. Нередко они подчеркиваются развитыми вдоль них дайками интрузивных пород со сложной морфологией. В случае наличия последайковых движений разрывные нарушения, проходящие вдоль даек и захватывающие сами дайки, проявлены более четко, чем во вмещающих породах. Здесь разрывные наруше-

ния проявлены чаще всего в виде зон повышенной трещиноватости, обычно сопровождаемых гидротермальными изменениями. Способные к пластическим деформациям глинисто-карбонатные породы палеозоя и мела часто образуют вытянутые вдоль простирания разломов крутые, сжатые приразломные складки, обычно сложенные послойными срывами. В подобных зонах часто развивается мелкая складчатость типа складок волочения, плейчатости и т. д.

Очень характерной чертой внутреннего строения разломов является их насыщенность дайковыми образованиями.

Время заложения разломов. О времени заложения разломов можно судить лишь по косвенным данным, которые могут быть основаны на следующем: 1. В какое время осадконакопление контролировалось тем или иным разломом. 2. К какому возрасту относится наиболее ранний магматизм, размещение которого контролировалось разломом. 3. К какому возрасту относятся отложения, перекрывающие разлом.

Анализ всех имеющихся геологических материалов позволит разделить закартированные разрывные нарушения на три основные группы по возрасту их заложения: юра—нижний мел (киммерийский), средний эоцен (позднеальпийский), олигоцен-миоцен (раннеорогенный).

Первая возрастная группа разрывных нарушений на территории Зангезуро-Нахичеванской области проявлена слабо—она является отражением крупных тектонических движений, происходивших в это время в соседнем Кафанском блоке.

В позднеальпийскую стадию собственно геосинклинального подэтапа [6] проявился крупнейший для изученной территории Ордубад-Салвардский разлом, разделивший ее на два крупных блока.

В начале раннеорогенной стадии (в олигоцене) происходит заложение северо-западных, северо-восточных и близширотных разрывных нарушений. Именно в этот период происходит формирование Нахичеванской палоченной мульды, ограничиваемой Северо-Нахичеванской и Алинджачай-Сисланской системами северо-западных и северо-восточных разломов. В это же время в Зангезурском блоке формируются вытянутые в широтном и северо-западном направлении интрузивные массивы основного и умереннокислого составов [9].

В позднеорогенную стадию (миоценом), главным образом, происходит обновление уже существовавших разрывных нарушений.

Заложение и развитие блоков. Крупная дифференциация, происшедшая в середине эоцена, разделила регион на два блока первого порядка. Нахичеванский блок на протяжении почти всей дальнейшей истории геологического развития характеризовался преимущественно погружением, Зангезурский же — воздыманием. Однако процессы не были равномерными. В пределах Нахичеванского блока уже в эоцене намечаются относительно приподнятые и опущенные части—Дардагское поднятие, Парадашский прогиб, Агканинское подня-

ные (рис. 1). В олигоцене разнонаправленные вертикальные движения крупных блоков еще более усугубились и уже эоценовые поднятия и прогибы выступают как приподнятые в целом блоки по отношению к формирующемуся Нахичеванскому прогибу. Поэтому в орогенное время граница между приподнятыми и опущенными блоками сдвигается к западу от Зангезура по сравнению с позднеальпийским и становится гораздо более сложной в соответствии с формирующимися блоками II порядка—Неграмским, Дарылаг-Башкендским, Агканским поднятиями, Нахичеванским и Биченагским прогибами. Все эти блоки разграничиваются друг от друга разломами глубокого заложения, в основном северо-западного и северо-восточного простирания, контролирующими накопление вулканогенно-осадочных отложений и вмещающие экстрезивные тела андезито-дацитового состава.

В Зангезурском блоке орогенная дифференциация происходила на фоне интенсивной интрузивной деятельности, протекавшей в период общего поднятия территории. В это время здесь формируются блоки II порядка—Баргушатский, Западно-Зангезурский (Вохчинский) и Восточно-Зангезурский (Мегринский).

Если в Нахичеванском блоке крупные разломы глубокого заложения контролируют осадконакопление и экстрезивный магматизм, то в Зангезурском подобными разломами контролируется интрузивный магматизм.

Основные черты геологического строения блоков. Строение блоков I порядка—Зангезурского и Нахичеванского и блоков II порядка определяется историей вертикальных перемещений, соответствующих поднятию или погружению. В зависимости от этого по-разному в тот или иной период развития проявлялись осадконакопление и магматизм.

Формации стратиграфических комплексов осадочных и осадочно-вулканогенных образований, развитых в пределах выделенных блоков, представлены на рис. 1. Отличия в геологическом строении Зангезурского блока от Нахичеванского в том, что в первом породы эопалеозоя либо облажаются на дневной поверхности, либо залегают на небольших глубинах. Он характеризуется широким развитием субвулканических и гранитоидных интрузий от эоценового до плиоценового возраста. В то же время здесь полностью выпадают из разреза осадочно-вулканогенные толщи олигоцена и миоцена. Это свидетельствует о его стойкой тенденции к воздыманию, на фоне которого развивалась интрузивная деятельность. Именно этим и определяются особенности его строения.

В Баргушатском блоке II порядка развиты образования верхнего мела и среднего эоцена [8] средних и поздних стадий собственно геосинклинального подэтапа, прорывающиеся в основном интрузивами олигоценового возраста [9], а также довольно широко—позднеорогенной стадии (плиоцен). Интрузивные породы нижнего миоцена проявлены незначительно. Таким образом в Баргушатском блоке мы имеем

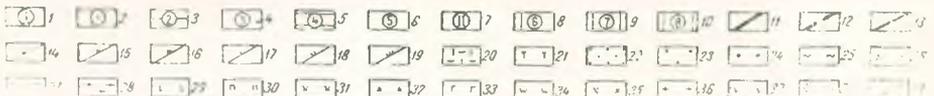
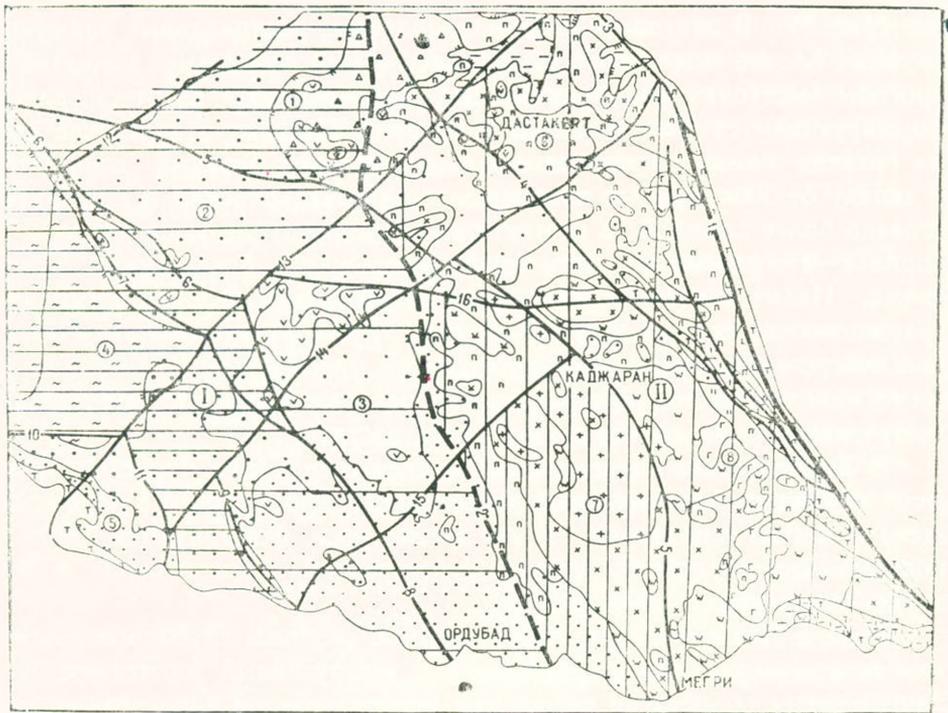


Рис. 1. Схема геолого-структурного районирования Зангезуро-Нахичеванской области Малого Кавказа. 1. Нахичеванский блок I порядка с общей тенденцией к погружению. 2. Биченагский прогиб. 3. Агкайское поднятие. 4. Дарыдаг-Башкендское поднятие. 5. Нахичеванский прогиб. 6. Неграмское поднятие. 7. Зангезурский блок I порядка с общей тенденцией к воздыманию. 8. Баргуматский блок II порядка, относительно погруженный. 9. Западно-Зангезурский (Вохчивский) блок II порядка с резко выраженной тенденцией к воздыманию. 10. Восточно-Зангезурский (Мегринский) блок II порядка с тенденцией к умеренному воздыманию.

*Разрывные нарушения:* 11. Глубинный (границный) разлом. 12. Скрытый глубинный (границный) разлом, разделяющий блоки I порядка с различной историей геологического развития. 13. Разломы, разделяющие блоки II порядка.

*Границы геолого-структурных подразделений по подошве:* 14.  $D_2-K_1$ . 15.  $K_2-Pg_2^1$ . 16.  $Pg_2^2-Pg_3^1$ . 17.  $Pg_3-N_1^1$ . 18.  $N_1^1-N_2^2$ . 19.  $N_2^2-(?)$ .

*Осадочные и осадочно-вулканогенные формации:* 20. Метаморфическая ( $PR_3-Э$ ). 21. Терригенно-карбонатно-вулканогенная ( $D_2-K_1$ ). 22. Терригенно-карбонатная ( $K_2-Pg_2^1$ ). 23. Вулканогенно-осадочная ( $Pg_2^2-Pg_3^1$ ). 24. Молассонидная ( $Pg_3-N_1^1$ ). 25. Озерно-терригенная ( $N_2^2$ ). 26. Наземно-вулканогенная ( $N_1^1-N_2^2$ ). 27. Терригенно-озерная ( $N_3^3$ ).

*Магматические комплексы:* 28. Гранит-мигматитовый (интрузивный) ( $PR_3-Э$ ). 29. Андезитовый (вулканический) ( $K_1$ ). 30. Андезито-базальтовый (вулканический) ( $Pg_2^2$ ). 31. Диоритовый (экструзивный) ( $Pg_2^2$ ). 32. Андезитовый (экструзивный) ( $Pg_3^1-3$ ).

*Интрузивные комплексы Мегринского плутона (33-36):* 33. I. Габбро-оливинитовый ( $Pg_3$ ). 34. II. Габбро-монцонит-сиенитовый ( $Pg_3$ ). 35. III. Габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовый ( $Pg_3$ ). 36. IV. Комплекс гранит-гранодиоритовый ( $N_1^1$ ).

37. Андезито-дацитовый (экструзивный) ( $N_1^2$ ). 38. Андезито-дацитовый (экструзивный) ( $N_2^2$ ). 39. Границы формаций.

*Названия разрывных нарушений (цифры на схеме)*

1. Хуступ-Гиратахский. 2. Салвард-Ордубадский. 3. Вороганский. 4. Карский. 5. Дебаклинский. 6. Северо-Нахичеванский, 7. Иланский. 8. Даста-Гяльский. 9. Дарыдагский. 10. Неграмский. 11. Джугинский. 12. Нахичеванский. 13. Алнджачай-Спенский. 14. Джуга-Лернашенский. 15. Янджи-Капутджухский. 16. Казангел-Гярдский.

делю с наиболее верхними ярусами образований альпийского этана и менее развитыми полями наиболее молодых интрузивов. Все это говорит о том, что Баргушатский блок более погружен на фоне общего поднятия.

Западно-Загезурский блок II порядка характеризуется развитием в основном образований нижнего и среднего эоцена [8], прорванных интрузивами олигоцена и нижнего миоцена. При этом последние занимают около трети площади территории блока, образуя полифазный интрузивный комплекс порфировидных гранитоидов. В этом блоке нет крупных останцев вмещающих осадочно-вулканогенных пород. Интрузивы представлены абиссальными и гипабиссальными фациями. Все это говорит о том, что этот блок испытывал воздымание и является приподнятым по отношению к Баргушатскому.

Наконец, Восточно-Загезурский блок сложен образованиями верхнего мела и нижнего—среднего эоцена, прорываемыми интрузиями олигоценного возраста. В этом блоке отмечаются крупные останцы вмещающих пород в полях развития интрузивов. Выходы же пород палеозоя и эопалеозоя на дневную поверхность обусловлены наличием горст-антиклинали [4, 5] внутри блока.

В Нахичеванском блоке практически все проявления экструзивного магматизма размещаются в краевых, приграничных частях блоков II порядка, сформировавшихся в орогенный подэтап и именно на границах блоков поднятий и прогибов. Это экструзивы Иланского и Северо-Нахичеванского разломов, Дарыдагские экструзивы, Сарыдагская интрузия и т. д. В том же участке, где сопрягаются три блока—Нахичеванский прогиб, южная часть Агканнского поднятия и северная часть Дарыдаг-Башкендского—обнажается группа Ортакеид-Башкендских экструзивов, являющихся, по-видимому, слабо вскрытым эрозией единым крупным магматическим телом.

В отличие от Нахичеванского блока, где наиболее prolificательные для магматической деятельности и постмагматических процессов участки расположены в краевых частях блоков II порядка, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями, осложненными разрывными нарушениями, в Загезурском блоке картина несколько усложняется. Здесь, помимо граничных частей блоков, в силу близости фундамента и широкого развития изверженных пород, перерабатывавших осадочно-

вулканогенные толщи, наиболее пронизаемыми являются зоны крупных разломов, осложняющих внутреннее строение блоков. Вдоль них и особенно в участках их пересечения, развиваются и наиболее молодой магматизм и постмагматические процессы.

Общим для обеих рассматриваемых областей является развитие в них нижне-среднеплиоценовых экструзивов андезитового и андезитодацитового состава, которые располагаются среди любых вулканогенно-осадочных и магматических образований, приурочиваясь к зонам разрывных нарушений и особенно к узлам их пересечения.

Изложенные данные подчеркивают ведущую роль для осадконакопления и магматизма движений по крупным разрывным нарушениям при формировании блоковой структуры района.

Первая крупная дифференциация в среднем эоцене приводит к формированию тектонических блоков I порядка—Нахичеванского и Загезурского.

Мощная вспышка вулканизма и формирование субвулканических интрузий порфиритов (Загезурский блок) в конце среднего эоцена соответствует заключительным этапам собственно геосинклинального развития области. Рвушие контакты порфиритов отмечаются в отложениях палеозоя, мезозоя [7] до среднего эоцена включительно.

Все осадконакопления, начиная с верхнего эоцена, оказались сосредоточенными в Нахичеванском блоке. Здесь формируются осадочно-вулканогенные толщи верхнего эоцена, олигоцена и миоцена.

В олигоцене-миоцене в этом же блоке развивается интенсивная вулканическая деятельность. Продолжается в это же время дальнейшая дифференциация тектонических блоков I порядка на блоки II порядка. Окончательно оформились Неграмское, Дарыдаг-Бапкендское поднятия, возникает Агканнское поднятие, закладываются и развиваются Нахичеванский и Бицапагский прогибы. По границам блоков II порядка, разделенным разломами глубокого заложения, внедряются серии экструзивных образований. К середине миоцена наступает некоторая стабилизация, накапливаются гипсоносные, песчано-глинистые толщи.

В Загезурском блоке с начала олигоцена развивается интрузивная деятельность, завершающаяся в нижнем миоцене. В процессе ее многофазного развития интрузивные массы прорывают и перерабатывают вмещающие толщи вдоль контактов с интрузиями. Проявление интрузивной деятельности контролируется разломами глубокого заложения—это хорошо видно по совпадению вытянутости длинных осей интрузивов с направлениями разломов, развитию контактов и приконтактных изменений согласно вытянутости разрывных нарушений, развитию поясов даек и экструзивов вдоль тех же направлений. Движение по зонам разломов проявлялось неоднократно. В целом к середине миоцена территория несколько стабилизируется. К началу плиоцена происходит очередное оживление в обоих блоках I порядка с широким

развитием андезито-дацитового магматизма — они выступают как единое консолидированное целое.

Институт геологических наук АН Армянской ССР,

Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР,

Министерство геологии СССР

Поступила 7.11.1975.

Թ. Ն. ՏԱՅԱՆ, Է. Պ. ՊՆՏՆԵԿՈՎ, Թ. ՈՒ. ԱՐԳՈՒՐԱՐԱՆՈՎ

**ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԶԱՆԿԵԶՈՒՐ-ՆԱԽԻՉԵՎԱՆԻ ՄԱՐԶԻ  
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ  
ՈՐՈՇ ԱՌԱՆՁԵԱՆՍԿԻՆԹՅՈՒՆՆԵՐԸ**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Խոշոր մասշտաբի երկրաբանական քարտեզագրման, ստրատիգրաֆիկ և մագմատիկ կոմպլեքսների ձևավորման օրինաչափությունների վերլուծության, ինչպես նաև ստրուկտուրային հետազոտությունների հիման վրա, քննարկվում են երկրաբանական ստրուկտուրայի առաջացման հարցերը ռեգիոնի բլոկային զարգացման ընդհանուր ֆոնի վրա:

Տարածքի առաջին խոշոր դիֆերենցումը նշվում է միջին էոցենում մերձմիջօրեական ուղղության պոկման խախտումների հիմնադրումով, նախիջևանի և Զանգեզուրի առաջին կարգի տեկտոնական բլոկների ձևավորմամբ: Նախիջևանի բլոկի զարգացումը հետադադրվում առավելաբար բնորոշվել է իջեցումներով, իսկ Զանգեզուրին՝ բարձրացումներով:

Օրոգեն էտապում առաջին կարգի բլոկների սահմաններում ձևավորվել են երկրորդ կարգի բլոկները: Վերջիններս սահմանափակվում են խոր տեղադրման հյուսիս-արևմտյան և հյուսիս-արևելյան տարածման բեկվածքներով, որոնք և վերահսկվում են ռեգիոնի նստվածքազոյացումը և մագմատիզմը:

**Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айнетраг», Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т. Тектоника. В кн. «Геология СССР», том XVIII, Армянская ССР, 1970.
4. Барсегян В. Б., Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П., Торосян Р. А. Новые данные по геологии Южного Загезура. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
5. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Загезурского разлома в юго-восточной Армении. Бюлл. МОНП, отд. геол., № 1, 1969.
6. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. П., Меликсетян Б. М., Мелкоян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.

7. Гуюмджян О. П. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в «псевдовулканогенно-осадочных» формациях Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
8. Джрбашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенно-осадочных толщ Загезура (юго-восточная часть Армянской ССР). В сб. «Вулканизм и металлогения Армянской ССР». Зап. ВМО, № 8, Ереван, 1975.
9. Карамян К. А., Таян Р. Н., Гуюмджян О. П. Основные черты интрузивного магматизма Загезурского рудного района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1974.
10. Мкртчян С. С. Загезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1958.

УДК 551.243(—924.76)

А. С. АВАНЕСЯН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ СЕВАНО-АКЕРИНСКОГО  
ГРАБЕН-СИНКЛИНОРИЯ

В последние годы в связи с проблемой офиолитов внимание геологов привлекает Севано-Акеринская зона Малого Кавказа [13]. Геология и, в частности, структура данной области отражены в работах многих исследователей [2, 3, 5, 6, 7, 9, 10, 13 и др.]. Однако, многие вопросы остаются еще дискуссионными, и границы данной зоны и ее структура разными исследователями трактуются по-разному. На основании личных наблюдений, а также анализа литературных данных и материалов Кавказского отряда МГУ нами дается новая трактовка структуры Севано-Акеринской зоны.

Севано-Акеринская зона в целом характеризуется синклиноридной структурой и выделяется по отношению к окаймляющим ее на северо-востоке и юго-западе антиклиноридным структурам, развитием мел-палеоценовых вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, а также присутствием тел ультраосновного и основного составов. На северо-востоке Севано-Акеринская зона ограничена Мургуз-Мрвдагским, а на юго-западе—Севано-Зангезурским и Ишихлиским разломами. Эти структурные особенности Севано-Акеринской зоны позволяют отнести ее к структурам типа грабен-синклинориев и выделить под названием «Севано-Акеринский грабен-синклинорий».

В истории развития области, занимаемой Севано-Акеринским грабен-синклинорием, выделяются три наиболее важных этапа: юра-неокомский, альб-палеоценовый и эоцен-антропоценовый. Севано-Акеринский грабен-синклинорий, как структурная единица, обособился и сформировался в альб-палеоценовом этапе в пределах единой для до-альбского времени Сомхето-Кафанской зоны.

Весьма активную роль в строении Севано-Акеринского грабен-синклинория и, в частности, его осевой части играют образования офиолитового комплекса. Однако, распространение офиолитов не является определяющим при тектоническом районировании данной области и выделении понятия «Севано-Акеринский грабен-синклинорий» и зависит от структурных особенностей последнего. Поэтому мы в данной статье не будем останавливаться на распространении и характере залегания пород офиолитового комплекса.

Северо-восточная граница Севано-Акеринского грабен-синклинория определяется Мургуз-Мрвдагским крутым надвигом, по которому среднеюрские отложения смежного Сомхето-Агдамского антиклиноридного блока (соответствует одноименной зоне Э. Ш. Шихалибейли [14]) надвинуты на мел-палеоценовые отложения грабен-синклинория (рис. 1). Юг—юго-западная граница грабен-синклинория большей частью

скрыта под молодыми палеоген-четвертичными отложениями Кельбаджарского и Севанского наложенных прогибов. На крайнем юге рас-

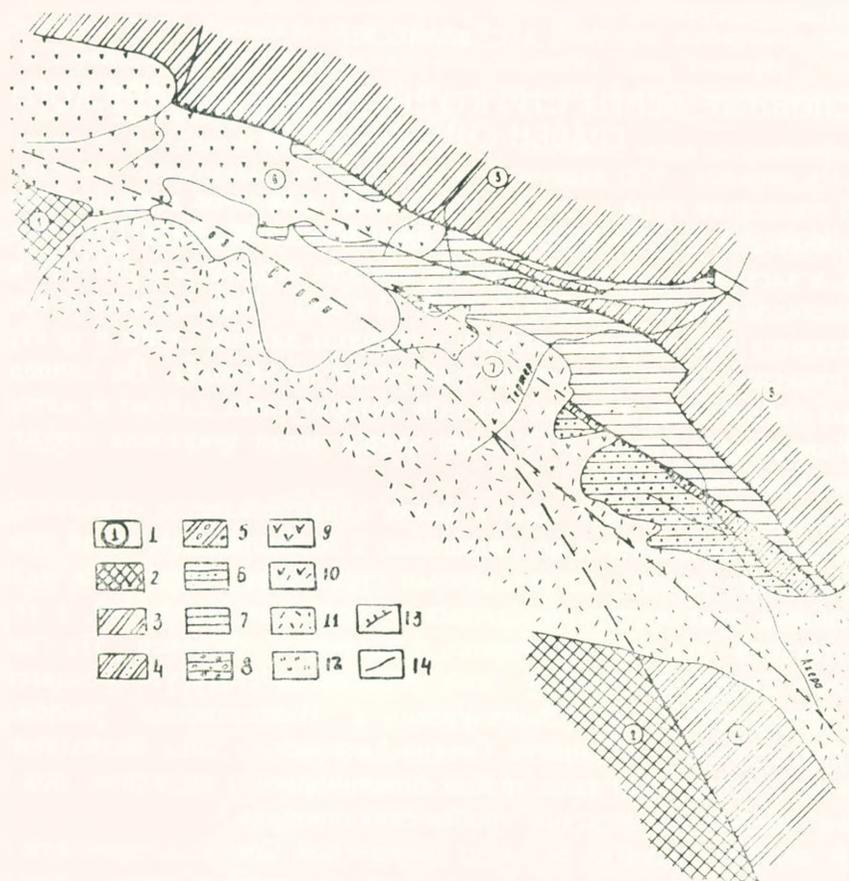


Рис. 1. Схема тектонического районирования области Севано-Акерического грабен-синклинория (составил А. С. Авапесян).

*Объяснение цифр на схеме:* 1. Структурные единицы: Мисхано-Зангзурская зона; 1. Мисханское поднятие; 2. Зангзурское поднятие. Сомхето-Кафанская зона; 3. Сомхето-Агдамский антиклинорный блок; 4. Кафанский антиклинорный блок; 5. Севано-Акеринский грабен-синклинорий; 6. Севано-Ширакский синклинорий; 7. Кельбаджарская мульда. *Объяснение к легенде:* 2. Мисхано-Зангзурская зона: выступы докембрийского-нижнепалеозойского фундамента и среднего-верхнего палеозоя. 3—10—Сомхето-Кафанская зона. 3—5—Нижний (доальбский) структурный этаж: 3—в пределах Сомхето-Агдамского и Кафанского антиклинорных блоков; 4—в пределах северо-восточного блока Севано-Акеринского грабен-синклинория; 5—в пределах юго-западного блока Севано-Акеринского грабен-синклинория. 6—8—Средний (альб-палеоценовый) структурный этаж: 6—в пределах северо-восточного блока; 7—в пределах центрального блока; 8—в пределах юго-западного блока. 9—10—Верхний (послепалеоценовый) структурный этаж: 9—в пределах Севано-Ширакского синклинория; 10—в пределах Кельбаджарской мульды. 11. Неоген-четвертичные впадины и вулканические щиты. 12. Современные отложения Мазринской котловины. 13. Надвиги. 14. Прочие разломы.

смагиваемый грабен-синклинорий с юго-запада граничит с Кафанским антиклинорным блоком. Последний, по данным ряда исследователей [3, 8], как в структурном отношении, так и по характеру слагающих

образований и по металлогеническим особенностям, представляется аналогом Сомхето-Агдамского антиклинорного блока. На западе и северо-западе Севано-Акеринский грабен-синклинорий погружается под структуры отчасти унаследованного, отчасти наложенного Севано-Ширакского палеогенового прогиба. Обычно считают, что продолжением Севано-Акеринского грабен-синклинория на северо-западе являются выходы пород, аналогичных породам рассматриваемого грабен-синклинория, в районе гор. Степанавана и Амасия. Но не исключена возможность, что здесь мы имеем самостоятельную структурную единицу.

На востоке грабен-синклинорий расширяется и разветвляется, разделяясь при этом частными поднятиями (Карабахским и Лачинским). Последние на востоке смыкаются с Сомхето-Агдамским блоком в единую Сомхето-Карабахскую зону [6]. Поэтому условной границей Севано-Акеринского грабен-синклинория можно принять линию по меридиану гор. Степанакерта. К западу от этой линии Карабахская и Лачинская антиклинали являются элементами структуры Севано-Акеринского грабен-синклинория, к востоку от нее данные антиклинали уже принадлежат Сомхето-Карабахской зоне.

В современной структуре Севано-Акеринский грабен-синклинорий выражен в виде нескольких самостоятельных блоков, выделяющихся особенностями структуры и характером слагающих отложений и отделенных друг от друга крупными разломами. В составе Севано-Акеринского грабен-синклинория выделяются три основных блока (рис. 2):



Рис. 2. Принципиальный профиль Севано-Акеринского грабен-синклинория. 1. Сеноман, эффузивно-осадочный комплекс. 2. Альб-сеноман, песчано-глинистые флиционидные отложения. 3. Верхняя юра-неоком, вулканиты, известняки. 4. Средняя юра, вулканиты. 5. Докембрий-нижний палеозой, метаморфические сланцы. 6. Гипербазиты, габбро. 7. Разрывы.

северо-восточный, центральный и юго-западный. Краевые, т. е. северо-восточный и юго-западный блоки представляют собой в общем приподнятые синклинальные структуры и характеризуются развитием мощного комплекса отложений юры-верхнего мела. Центральный блок на разных этапах развития характеризуется различными тенденциями. В современной структуре грабен-синклинория этот блок является опущен-

ной грабенообразной структурой, которая на более ранней стадии развития представляла собой антиклинальное поднятие.

Северо-восточный и юго-западный блоки по положению в общей структуре Севано-Акеринского грабен-синклинория, а также по некоторым чертам их строения, являются симметричными структурами. Рассмотрим сначала упомянутые единицы, а потом центральный блок. Северо-восточный блок, характеризующийся складчато-надвиговой (чешуйчатой) структурой с общей vergentностью на юго-запад (рис. 3),

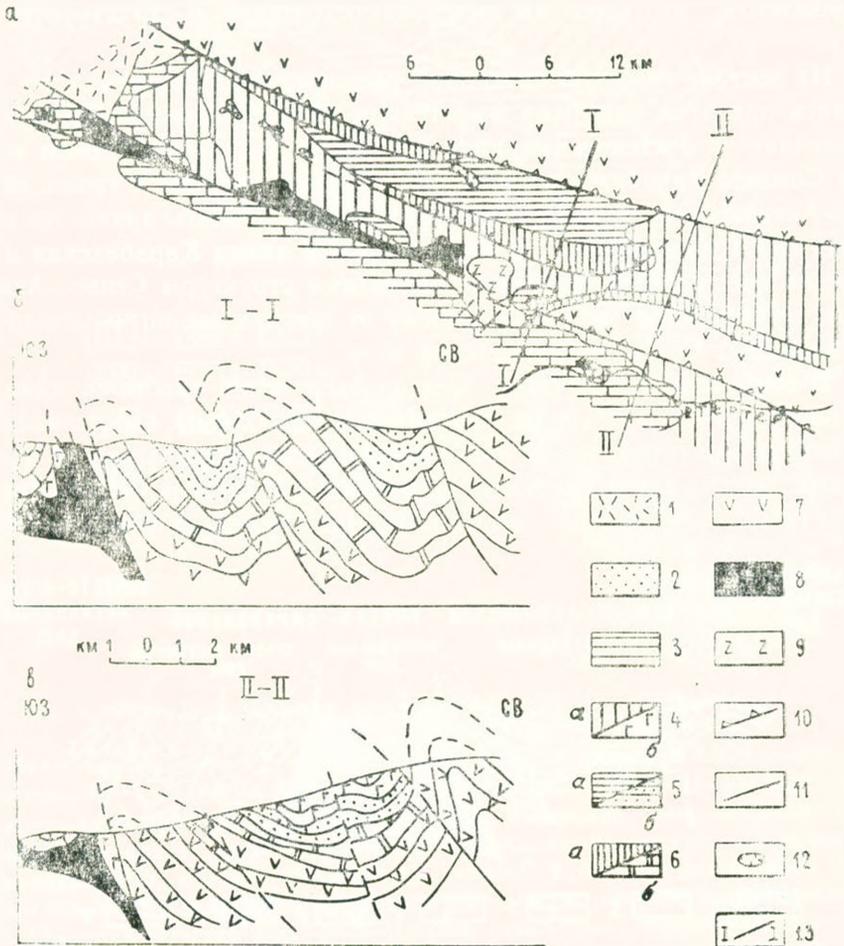


Рис. 3. Схема строения северо-восточного блока (составил А. С. Аванесян с использованием материалов Кавказского отряда МГУ). а) Геологическая схема; б) схематический профиль Сосузлукского сегмента; в) схематический профиль Турагачайского сегмента. 1. Эоцен, вулканогенные отложения. 2. Палеоцен, флишеидная толща (на профиле). 3. Верхний сеноман-палеоцен, карбонатно-терригенные отложения (карбонатная толща на профиле). 4. Сеноман, эффузивно-осадочный комплекс: а) на схеме, б) на профиле. 5. Альб-сеноман, флишеидные песчано-глинистые отложения: а) на схеме, б) на профиле. 6. Верхняя юра-неоком, туфканинты, известняки: а) на схеме, б) на профиле. 10. Надвиги. 11. Первые разрывы. 12. Тектонические покровы. 13. Линии разрезов.

протягивается с северо-запада на юго-восток от верховья р. Шамхорчай до нижнего течения р. Тоурагачай. Северо-восточным ограничением данного блока, а также Севано-Акеринского грабен-синклизория в целом служит Мровдагский надвиг, по которому структуры сопряженного Сомхето-Агдамского антиклинорного блока надвинуты на юго-запад на структуры рассматриваемого блока. Юго-западным ограничением северо-восточного блока является Карабахский надвиг, который в виде сложной системы разломов, фиксируемых выходами серпентинитов и зонами тектонического дробления пород, протягивается от юго-западных склонов Карабахского хребта в правобережье р. Левчай к г. Гиналдаг, в бассейне р. Агкаячай и далее на северо-запад в район г. Коджадаг. Карабахский надвиг имеет характер шовной зоны и отделяет северо-восточный блок от расположенного юго-западнее центрального блока. На северо-западе в левобережье р. Шамхорчай рассматриваемый блок погружается под палеоген Севано-Ширакского синклизория.

В северо-восточном блоке можно выделить три сегмента: Тоурагачайский, Сосузлукский и Шамхорчайский, занимающие соответственно юго-восточную, центральную и северо-западную части блока и характеризующиеся некоторыми различиями в структуре (рис. 3а).

На крайнем юго-востоке северо-восточный блок представляет собой единую структуру (рис. 3в) и состоит из двух тектонических единиц: Тоурагачайской синклинали и Карабахской антиклинали; Тоурагачайская синклиналь на юго-востоке сужается и замыкается в нижнем течении р. Тоурагачай, при этом Карабахская антиклиналь расширяется и смыкается со структурами Сомхето-Агдамского антиклинорного блока. На северо-западе в устье р. Майданчай Карабахская антиклиналь периклинально замыкается и погружается, однако ось ее, по данным Г. П. Леонова (устное сообщение), протягивается в верховье р. Левчай, где ее положение фиксируется по выходам титаноцеолита. Можно предполагать, что далее в северо-западном направлении Карабахская антиклиналь продолжается и ее погребенное положение контролируется одноименным надвигом.

К востоку от р. Майданчай одновременно с погружением Карабахской антиклинали к северу от нее, кулисообразно подставляя, обособляется Сосузлукская антиклиналь, которая разделяет ранее единый северо-восточный блок на две чешуи: Сарысу-Майданчайскую и Агкая-Левчайскую, расположенные соответственно на северо-востоке и юго-западе рассматриваемого блока (рис. 3а, б). Сарысу-Майданчайская чешуя, в свою очередь, состоит из Агдаг-Зинджирлинской синклинали и Сосузлукской антиклинали. Последняя в левобережье р. Майданчай периклинально замыкается, а в Шамхорчайском сегменте, согласно данным Д. И. Панова (устное сообщение), А. Г. Халилова и Т. Аб. Гасанова [12], погружается и трассируется, по-видимому, далее на северо-запад по выходам альба.

Агкая-Левчайская чешуя представлена продолжением Карабах-

ской антиклинали и выделяемой к северо-востоку от нее Яншахской синклиналию. Последняя с погружением Карабахской антиклинали в северо-западном направлении расширяется и занимает большую часть рассматриваемой чешуи.

Чешуйчатая структура рассмотренных единиц обусловлена разделяющим их Сосузлукским надвигом. Сарысу-Майданчайская и Агкая-Левчайская чешуи представляют собой асимметричные, опрокинутые и надвинутые на юг — юго-запад антиклинали, у которых сохранились лишь северные крылья, переходящие в синклинали (рис. 3а, б).

Юго-западный блок является краевой структурой Севано-Акеринского грабен-синклинория и расположен симметрично по отношению к его северо-восточному блоку. Юго-западный блок так же, как и последний в юго-восточном отрезке грабен-синклинория представляет сопряденную синклиналию структуру, выполненную отложениями юры-верхнего мела. Однако, в отличие от северо-восточного блока, юго-западный блок характеризуется более простой структурой; лишь в северо-восточной краевой части блока отмечаются сложные дислокации с общей вегетативностью в северных румбах [16].

Северо-восточным ограничением рассматриваемого блока служит шовная зона Башлыбельского разлома, достаточно четко прослеживаемого от с. Джебранл на юго-востоке до с. Башлыбель на северо-западе [16], которая далее погребена под палеоген-четвертичными отложениями Кельбаджарской мульды.

Башлыбельский разлом ограничивает с северо-востока узкую Лачинскую антиклиналь, состоящую в осевой части из отложений средней и верхней юры. Лачинская антиклиналь в северо-западном направлении резко сужается и, погружаясь, трассируется лишь по выходам неосома. Так, уже в районе с. Башлыбель эта антиклиналь вырисовывается по выходам гранитоидов линейно-вытянутой Шальва-Лачинской интрузии, восточнейшей вдоль ее оси, возраст которой обычно считается послепалеоценовым. Следует, однако, отметить, что данные Г. П. Леонова (устное сообщение) и А. Г. Халилова [11], основанные на трансгрессивном налегании неосома на гранитоидах, подтверждают донееокомский возраст этой интрузии.

Далее в северо-западном направлении Лачинская антиклиналь трассируется на северо-восточное побережье оз. Севан, где выражена выходами титон-неосома в районе сс. Караиман и Кясаман [1]. В структурном отношении Лачинская антиклиналь, по-видимому, представляет собой такую же чешую, что и рассмотренная выше Карабахская антиклиналь, только опрокинутую на север-северо-восток (рис. 2).

Лачинскую антиклиналь на юго-западе сменяет Гочасская синклинали, которая представляет собой плоскодонную и асимметричную структуру, с крутым сложнопостроенным северо-восточным и простым юго-западным крыльями. Юго-западным ограничением Гочасской синклинали, а также всего Севано-Акеринского грабен-синклинория в целом служит Кафанский антиклинорийный блок. Э. Ш. Шихалибейли

[16] предполагает вдоль юго-западного крыла Гочасской синклинали наличие крупного, ныне замаскированного новейшими образованиями, разлома (Ишихлинского).

В северо-западной части грабен-синклинория юго-западный блок большей частью погребен под структурами Кельбаджарской мульды и Севанской впадины и лишь в районе с. Дашкенд и отчасти на северо-восточном побережье оз. Севан выражен на поверхности.

Центральный блок занимает осевое положение в структуре Севано-Акеринского грабен-синклинория и является наиболее характерным его тектоническим элементом. В современной структуре данный блок представляет собой наиболее опущенную грабенообразную единицу, в которой широкое развитие получают отложения верхнего мела, а также гипербазиты и габбро. С другой стороны поверхность кристаллического фундамента в пределах осевой части грабен-синклинория относительно приподнята, что в целом свидетельствует об антиклинорной структуре центрального блока.

Об относительно приподнятом положении поверхности кристаллического фундамента в пределах центрального блока свидетельствует ряд геологических данных: во-первых, сокращение мощностей отложений юры-неокома по направлению к осевой части грабен-синклинория; во-вторых, большая концентрация глыб метаморфических сланцев в данном блоке; в-третьих, факт трансгрессивного налегания неокомских известняков непосредственно на кристаллические сланцы. Последнее нам удалось наблюдать в верховьях р. Сатанахач в крупном олистолите, обнажающемся в базальной части обломочной толщи, перекрывающей известняки типон-неокома.

Гравиметрические карты позволяют говорить о том, что в пределах юго-восточного отрезка центрального блока поверхность доальпийского фундамента находится на глубине двух километров [15], в северо-западном отрезке (северо-восточное побережье оз. Севан) — на глубине 1—1,5 км. По данным глубинного сейсмического зондирования [4], поверхность фундамента в направлении к осевой части Севано-Акеринского грабен-синклинория испытывает воздымание.

Как уже упоминалось, центральный блок на северо-востоке ограничен Карабахским разломом. Вдоль этого разлома по северо-восточному краю центрального блока выделяется узкая Коджадаг-Тертерская шовная синклиналиная зона, которая на значительном протяжении трассирует границу между центральным и северо-восточным блоками. Осевая часть данной синклиналиной зоны выполнена отложениями верхнего сенона и палеоцена. Юго-западным ограничением центрального блока служит уже упоминавшийся Башлыбельский разлом. Вдоль ограничивающих разломов произошло опускание центрального блока с одновременным надвиганием краевых структур грабен-синклинория. В результате этого произошло тектоническое сопряжение верхнемеловых отложений центрального блока со средне- и верхнеюрскими отложениями приразломных Карабахской и Лачинской антиклиналей

(рис. 2). В Присеванском районе юго-западное ограничение центрального блока проходит вдоль выходов титон-неокомских известняков [1], трассирующих Лачинскую антиклиналь.

Внутренняя структура центрального блока весьма сложная и характеризуется складчато-блоковым строением. Составляющие его частные структурные единицы не могут быть выделены во всех сечениях, ибо они часто представляются другими сдвинутыми, опущенными или приподнятыми структурами.

Важное значение в строении Севано-Акеринского грабен-синклинория имеют зоны поперечных нарушений северо-восточного простирания. Так, Шишкая-Шамхорчайская зона прослеживается от северо-восточного побережья оз. Севан в левобережье р. Шамхорчай и является юго-восточным продолжением Ханлар-Хачбулакской флексуры [16]. Другая намечается к юго-востоку от Зодского перевала и известна в литературе под названием Мровдаг-Зодской [16].

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Севано-Акеринская зона представляет собой синклиналичную структуру грабенообразного типа и может быть выделена под названием Севано-Акеринского грабен-синклинория.

2. Структура Севано-Акеринского грабен-синклинория симметрична и представляет собой сочетание трех блоков: северо-восточного, центрального и юго-западного.

3. Осевая часть грабен-синклинория (центральный блок) характеризуется приподнятым положением поверхности кристаллического фундамента и в целом представляет собой поднятие.

Московский государственный университет,  
геологический факультет

Поступила 30.IV.1976.

Ա. Ս. ԱՎԱՆԵՍՅԱՆ

**ՍԵՎԱՆ-ԱՔԵՐԱՅԻ ԳՐԱԲԵՆ-ՍԻՆԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ԱՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ  
ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳՇԵՐՐ**

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բննորկում է գրականության մեջ Սևան-Աքերայի զոնա անվան տակ հայտնի տեկտոնական միավորի ստրուկտուրային որոշ առանձնահատկությունները և տրվում է այդ զոնան ընդգրկող շրջանի տեկտոնական շրջանացման սխեման:

Սևան-Աքերայի զոնան դիտվում է որպես գրաբեն-սինկլինորիումի տիպի ստրուկտուրային միավոր և անջատվում է Սևան-Աքերայի գրաբեն-սինկլինորիում անվան տակ: Սևան-Աքերայի գրաբեն-սինկլինորիումը որոշ իմաստով հանդիսանում է սիմետրիկ ստրուկտուրա և իրենից ներկայացնում է երեք բլոկների զուգակցում՝ հյուսիս-արևելյան, կենտրոնական և հարավ-արևմտյան, որոնք միմյանցից տարբերվում են ստրուկտուրային առանձնահատկություններով, նստվածքների բնույթով և հրկրաբանական զարգացման

պատմությամբ: Այդ բլուկները միմյանցից բաժանվում են համապատասխանաբար Ղարաբաղի, Բաղլիբեկի խոշոր բեկվածքներով:

Հյուսիս-արևելյան և հարավ-արևմտյան բլուկներն ընդհանուր առմամբ իրենցից ներկայացնում են սինկլինալային ստրուկտուրաներ, որոնք վրաշարժված են դարբեն-սինկլինորիումի առանցքային մասի վրա: Հյուսիս-արևելյան բլուկը բնորոշվում է ծալքավոր-վրաշարժային (թեփուկավոր) ստրուկտուրայով:

Հյուսիս-արևելյան բլուկն իր մեջ ընդգրկում է նախորդ հեղինակների կողմից անշատված Ղարաբաղի անտիկլինորիումը և Տուրադաշայի սինկլինորիումը:

Հարավ-արևմտյան բլուկը բնորոշվում է համեմատաբար ավելի պարզ ստրուկտուրայով և ընդգրկում է Լաչինի անտիկլինալը և Գոշասի սինկլինալը:

Կենտրոնական բլուկը զարգացման տարրեր է տալստեղծում և բնորոշվում է տարբեր տենդենցներով: Յուրա-ալը ժամանակաշրջանում այդ բլուկն իրենից ներկայացրել է բարձրացում, որը կազմված է եղել բյուրեղային ֆունդամենտի մետամորֆային թերթաբարեից և բնորոշվում է յուրա-նեոկոմի նստվածքների աննշան հյորությամբ: Կենտրոնական բլուկն այժմ իրենից ներկայացնում է ավելի իջեցված դարբենանման ստրուկտուրա, որի համար բնորոշ է ծալքա-բլուկային կառուցվածքը:

Ընդհանուր առմամբ Սևան-Արերայի դարբեն սինկլինորիումը հեղինակը դիտում է որպես վրադրված ստրուկտուրային միավոր, որը ձևավորվել է ալք-պալեոցեն էտապում Սոմխեթա-Ղափանի ղոնայի վրա:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аванесян А. С. К вопросу о присутствии неомом-альбейских отложений на южном склоне Севанского хребта, Малый Кавказ. Вестник МГУ, серия геол., № 6, 1975.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
4. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Двоскина Т. Д., Минярова Г. Я. Строение земной коры северо-западной части Армении. «Советская геология», № 6, 1973.
5. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. «Наука», 1975.
6. Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., 24, вып. 4, 1949.
7. Ломизе М. Г., Панов Д. И. Пересечение Севанской офiolитовой зоны (Малый Кавказ). ДАН СССР, т. 221, № 2, 1975.
8. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Сов. геология», № 7, 1959.
9. Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1956.
10. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
11. Халилов А. Г. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1959.

12. Халилов А. Г., Гасанов Т. Аб. Новые данные об альбских отложениях Шахдагского хребта Малого Кавказа (верховье Сарысу). ДАН Азерб. ССР, т. 28, № 8, 1972.
13. Шихалибейли Э. Ш. Тектоника Севано-Акеринского синклиория в пределах Азербайджана. Труды Совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области СССР. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1956.
14. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, т. 2, 1966.
15. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, т. 3, 1967.
16. Шихалибейли Э. Ш. Тектоника. В кн. «Геология СССР», т. 47, Азербайджанская ССР, ч. I, Геологическое описание. «Недра», 1972.

УДК 551-243.3

А. В. ВАРДАНЯН, Г. Р. МКРТЧЯН, Э. В. АНАНЯН  
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО СКВОЗНОМУ  
ПРОФИЛЮ ЛЕНИНАКАН—НОЕМБЕРЯН

Блоковое строение территории Закавказья в настоящем уже не вызывает сомнений. Следовательно, проведение четких, достоверных границ между различными геотектоническими единицами в пределах указанного региона имеет важное теоретическое и практическое значение. В одной из предыдущих работ [2] интерпретировался сквозной геолого-геофизический профиль по линии сс. Тандзик—Гетап—Гюллудуз—Севанский хребет. Подобный комплексный анализ геологических и геофизических данных, направленный на выявление глубинного строения земной коры и осадочного чехла, дает возможность по-новому интерпретировать природу исследуемой территории и выдвинуть ряд новых положений.

Нижепредлагаемый профиль составлен от р. Ахурян через гор. Ленинакан — с. Лусахбюр — гор. Степанаван — с. Агви — с. Кариндж — с. Чагын — гор. Ноемберян (рис. 1).

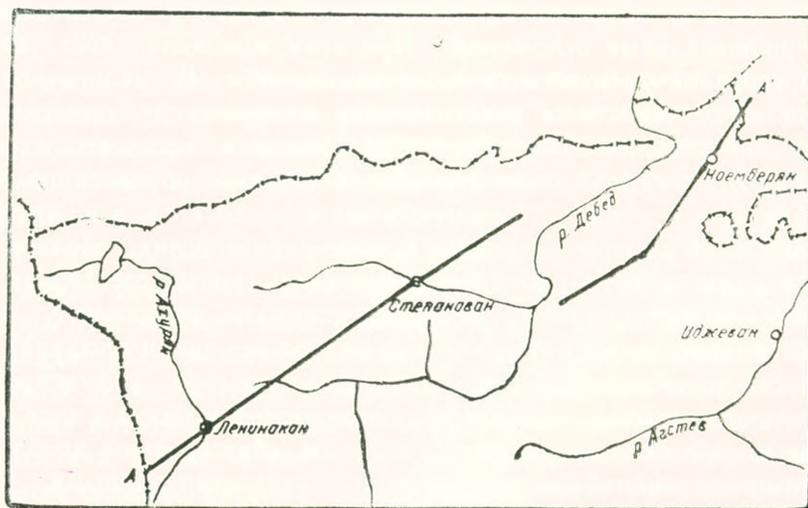


Рис. 1. План сквозного профиля Ленинакан—Ноемберян.

Для названного пересечения приведены три профиля (рис. 2).

А. Фактически наблюдаемый геологический профиль.

Б. Профиль, показывающий структурный уровень или же положение зеркала складчатости определенного стратиграфического горизонта.

В. Профиль, достроенный в глубину с учетом геологических и геофизических данных [5, 6].

Принцип и методика построений уже опубликованы [2, 8, 9].

### Геологическое описание профиля

При рассмотрении профиля выделяется ряд ступеней, каждая из которых отличается специфическим складчатым и разрывным деформациями, проявлением магматизма, мощностями и фашиями образования, а также глубиной залегания фундамента.

Зеркало складчатости восстановлено по подошве верхнего сенона для отрезка профиля гор. Лешниакан—гор. Степанаван—с. Агви и по подошве верхней юры для отрезка с. Каршидж—гор. Нюемберян.

С юго-запада на северо-восток структурный уровень опущен от нулевой линии, примерно, на 1,5–2 км (подступень 1-а). Ширина ее по линии профиля около 6 км и соответствует юго-западному борту Ширакской впадины (синклинали), углы падения которых составляют от 10–15 до 30°. Подступень 1б соответствует собственно Леннаканской котловине (Ширакский прогиб) шириной 7 км. Здесь структурный уровень снижается от нулевой линии на 3 км.

Ширакский прогиб сложен озерно-речными терригенными образованиями, палеоцен-постэоценового возраста, мощностью до 350 м [3], в составе которых имеются также лавы и туфы. На озерно-речные образования налегают вулканогенные породы, а также аллювиально-пролювиальные отложения. При этом мощности всех указанных образований уменьшаются к бортам прогиба. В аналогичном положении находятся также подстилающие эоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Наибольшая мощность их наблюдается в мульдовой части прогиба. Осадочные образования верхнего мела имеют довольно большую мощность—до 1 км, а нижнемеловые—0,5 км. Суммарная мощность мезо-кайнозойских образований Ширакского прогиба по геолого-геофизическим данным составляет около 4–4,5 км. Они залегают на кристаллическом фундаменте, обнажающемся в соседнем Спитакском районе (южнее линии профиля).

На северо-восточной части Ширакского прогиба зафиксирована зона крупного разлома, которая на поверхности выражена в виде опрокинутых мелких складок, надвигов, взбросов, сбросов и зон дроблений. Указанный разлом отбивается также геофизическими данными.

К северо-востоку от Ширакского прогиба (профиль Б) структурный уровень резко воздымается по отношению к соседним ступеням I и V. Этот участок находится между с. Лусахбюр и гор. Степанаваном, поэтому его удобно назвать Лусахбюр-Степанаванским поднятием (ступени II, III и IV).

На Лусахбюрском выступе (II ступень) структурный уровень воздымается от нулевой линии на 1,5 км. Ширина ступени около 5 км. В структурном отношении она соответствует Лусахбюрской антиклинали ее слабо наклоненной к югу осевой поверхностью. Складка брахиформная, юго-западное крыло которой срезано зоной разлома. Вероятно в ядро Лусахбюрской антиклинали внедрена часть Спитакского гранитоидного интрузива. Здесь вырисовывается резкий гравиацион-

ный максимум. На сводовой части выступа обнажаются нижние части стратиграфического разреза Ширакского прогиба, представленные собственно терригенно-карбонатной, флишевой и флишондной формациями мел-палеогена [5, 7]. Суммарная мощность этих образований составляет здесь около 1500 м.

Северо-восточнее Лусахбюрского выступа намечается крупная Западно-Памбакская синклиналь (III ступень). Она четко выделяется между ступенями II и IV. Ширина III ступени около 20 км. От нулевой линии зеркало складчатости воздымается на 0,5 км, а в некоторых синклиналильных складках на 1—1,5 км.

В мульде структуры обнажаются верхнеэоценовые образования (диабазовые порфириды и их пирокласты), андезиты и андезито-базальты, которые местами интродуцированы телами кислых и щелочных пород.

На крыльях складки обнажаются нижне-среднеэоценовые образования, представляющие собой вулканогенные, терригенно-вулканогенные и терригенные породы, мощностью около 4 км [3]. Эти образования трансгрессивно налегают на породы флишевой формации данного палеоэоцена, которая подстилается терригенной флиш-флишондной формацией верхнего сенона и терригенно-вулканогенной формацией верхней юры (?)—нижнего мела. Суммарная мощность указанных пород колеблется от 1500 м (Лусахбюрский выступ) до 5 км (Базумский горст).

Ступень IV пространственно тяготеет к центральной части Базумского хребта. Структурный уровень здесь испытывает резкое поднятие и воздымается от нулевой линии около 2,5 км. Ширина ступени 5—6 км. С юга и севера IV ступень ограничена зонами разрывных нарушений.

В пределах Базумского хребта выступает крупное антиклинальное сооружение северо-западного простирания, сложенное породами верхней юры (?), нижнего мела и эоцена (Базумская антиклиналь). В ядре складки углы падения слоев пород колеблются в пределах 30—65°. Широкий диапазон углов падений следует объяснить многочисленными выходами интрузивных и протрузивных тел основного и ультраосновного состава. На месте контакта с ними осадочные образования смяты в мелкие складки, которые по простиранию часто отличаются от общекавказского. У большинства мелких складок ось близширотного простирания. Складки резко асимметричны, причем падение слоев на северо-восточных крыльях крутое по сравнению с юго-западным.

Вторая антиклинальная складка в пределах Базумского хребта отделена от первой — Урасарской синклиналию близширотного простирания. В мульдовой части синклиналии обнажаются породы неоканского возраста. Падение слоев на крыльях складки колеблется в пределах 30—60°, причем юго-западное крыло более крутое. Далее к северо-востоку мы выделяем V ступень, пространственно охватывающую территорию между гор. Степанаваном и с. Акори и состоящую из подступеней Va и Vб. В структурном отношении она соответствует

Лорийской синклинали. Здесь структурный уровень от нулевой линии опущен на 3 км.

Подступень Va соответствует мульдовой части Лорийской синклинали. Здесь наблюдается дополнительная складчатость, подразделяющаяся на две группы. Первая из них—это Степанаванская группа складок. В районе гор. Степанавана выступает Леджанское синклиналиное сооружение. Это—широкая корытообразная асимметричная складка с пологим (10—15°) северо-восточным и крутым (30—40°) юго-западным крыльями. Увеличение углов падений, очевидно, можно объяснить зоной стыковки с Базумским горстом, где по разлому происходили многократные подвижки. К северо-востоку от Леджанской синклинали выступает Степанаванская антиклиналь, которая скрыта под плиоцен-четвертичным лавовым покровом.

Вторая группа складок — Овандаринская, морфологически аналогична первой, т. е. здесь тоже выступают сундучные и коробчатые складки более высших порядков. На северо-восточных крыльях указанных складок падение слоев увеличивается, что придает складкам асимметричный характер. В присводовых частях антиклиналей наблюдаются многочисленные разрывные нарушения, одно из которых хорошо фиксируется севернее с. Овандара, где оно представлено мощной (до 150 м) зоной рассланцованных и ороговикованных порфиринов. Вероятно, в эту ослабленную зону и внедрено крупное интрузивное тело гранодиоритового состава.

Подступень Vб соответствует северо-восточной части Лорийской синклинали. Зеркало складчатости здесь опущено от нулевой линии на 750 м. Ширина подступени около 10 км. Здесь наблюдается дополнительная мелкая складчатость, с углами падения слоев на крыльях около 30°, а иногда и более—50°. Подобная аномалия углов падений, вероятно, связана с наличием зон разломов или же внедренном тел кварцевых диоритов и диорит-порфиринов. В переходной части к Алавердскому антиклинорию породы интенсивно смяты в мелкие складки и образуют сравнительно узкие и линейно-вытянутые структуры северо-западного простирания.

На отрезке профиля с. Кариндж — гор. Ноемберян выделяются три ступени — 1, 2 (2а, 2б) и 3, пространственно соответствующие Лорийской синклинали (ступень 1), Алавердскому антиклинорию (ступень 2, 2а, 2б) и Ноемберянской (ступень 3) моноклинали.

Характеристика 1 ступени уже приведена выше. Ступень 2 подразделяется на подступени 2а и 2б. Ширина первой около 12 км, а второй—23 км и соответствует северо-восточному крылу Алавердского антиклинория. На ступени 2а зеркало складчатости (по подошве верхней юры) воздымается от нулевой линии на 4 км, а на ступени 2б—на 1,5 км.

Наиболее древними породами, обнажающимися в пределах Алавердского антиклинория по линии профиля, являются вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования верхнего аалена (?)—ниж-

него байоса. Они представлены лавобрекчиями, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами дацитового состава, а также диабазовыми порфиритами [1], общей мощностью около 1500 м и выступают в присводовой части Алавердского антиклинория.

Батские (нижний-средний) образования в основном выступают в присводовых частях Алавердского антиклинория. Это—туфопесчаники, глинистые туфосланцы с маломощными линзами и прослойками туфобрекчий и порфиритов андезитового и андезито-дацитового составов, которые вверх по разрезу сменяются вулканогенно-обломочными диабазовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями общей мощностью 800 м.

На среднем бате трансгрессивно залегают породы келловей (район г. Б. Геог-даг), представленные различными песчаниками, конгломератами, туффитами, глинистыми сланцами с прослойками и плачками известняков, мощностью, примерно, 370 м. Верхняя часть разреза местами размыта.

Вверх по разрезу выступает 800-метровая толща оксфорда. Она представлена различными известняками, туффитами, андезитовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками (нижний оксфорд) и кислыми эффузиями дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов (верхний оксфорд?). Корни излияний и потоки последних зафиксированы на вершинах гг. Чатын, Б. Геог-даг. На указанных образованиях в пределах Ноемберянского моноклинория залегают породы титон-неокома.

На территории Алавердского антиклинория верхнеконьякские вулканогенно-осадочные образования представлены грубоватыми фельзитовыми туфами, средне-тонкослонстыми известняками, песчанистыми известняками.

По линии профиля были зафиксированы многочисленные выходы интрузивных образований, представленных кварцевыми диоритами, кварцевыми плагнопорфирами и диоритами. Кроме крупных интрузивов, здесь присутствуют также многочисленные даечные образования диоритового, диабазового составов. Большинство их отмечено на северо-восточном крыле Алавердской структуры. Наиболее крупным интрузивным телом Алавердского района является Кохб-Шнохский массив кварцевых диоритов.

В структурном отношении ступень 2 представляет собой крупный антиклинорий северо-западного простирания. Ось структуры простирается по линии северо-восточнее г. Шин-Тапа и юго-западнее г. Айранлы. Наиболее приподнятая часть структуры на линии профиля находится между гг. Чатын и Айранлы. Морфологически складка брахиформная с наиболее сложным северо-восточным крылом. Юго-западное крыло антиклинория неполное, оно срезается зоной Санани-Лалварского разлома глубокого заложения.

Более детальное расчленение мелких структур не представляется возможным ввиду отсутствия осадочных пород на юго-западном крыле

антиклинория. Северо-восточное крыло Алавердской антиклинали более крутое ( $10-35^\circ$ ) и осложнено мелкими складками общекавказского простирания. Размеры последних колеблются в пределах от  $3 \times 1$  до  $1,5 \times 0,5$  км и расположены кулисообразно. Остолбжен также свод антиклинория. Здесь выступает маленькая синклиналиная складка северо-западного простирания.

Ступень 3 соответствует Ноемберянской моноклинали, в которой слои падают на северо-восток под углом  $10-20^\circ$ . Ширина ступени около 10 км. От нулевой линии структурный уровень приподнят на 3 км. Эта структура представляет собой остаточный грабен-синклинорий Сомхето-Карабахского мезозойского седиментационного прогиба, основное формирование которого происходило в конце миоцена. Ступень 3 сложена породами верхнего мела и частично палеогена, которые смяты в пологие второстепенные складки северо-западного простирания.

Между ступенями 2 и 3, т. е. на стыке Алавердского антиклинория и Ноемберянской моноклинали внедрена Шнох-Кохбская интрузия. Здесь проходит широкая зона разрывных нарушений, по которой третья ступень опущена по отношению ко второй. Вследствие внедрения интрузива здесь образовались многочисленные мелкие складки, в основном, антикавказского простирания.

#### Характер разрывных нарушений и блоковое строение земной коры

Анализ геолого-геофизических данных на исследуемой территории указывает на наличие как крупных (глубокого заложения), так и второстепенных разломов. Крупные разломы проникают по вертикали на различную глубину, одни затухают в «гранитном» или «базальтовом» слоях, другие же, углубляясь через всю земную кору, доходят до мантии. Крупные разломы имеют тесное взаимоотношение со структурами осадочного чехла, где они вырисовываются в виде мощных зон разломов, флексур, антиклиналей и синклиналей, магматических внедрений, выходов минеральных источников и т. д. Они характеризуются также повышенными горизонтальными градиентами силы тяжести.

Между гор. Лениканом и с. Лусахбюр располагается крупный разлом, ограничивающий Ширакскую впадину с северо-запада, и является контролирующей структурой выходов многочисленных тел разнообразных интрузивов, минеральных источников и т. д.

Из приведенного профиля видно, что Базумский горст с обеих сторон ограничен глубинными разломами. По простиранию зон этих разломов внедрены многочисленные тела основных и ультраосновных интрузивов. Кроме того, осадочные породы сильно миоцитизированы и раздроблены. Наблюдаются также каолинизация и пиритизация слагающих пород. В зоне Базумского горста дислоцированы и долеритовые базальты.

Переход от Лорийской синклинали к Алавердскому антиклинорию происходит по довольно мощной зоне Санаин-Лалварского разлома. Эта зона нарушения представлена раздробленными, развальцованными, брекчированными образованиями юры и нижнего-среднего эоцена. Мощность ее местами доходит до 500 м.

Вышеприведенные данные показывают тесную связь с разнообразными дислокациями осадочного чехла с одной стороны, и глубинными разломами, обуславливающими блоковое строение земной коры, с другой. Поэтому представляется возможным с юго-запада на северо-восток выделить пять крупных блоков, охватывающих:

- I блок—ступень I и подступени 1а, 1б,
- II блок—ступени II, III, IV,
- III блок—ступень V,
- IV блок—ступень 2, подступени 2а и 2б,
- V блок—ступень 3.

Первый блок соответствует Ленинаканскому прогибу, второй—Лусахбюр-Степанаванскому сводовому поднятию, третий—Лорийской синклинали, четвертый—Алавердскому антиклинорию и, наконец, пятый—Покемберянской моноклинали.

На изучаемой территории земная кора по вертикали также неоднородна и подразделяется на три мегаслоя: осадочный (до поверхности кристаллического фундамента), «гранитный» (до границы Конрада) и «базальтовый» (до границы Мохоровичича). «Базальтовый» слой также неоднороден и состоит из промежуточных «Б<sub>1</sub>» и «Б<sub>2-3</sub>» слоев.

Поверхность Мохоровичича от гор Ленинакана до с. Акори расположена на глубине 43 км. В пределах I—III блоков глубина поверхности фундамента около 5 км, а в центральной части прогиба достигает до 5,5 км. В пределах Ленинаканского прогиба фиксирована наибольшая отрицательная аномалия силы тяжести [4]. Следует отметить, что «гранитный» слой здесь подразделяется на «Г<sub>1</sub>» (на глубине 10 км) и «Г<sub>2</sub>» (на глубине 15 км). «Базальтовый» слой состоит из Б<sub>1</sub> и Б<sub>2-3</sub>—соответственно на глубинах 20 и 33 км. К северо-востоку от Лусахбюрского глубинного разлома резких скачков поверхностей обмена не наблюдается. На Лусахбюрском выступе поверхность фундамента (II блок) приподнята лишь на 0,5 км по отношению к первой. Поверхность «гранитного» и «базальтового» слоев заметно приподнята (1—1,5 км). На этом блоке выделяется Гетикский (Лусахбюрский) относительный максимум [4].

Сейсмические данные в III и IV ступенях отсутствуют, однако, имеются данные о «базальтовом» слое, где поверхность обмена для слоя «Б<sub>1</sub>» около 14 км, а для «Б<sub>2-3</sub>»—31,5 км.

В III блоке, начиная от гор Степанавана, глубина фундамента около 3 км. Поверхность «гранитного» слоя расположена на глубине 11 км, «базальтового»—«Б<sub>1</sub>»—20,5 км и «Б<sub>2</sub>»—31,5 км.

Таким образом, между Ленинаканским прогибом (I блок) и Лорийской синклиналью (III блок) вырисовывается Лусахбюр-Степанаванское сводовое поднятие (II блок). Во втором блоке заметно приподняты поверхности обмена не только «гранитного» слоя, но и поверхность фундамента по сравнению с сопредельными блоками. Резко приподнят также структурный уровень (профиль 1б) по отношению к со-

седним прогибам.

Мощность земной коры в пределах IV блока колеблется от 45 до 51 км. В пределах Ноемберянской моноктиннали наблюдается общее погружение кристаллического фундамента к северу (5—6 км).

Блоки IV и V входят в Алаверди-Иджеванскую зону повышенных значений силы тяжести. В указанной зоне максимума фиксированы также локальные минимумы и максимумы [4].

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 14.XI.1975.

Հ. Վ. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ, Հ. Ռ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ

**ԵՐԿՐԱԿԵՂՆԵՎԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԱՌԹՅՈՒՆՆԵՐԸ  
ԼԵՆԻՆԱԿԱՆ—ՆՈՅՄԵՐԵՐՅԱՆ ՄԻՋԱՆՅԻԿ ԿՏՐՎԱԾՔԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ**

**Ա մ փ ո փ ու մ**

Երկրաբանական-երկրաֆիզիկական տվյալների հիման վրա Լենինական—Նոյեմբերյան միջանցիկ կտրվածքի տարածքը բաժանվում է մի քանի աստիճանների, որոնք միմյանցից տարբերվում են ապարների հզորությամբ, ֆազիաներով, ծալքավորվածությամբ, մագմատիզմով և այլն:

Աստիճանները սահմանափակող խորքային խզումներն երկրակեղևի վերին մասերում արտահայտված են տարբեր տիպի ղեֆորմացիաներով, մագմատիզմով, ապարների փոփոխություններով, առանձին ղեպքերում՝ հանքային ջրերի ելքերով: Խորքային խզումներից մի քանիսը հասնում են մինչև երկրապատյան:

Նշված աստիճանների և խզումների տվյալներով հնարավոր է դարձել ուսումնասիրվող տարածքը բաժանել հինգ հիմնական տեկտոնական բեկորների:

Պարզվել է, որ ուսումնասիրվող տարածքի ծալքավորությունը պայմանավորված է երկրակեղևի, անգամ երկրապատյանի շարժումներով: Կասկ է նկատվել ստրուկտուրաների ծագումնային տեսակների, մորֆոլոգիայի և երկրակեղևի ու նրա առանձին շերտերի հզորությունների միջև:

**Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айнеграм», Ереван, 1958.
2. Варданян А. В., Ананян Э. В. Геологическая интерпретация сквозного профиля территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1975.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
4. Геология Армянской ССР, том X. Геофизика. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
5. Геология Армянской ССР, том V. Литология. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
6. Егоркина Г. В., Соколова И. А. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. «Советская геология», № 6, 1973.
7. Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд-во Ер. гос. ун-ва. Ереван, 1966.
8. Сорский А. А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. В кн.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, М., 1962.
9. Шолто В. Н. Об этапах складчатости в зоне Шах-дага на юго-восточном Кавказе. В кн.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, М., 1962.

УДК 551.243

С. В. САРКИСЯН

## О СТРУКТУРЕ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В данной статье рассматриваются некоторые структурные особенности локализации эндогенного оруденения меди и вновь установленные близширотные крупные разрывы по результатам исследований, проведенных автором в 1971—1973 гг. в Кафанском рудном районе, расположенном в юго-восточной части Армянской ССР.

Указанный рудный район входит в Сомхето-Карабахскую геотектоническую зону (А. А. Габриелян), характеризующуюся преобладающим распространением мезозойских образований, широким развитием разрывных нарушений. Тектоническое строение района определяется антиклинорием с осью северо-западного направления, осложненным складками второго и третьего порядка с многочисленными разрывными нарушениями. Западная граница Кафанского рудного района проходит по региональному Хустул-Гиратахскому разлому с падением на юго-запад под углом 70—80°. Одновременно этот разлом является границей между Сомхето-Карабахской и Центрально-Армянской геотектоническими зонами.

Для вскрытия закономерностей локализации эндогенного оруденения существенное значение имеет оценка геологической обстановки в структурных ярусах и подъярусах.

Исходя из установленных для Армянской ССР структурно-формационных комплексов [3], Кафанский рудный район относится к нижнеальпийскому структурному ярусу (юра-нижний мел), который подразделяется на два подъяруса: нижний, представленный преимущественно вулканогенными и частично осадочными образованиями верхнего и нижнего байоса, и верхний подъярус, представленный преобладающими вулканогенными и осадочными образованиями верхней юры и нижнего мела. Указанные подъярусы разграничены региональной плоскостью углового несогласия, связанной с предкелловейской (батской) орофазой.

Породы нижнего подъяруса вследствие воздействия длительных напряжений отличаются более интенсивной трещиноватостью по сравнению с надрудной толщей. Подстилающие нижнебайосские образования эрозией не вскрыты и не выявлены пробуренными неглубокими (300—350 м) поисковыми скважинами.

Формации среднеальпийского яруса (верхний мел-средний эоцен) представлены вулканогенно-осадочными породами, имеют весьма ограниченное распространение на флангах рудного района и не несут эндогенного оруденения меди.

Наиболее перспективным в смысле рудоносности является нижний структурный подъярус.

Все выявленные месторождения меди и полиметаллов, по которым учтены запасы и отработаны, приурочены к верхам верхнебайосских образований.

В надрудной толще—верхнем структурном подъярусе, установлены рудопроявления меди, не имеющие в настоящее время промышленного значения.

В результате дешифровки аэрофотоснимков и наблюдений на местности впервые в Кафанском рудном районе были зафиксированы крупные близширотного простирания разрывные нарушения вдоль или вблизи рр. Воротан, Агчай, Вохчи и Цав (рис. 1). О разломе вдоль р.

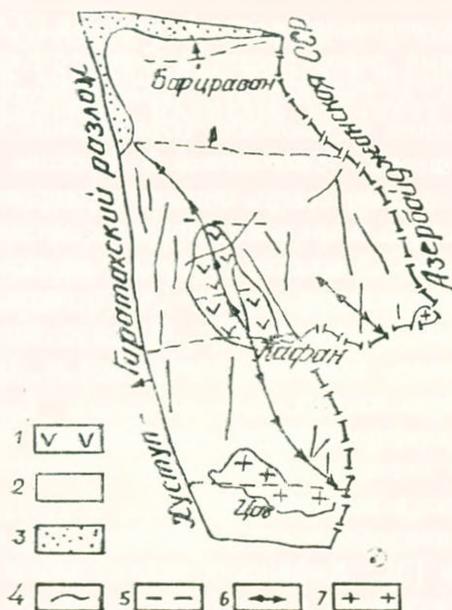


Рис. 1. Схема строения разрывных нарушений. Нижнеальпийский структурный ярус (юра-нижний мел): 1—нижний подъярус—нижний верхний байос; 2—верхний подъярус—верхняя юра—нижний мел. Среднеальпийский структурный ярус; 3—верхний мел—средний эоцен; 4—разрывные нарушения близмеридионального простирания; 5—разрывные нарушения близширотного простирания; 6—ось антиклинория; 7—Цавский интрузив.

Воротан имеется указание А. Х. Мнацаканян [4], по которой она протигивает границу Кафанского антиклинория. В рельефе местности, вследствие отличия пород по обоим бокам разломов, склоны обладают различной крутизной, а также устанавливается различная интенсивность трещин оперения от разломов. Эти разрывные нарушения—крутонадающие, прослеживаются на протяжении 6—20 км. Вдоль этих разрывов наблюдается линейно-вытянутая гидротермальная измененность пород, выходы малых интрузий и мелкие рудопроявления, свидетельствующие о повышенной проницаемости пород вблизи зон нарушения. Широтное залегание наиболее крупного в районе Цавского интрузива мы склонны объяснить внедрением его в ослаблен-

ный участок, подготовленный широтным разломом древнего заложения.

В настоящее время близширотные разрывные нарушения фиксируются благодаря их подновлению более поздними складкообразованиями. Вертикальная амплитуда по близширотным разрывам нами не установлена ввиду нерасчлененности верхнеюрско-нижнемеловой толщи. Возникновение близширотных нарушений можно объяснить напряжением действующих уступов в меридиональном направлении, связанных с батской орофазой.

Установленные крупные разрывные нарушения близширотного простирания позволяют рассматривать Кафанский рудный район в виде блоков, ограниченных этими нарушениями. Блоковое строение района четко выделяется в рельефе местности в виде близширотного простирания хребтов и грабен.

В более позднее время изменение тектонической обстановки слагающих образований нижнеальпийского структурного яруса произошло под воздействием австрийской орогенической фазы, в результате чего имело место общее поднятие [1] района с образованием Кафанского антиклинория с осью северо-западного простирания и связанное с ним возникновение разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, смешивающего верхнеюрско-нижнемеловые образования.

Под воздействием указанной орогенической фазы байосские образования подверглись повторным дислокациям, выразившимся в подновлении древних крупных близширотных разрывов, а более мелкие, протяженностью до нескольких сот метров, близширотные рудовмещающие разрывные нарушения не находят отражения в верхнеюрско-нижнемеловых образованиях.

Анализ геологических материалов по рудным телам Кафанского рудного поля позволяет также вскрыть структурные особенности рудовмещающей толщи (средняя юра).

По этому поводу Ф. И. Вольфсон [2] отмечает о возможности установления на каждом эндогенном месторождении прямой связи между формой и условиями залегания рудных тел в зависимости от пликвативных или дизъюнктивных нарушений, к которым приурочено оруденение.

Морфологически на Кафанском месторождении выделяются три типа рудных тел: штокверковый, жильный и жильные зоны. В количественном отношении (с учетом отработки) преобладает жильный тип, образованный выполнением открытых полостей с подчиненным значением процессов замещения. В штокверках преобладающее оруденение приурочено к отдельным обогащенным участкам, относящимся к жильному типу оруденения, которые обрабатывались до 1942 г. самостоятельно с оставлением целиков прожилково-вкрапленных руд, не представляющих в то время промышленного интереса.

Рудные тела всех трех морфологических типов на Кафанском месторождении меди и полиметаллов, а также ряд даек имеют широтное и близширотное простирание ( $260-290^\circ$ ) с преимущественным крутым падением ( $60-90^\circ$ ) на юг.

Исследователи геологического строения Кафанского рудного поля, а также автор статьи, образование широтных рудных тел рассматривали в связи с возникновением оперяющих трещин от крупных разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний, без учета влияния более древних близширотных разрывных нарушений, возникновение которых связано с батской орофазой, сопровождающейся процессами гидротермального изменения пород.

Несмотря на различные направления более поздних разрывных нарушений, близширотные рудовмещающие нарушения сохраняют первоначальное простирание. Это обстоятельство позволяет сделать заключение об образовании трещин оперения от крупных близмеридионального простирания разрывов по древним нарушениям близширотного простирания, что наглядно видно на приведенных погоризонтных планах (рис. 2 и 3).

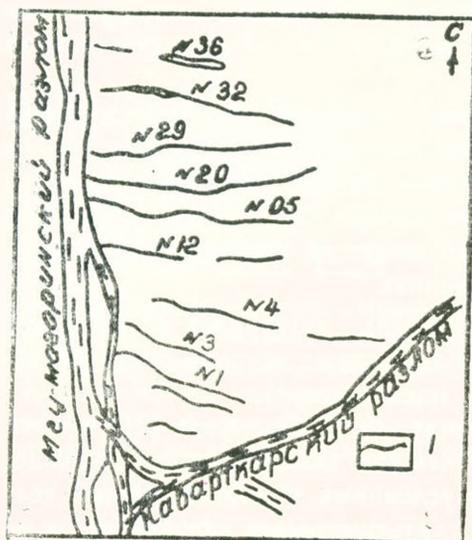


Рис. 2. Горизонт 924 м рудника 1—2 Кафанского месторождения меди.  
1—рудные жилы.

Влияние древних разрывов близширотного простирания сказалось также на условиях залегания даек и малых интрузий, которые внедрились по наиболее ослабленным участкам земной коры. В Кафанском рудном поле крупные разрывные нарушения близширотного простирания фиксируются нечетко, так как они затушеваны складчатостью и многочисленными разрывными нарушениями более позднего заложения. Однако расположение на одной широте наиболее крупных штоков верхов рудников 7—10 и 5—6 и на флангах их рудных тел жильного

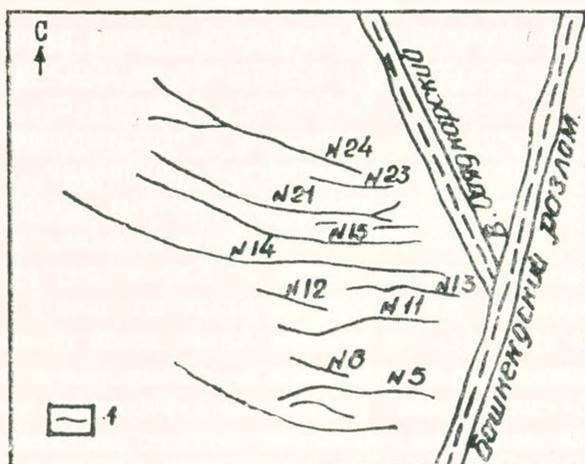


Рис. 3. Горизонт 845 рудника 7—10 Кафанского месторождения меди:  
1—рудные жилы.

типа, по-видимому, объясняется сколовыми трещинами, развитыми по более ранним структурам близширотного направления, образующим тектоническую зону.

Приведенные данные вскрывают одну из важных причин локализации в верхнебайосских образованиях промышленного оруденения меди и полиметаллов, связанных с интенсивной дислоцированностью и трещиноватостью рудовмещающих пород по сравнению с верхнеюрско-нижнемеловой надрудной толщей.

Приуроченность рудных тел к широтным и близширотным разрывным нарушениям также наблюдается на Алавердском рудном поле. В

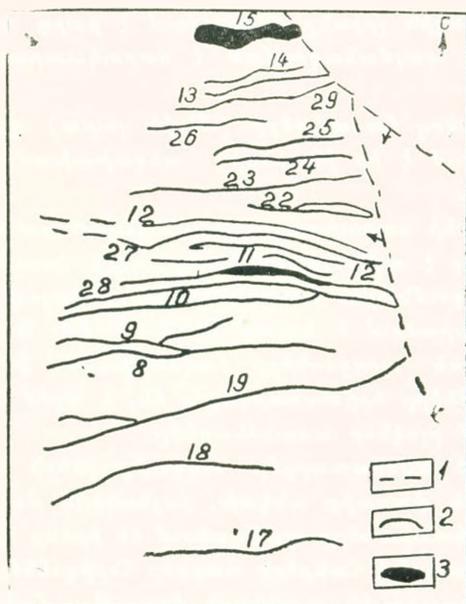


Рис. 4. Горизонт штольни 5 (750 м) Алавердского месторождения меди:  
1—разрывные нарушения; 2—рудная жила и ее номер; 3—жильная зона.

юрское время Кафанский и Алавердский рудные районы составляли единую геотектоническую зону с присущими им общими структурными особенностями. Разделение Кафанского сегмента от Сомхето-Карабахской тектонической зоны произошло в верхнемеловое время, связанное с образованием Совано-Акеринской синклинали.

На Алавердском рудном поле близширотные разрывные нарушения оценены П. Ф. Сопко [5], как наиболее древние, что вполне увязывается с нашими представлениями по Кафанскому рудному району.

На приведенном погоризонтном плане штольни 5 Алавердского месторождения (рис. 4), по данным Алавердской геологоразведочной партии, наглядно видна приуроченность рудных жил и жильных зон к широтным и близширотным разрывным нарушениям при различных направлениях более крупных разломов позднего заложения.

Выявленные крупные близширотные разрывные нарушения за пределами Кафанского месторождения меди и анализ рудовмещающих структур позволили опонить изменения тектонической обстановки, связанной с батской орогенической фазой.

С целью повышения эффективности поисковых работ следует продолжить исследования в этой области.

Управление геологии СМ Армянской ССР

Поступила 2.VII.1975.

Ս. Վ. ՍԱՐԿՅԱՆ

## ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

### Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ղափանի հանքային շրջանը բնորոշվում է բարդ երկրաբանական կառուցվածքով, որը պայմանավորված է ստրուկտուրային բազմահարկությամբ:

Հանք պարունակող հաստվածքը (միջին յուրա) վերհանքային հաստվածքից տարբերվում է իր ինտենսիվ տեղախախտմամբ և հիդրոթերմալ փոփոխվածությամբ:

Հանքային շրջանի ստրուկտուրային առանձնահատկությունների ուսումնասիրությունը թույլ է տվել բացահայտել բաթի հասակի օրոֆազայի հետ կապված խոշոր խզումնային խախտումների առկայությունը, որոնք ունեն լայնակիին մոտ տարածում և ձգվում են 6—20 կմ: Ավելի ուշ տեղի ունեցած ծալքառաջացման պրոցեսների (ավստրիական ֆազա) ազդեցության տակ այդ խախտումները երիտասարդացել են, և այժմ հնարավոր է դարձել հանքային շրջանում բրոկներ առանձնացնել:

Ուշ առաջացած սմինատարբեր ուղղությունների խզումնային խախտումների գոյության փաստից անկախ, լայնակիին մոտ տարածման հանք պարունակող ստրուկտուրաները պահպանում են իրենց հին ուղղությունը՝ դա ակնառու կերպով երևում է հանքերի տարբեր հորիզոնների համար կազմված երկրաբանա-ստրուկտուրային պլանների վրա: Այս հանգամանքը կարելի է բացատրել լայնակիին մոտ տարածում ունեցող խոշոր խզումներին հարող

փետրավորման ճեղքերի առաջացմամբ: Հայնակիին մոտ տարածման խզումներին հանքային մարմինների հարևու օրինաչափությունը դիտվում է նաև Ալավերդու պղնձի հանքավայրում:

Ղափանի հանքային դաշտում վեր հանված ստրուկտուրային առանձնահատկությունները թույլ կտան բարձրացնելու կատարվող երկրաբանա-որոնողական աշխատանքների արդյունավետությունը:

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Закавказья. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
3. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд-во «Митк», Ереван, 1968.
4. Минацканян А. Х. Верхнеюрский—меловой вулканизм Кафанского антиклинория. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIII, № 3, 1970.
5. Соко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. «Недра», М., 1971.

УДК 553.061.12

К. А. КАРАМЯН, Р. Н. ТАЯН, О. Г. МАДАНЯН, С. П. САРКИСЯН,  
Т. А. АРЕВШАТЯН, М. А. АРУТЮНЯН, А. С. ФАРАМАЗЯН,  
А. А. АВАКЯН, О. П. ГУЮМДЖЯН, В. Е. ВАРТАНЕСОВ

## О ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ ДАЕК И ОРУДЕНЕНИЯ НА КАДЖАРАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ И ПРИРОДЕ ВНУТРИМИНЕРАЛИЗАЦИОННОЙ ДАЙКИ

Вопрос о взаимоотношении между дайками и оруденением на Каджаранском месторождении был всегда в центре внимания исследователей.

На раннем этапе изучения Каджаранского месторождения дорудный возраст гранодиорит-порфировых даек, имеющих широкое распространение в пределах месторождения, был установлен С. А. Мовсесяном [5] и С. С. Мкртчяном [3]. Указанными исследователями приводятся многочисленные факты пересечения даек гранодиорит-порфиров кварц-молибденитовыми жилами. Описанные П. С. Саакяном, К. И. Лягиным и А. И. Гуляевой пересечения кварц-молибденитовых прожилков дайками гранодиорит-порфиров С. А. Мовсесян и С. С. Мкртчян отнесли к случаям ложных пересечений. Было установлено, что кварц-молибденитовые и кварц-халькопиритовые прожилки при подходе к контакту дайки в одних случаях разветвляются и выклиниваются, а в других—туно упираются в дайку.

Позднее М. П. Исаенко отнесла дайки гранодиорит-порфиров Каджаранского месторождения по возрасту к интратрудным, считая, что внедрение их произошло после кварц-молибденитовой, но до полиметаллической стадии; на основании того, что дайки, по ее наблюдениям, секутся лишь прожилками полиметаллического состава. В дальнейшем многочисленные исследователи месторождения [1, 2, 4] также отмечали дорудный возраст даек гранодиорит-порфиров.

К. А. Карамяном, Т. А. Аревшатяном и А. С. Фарамазяном в шт. № 36 в штреке по жиле были установлены четкие взаимоотношения между дайками гранодиорит-порфиров и наиболее крупной на месторождении кварц-молибденитовой жилой VI. Как видно из детальной зарисовки, три параллельно расположенные дайки северо-западного простирания отчетливо пересекаются ответвлениями жилы VI, имеющей широтное простирание. Кроме того морфология жилы в месте пересечения свидетельствует о более позднем образовании жилы. При подходе к дайке жила расщепляется на несколько ветвей, которые в блоках между дайками проявляются отчетливо, а в самих дайках отмечаются лишь отдельные секущие апофизы (рис. 1). Вдоль контактов даек нередко наблюдаются маломощные кварц-молибденитовые жилы, ответвляющиеся от основной жилы. По простиранию жилы в

дайке обычно прослеживается полоса интенсивно окварцованных и хлоритизированных пород, при этом от контакта дайки к концу интенсивность изменения, как правило, уменьшается.

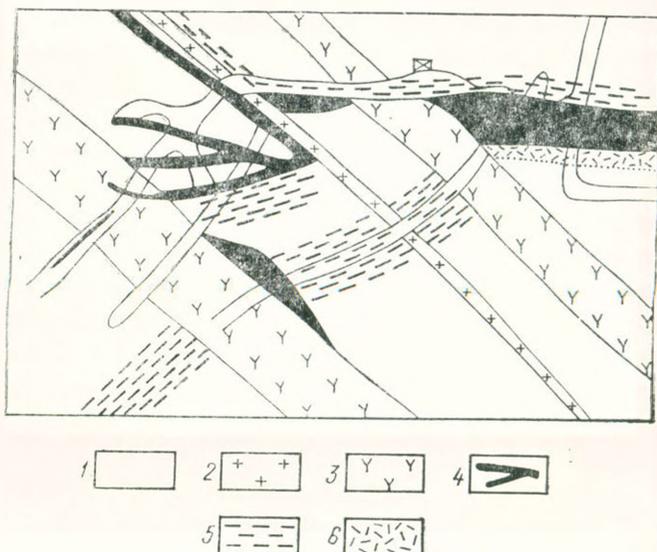


Рис. 1. Соотношение между системой параллельных даек и кварц-молибденовой жилой. 1. Гидротермально измененные монзониты. 2. Дайки гранодиорит-порфиров I этапа внедрения. 3. Дайки гранодиорит-порфиров II этапа внедрения. 4. Кварц-молибденитовая жила и ее апофизы. 5. Прожилковая медная минерализация. 6. Гидротермально измененные серицитизированные породы.

На рис. 2 а, б приведены фото штуфов различных даек гранодиорит-порфиров, которые отчетливо пересекаются рудными кварц-молибденитовыми и кварц-халькопиритовыми прожилками.

Необходимо отметить, что наиболее поздние члены дайковой серии рудного поля (керсантиты и диабазы), пересекающие дайки гранодиорит-порфиров, также являются дорудными. Так, в шт. № 38 (ствол, глубина 265 м) дайка керсантита мощностью 2 м сечется и смешается кварц-молибденитовой жилой мощностью до 10 см.

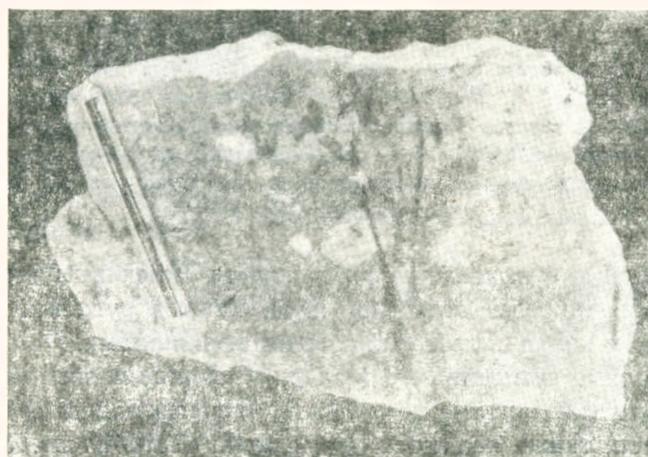
Нам кажется, что приведенные зарисовки и фото штуфов достаточно убедительно и однозначно доказывают дорудный характер даек гранодиорит-порфиров.

Кроме того, об этом же свидетельствуют повышенные и высокие содержания молибдена и меди в указанных дайках. Г. О. Пиджяном [7] в штучных пробах, отобранных из гранодиорит-порфировых даек штолен № 36, 38 и др., установлены довольно высокие концентрации молибдена (до 0,161%) и меди (до 0,248%).

В 1972 г. в восточной части карьера Каджаранского месторождения на горизонте 2130 м геологами комбината была обнаружена дайка, породы которой по внешнему облику напоминают трахиандезиты миоплиоцена данного региона.



а



б

Рис. 2. а, б. Пересечение дайки гранодиорит-порфира II этапа внедренца кварц-молибденитовыми (а) и кварц-халькопиритовыми (б) прожилками.

Фото шлифового образца.

По мере вскрытия новых уступов карьера проводилось систематическое детальное картирование и изучение этого дайкового тела. Одной из основных задач при этом было установление возрастных взаимоотношений его с рассмотренными выше дайками гранодиорит-порфиров. Однако прямые данные об указанных взаимоотношениях, являющиеся ключевыми в понимании некоторых вопросов формирования Каджаранского месторождения, до сих пор не получены, что удерживало нас от выступлений в печати. К сожалению, в последнее время делались устные сообщения и появилась работа [6], где этому вопросу дается однозначное решение, основанное на недостаточных фак-

тах, часть из которых к тому же является результатом довольно вольной документации и интерпретации природной картины, примером чего может служить рис. 1 цитируемой работы.

Ниже рассматривается этот вопрос на основе привлечения широко фактического материала, а также более строгой оценки геологической информации, получаемой по указанной дайке.

Размеры описываемой дайки небольшие по сравнению с дайками гранодиорит-порфиров. По простиранию она прослеживается на 50—60 м, а по мощности варьирует от 2,0 м до 10—20 см и меньше. По вертикали дайка прослеживается на 3 м. Дайкообразное тело содержит многочисленные обломки—ксенолиты вмещающих пород, преимущественно монзонитов как свежих, так и гидротермально сильно измененных. Среди ксенолитов встречаются и породы гранодиорит-граносиенитового комплекса Мегринского плутона (рис. 3). Однако нан-

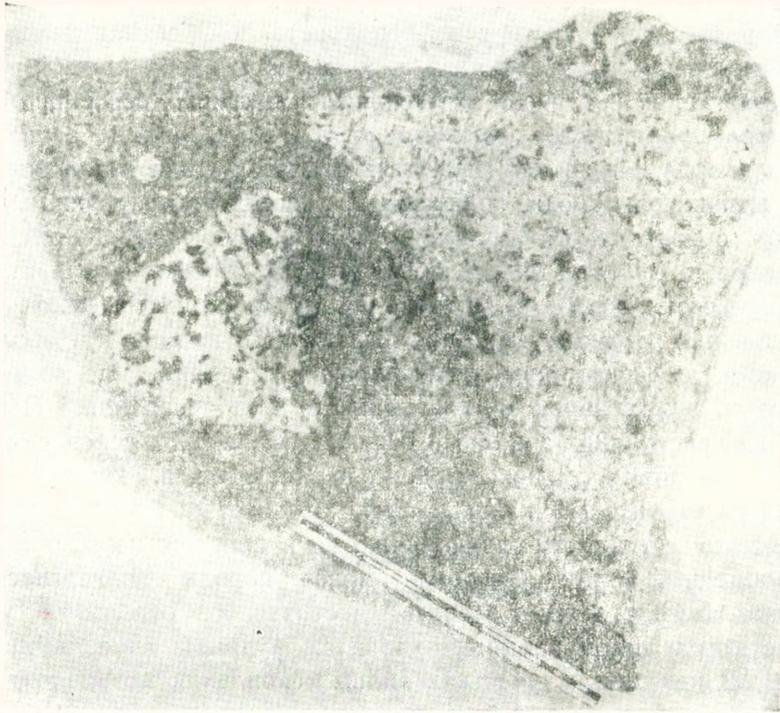


Рис. 3. Обломки граносиенитов и монзонитов в дайке кварцевого сиестит-порфира. Фото штучного образца.

большой интерес среди обломков, установленных в дайке, представили ксенолиты кварц-молибденитовых жил (рис. 4). Помимо обломков кварц-молибденитовых жил, в дайке устанавливаются также обломки монзонитов с кварц-молибденитовыми прожилками. При этом молибденит образует зальбандовые оторочки вдоль контакта, что характерно для молибденитовых прожилков. Часто в дайке наблюдается в обилии

вкрапленность халькопирита и пирита, а также халькопиритовые прожилки, секущие исследуемую дайку.

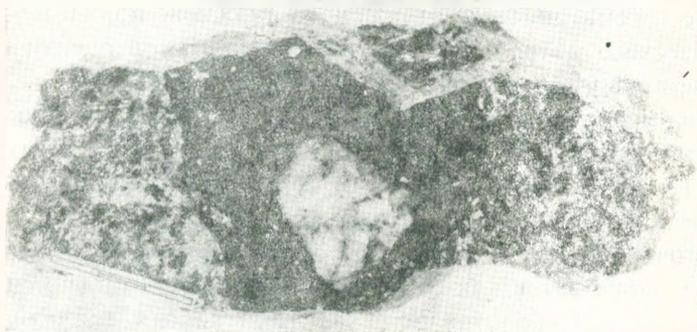


Рис. 4. Обломок кварца из кварц-молибденитовой жилы во внутрирудной дайке. Фото штуфного образца.

Порода дайки состоит из фенокристаллов серицитизированного, пелитизированного плагиоклаза, в меньшей мере калишпата, удлиненных кристаллов биотита и полнокристаллической основной массы. В последней присутствуют ксеноморфные, изометричные зерна калишпата и кварца, в меньшей мере плагиоклаза, рудные минералы и апатит. Структура породы порфировая, гломеропорфировая, порфировидная с полнокристаллической, аллотриоморфнозернистой, микроаплитовой, в краевых частях скрытокристаллической, фельзитовой основной массой. Наиболее крупные (до 2,0 см в длину) фенокристаллы принадлежат широким таблицам пертитового калишпата, более мелкие часто образуют гломеропорфировые скопления по плагиоклазу. Последний представлен вкрапленниками двух генераций. Первая состоит из кристаллов длиной в 0,2—0,5 см, вторая генерация—0,05—0,10 см (не считая редких крупных вкрапленников, которые в центре замещены пертитовым калишпатом). Некоторые вкрапленники полевого шпата достигают длины 2—2,5 см и придают породе несколько порфировидный облик. Основная масса породы подверглась биотитизации. Биотит, в свою очередь, частично, а в отдельных участках полностью разложен и замещен хлоритом, рудными минералами и кальцитом. В некоторых участках видны скопления мозаичного гранобластового кварца, который является постерпориным, метасоматическим. Такие участки имеют форму гнезд размером от 1—2 мм до нескольких сантиметров в поперечнике. Наблюдаются также включения с угловатыми, прямолинейными контурами, являющиеся обломками кварц-молибденитовых жил.

Ниже приводятся химический состав и числовые характеристики пород дайки.

Петрографический состав (калишпат, плагиоклаз, кварц, биотит, причем калишпат преобладает над плагиоклазом, а содержание кварца меньше 15%), структура и химизм позволяют отнести описанные

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	S общ.	Σ
57,84	0,78	15,47	5,57	0,71	0,22	2,59	1,49	3,50	4,90	0,06	1,25	1,80	2,27	99,38

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

S	a	b	c	f'	m'	c'	ψ	n	t	Q	a/c
71,8	15,9	9,0	3,3	68,0	3,0	1,7	57,4	51,9	0,94	+8,5	5,25

породы к кварцевым (биотитовым) сненитовым порфирам. Это слабо пересыщенные кремнеземом, богатые щелочами породы, соответствующие щелочно-земельным трахитам, сненитам всех типов и бостонитам.

Открытым остается вопрос взаимоотношений кварц-сненит-порфировой дайки с дайками гранодиорит-порфиров. Ю. Н. Пашков и др. [6] считают, что дайки гранодиорит-порфиров секут описываемые дайки («олигоклазовые кварцевые диориты» по определению С. В. Ефремовой).

Однако, как уже указывалось, их возрастные взаимоотношения не устанавливаются. Более древний возраст кварц-сненит-порфировой дайки группа авторов [6] обосновывает отсутствием зоны закалки в ее эндоконтактах, считая, что она внедрилась в не полностью остывшие монцониты. Такое утверждение не согласуется с тем фактом, что в дайках содержатся многочисленные обломки монцонитов и пород граносненитового состава более позднего интрузивного комплекса плутона, а также обломки гидротермально измененных пород рудного поля и рудных жил. Кроме того, зона закалки в дайке кварцевых сненит-порфиров выражена очень четко наличием скрыто-кристаллических, переходных к фельзитовым, структур основной массы.

Исходя из того, что дайки гранодиорит-порфиров отчетливо секут кварц-молибденитовыми прожилками и жилами, а обломки этих жил содержатся в кварцевых сненит-порфирах и, в свою очередь, пересекаются халькопиритовыми прожилками, то логичнее считать кварцевые сненит-порфиры внутрирудными образованиями, внедрившимися после кварц-молибденитовой, но до кварц-халькопиритовой стадии минерализации.

С целью определения характера термального воздействия описываемой внутрирудной дайки на молибденитовые руды, нами были исследованы газово-жидкие включения в кварце из обломков кварц-молибденитовых жил. Было установлено, что включения, характерные для кварц-молибденитовой стадии, взорваны. В то же время в обломках кварца установлены многочисленные вторичные газово-жидкие включения, возникшие после внедрения этой внутриминерализованной дайки, в последующие стадии минерализации—кварц-халькопиритовую и кварц-пиритовую. Кроме описанных включений, в обломках

кварца присутствуют и уникальные двухфазовые включения, которые не гомогенизируются при нагревании до 500°C. Такие включения не характерны ни для одной из указанных выше стадий и возникли они, очевидно, в результате термального воздействия самой дайки. Аналогичные аномальные включения в кварце, возникшие вследствие температурного метаморфизма флюидных включений, описаны А. Н. Хетчиковым и др. [9] и Труфановым В. Н. и др. [8].

Нами проводилось также изучение газовой-жидких включений из кварцевых прожилков и жил различных стадий минерализации в зоне контакта их с дайками гранодиорит-порфиров. Исследования показали, что эти включения не несут никаких следов термального воздействия, что еще раз подтверждает дорудный возраст даек гранодиорит-порфиров.

Дайка кварцевого сиенит-порфира по составу и строению очень неоднородна. В ней отмечаются участки, имеющие облик как вулканических, так и плутонических пород, чередующихся с участками, претерпевшими значительное метасоматическое изменение. Они выражены в образовании полес и гнезд, сложенных мелко-, средне- и крупнозернистыми агрегатами биотита, замещающего первичные минералы пород дайки. При этом, как показали детальные исследования, в экзоконтактах дайки—монцититах, подобные изменения не наблюдаются. Это указывает на то, что процесс изменения в дайке является аутометасоматическим. Размеры таких участков варьируют в значительных пределах — от 1—2 см до 1,0—1,5 м в поперечнике, часто захватывая изменение дайку по всей мощности. В некоторых частях дайки наблюдаются повышенная пористость и макроскопически видимые пустотки. Некоторые из них впоследствии были заполнены мелкозернистым агрегатом кварца, очевидно, кварц-халькопиритовой стадии; реже отмечается наличие кварц-халькопиритовых гнезд. Наличие таких участков свидетельствует о значительной обогащенности начальной расплава летучими компонентами.

Дайка кварцевого сиенит-порфира содержит большое количество разнообразных по составу ксенолитов, чем она напоминает эруптивную брекчию. Кроме того, в ряде случаев отмечается активное воздействие расплава дайки на ксенолиты, в результате чего наблюдается разделение и дезинтеграция обломков вмещающих пород до отдельных кристаллов плагиоклаза и биотита. Контакты дайки характеризуются неправильными очертаниями. Отмечаются как четкие прямолинейные, так и извилистые, неровные контакты с многочисленными ответвлениями тончайших, миллиметровых апофиз (рис. 5). Она характеризуется большой проницаемостью во вмещающие породы, что, очевидно, было обусловлено насыщенностью расплава летучими, способствующими активному внедрению ее во вмещающие породы и образованию тончайших апофиз.

Анализ рассмотренных выше данных дает основание прийти к следующим выводам:

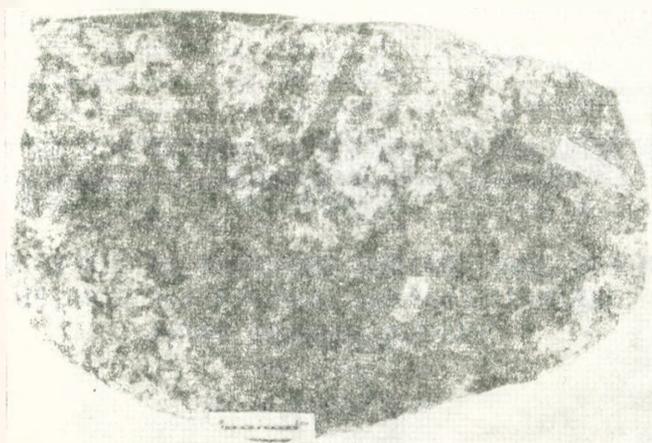


Рис. 5. Апофизы внутрирудной дайки. Видны извилистые очертания линий контакта, напоминающие метасоматическое замещение вмещающей породы. Фото штучного образца.

1. Дайки гранодиорит-порфиров, широко распространенные в пределах рудного поля Каджарана, имеют дорудный возраст.

2. В процессе рудоотложения на Каджаранском месторождении, проявившемся после становления даек гранодиорит-порфиров, генетически связанных с нижнемиоценовыми, наиболее молодым интрузивным комплексом порфировидных гранит-гранодиоритов, происходит внедрение расплава повышенной щелочности, сформировавшего внутрирудную дайку кварцевого сиенит-порфира. Насыщенность данного расплава летучими явилась причиной интенсивного эруптивного брекчирования и автометасоматоза (биотитизации), а также высокой мобильности, позволяющей ему проникать в тончайшие трещины во вмещающих породах. Формирование этой дайки происходило в промежуток времени между кварц-молибденитовой и кварц-халькопиритовой стадиями минерализации.

3. Указанные выше особенности кварцевой сиенит-порфировой дайки, единичный характер ее проявления в пределах рудного поля свидетельствуют о том, что она является продуктом деятельности дифференцированного остаточного очага, обогащенного летучими и щелочами, в частности, калием. Естественно, что такие образования нельзя рассматривать как проявление нового этапа интрузивной деятельности и отделять процесс молибденовой минерализации от медной, считая их проявлениями различных этапов гидротермальной деятельности, как это делают некоторые исследователи [6]. Новый цикл магматической деятельности в Загезурском рудном районе проявляется намного позже, в позднеорогенную стадию—в верхнем миоцене—среднем плиоцене (андезиты, дациты, трахандезиты, развитые вдоль Дебаклинского разлома и в пределах салвардской вулканогенной толщи Баргушатско-

го хребта), который ничего общего не имеет с рудоотложениями меди и молибдена в раннем мезозое.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 22.XII.1975.

Կ. Ա. ՔԱՐԱՄՅԱՆ, Ռ. Ե. ՏԱՅԱՆ, Հ. Գ. ՄԱԳԱՆՅԱՆ, Ս. Պ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ,  
Փ. Հ. ԱՐԵՎԵՇԱՅԱՆ, Մ. Ա. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ, Ա. Ս. ՅԱՐԱՄԱՋՅԱՆ,  
Ա. Ա. ԱՎԱԳՅԱՆ, Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ, Վ. Ե. ՎՐԹԱՆՅԱՆ

**ՔԱՋԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ ԳԱՅԿԱՆԵՐԻ ԵՎ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ  
ՓՈՆԶԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՅԻ ԵՎ ՆԵՐՀԱՆՔԱՅԻՆ  
ԳԱՅԿԱՅԻ ԲՆՈՒՅԹԻ ՄԱՍԻՆ**

**Ա մ փ ո փ ո լ մ**

Վերջին տարիներին Քաջարանի հանքավայրի արևելյան մասում, 2130 մ հորիզոնում հայտնաբերվել է քվարցային (բիտտիտային) սինենիտ-պորֆիրային մի դաշկա, որը պարունակում է թարմ և հիդրոթերմալ փոփոխված մոնցոնիտների, դրանոսիենիտների, հանքայնացված մոնցոնիտների, քվարց-մոլիբդենային երակների բաղմամբիվ բեկորներ։ Այս դաշկան հատվում է քվարց-խալկոպիրիտային երակներով, պարունակում է խալկոպիրիտի ներփակումներ։ Սա առաջին դեպքն է, երբ Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրում հաստատվում է քվարց-մոլիբդենիտային և քվարց-խալկոպիրիտային ստադիաների միջև ներդրված ներհանքային դաշկայի գոյություն փաստը։

Քվարցային սինենիտ-պորֆիրային դաշկան զաղերով և ալկալիներով, մասնավորապես կալիումով հարուստ գրանիտոիդային մնացորդային հալոցքի արդյունք է։

Նման գոյացումները չի կարելի դիտել որպես ինտրուզիվ գործունեության նոր էտապի արտահայտություն և անշատել մոլիբդենի հանքայնացումը պղինձից։

**Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Амирян Ш. О., Фармазян А. С. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
2. Казарян А. Г. Об околорудно-измененных породах Каджаранского месторождения. Известия АН Арм. ССР, серия геол.-геогр. наук, т. XI, № 6, 1958.
3. Мкртчян С. С. Загсезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
4. Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатян Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1969.
5. Мовсесян С. А. Пирдоуанское медно-молибденовое месторождение. Изд-во Арм. ФАН, Ереван, 1941.
6. Пашков Ю. И., Ефремова С. В., Аветисян Г. Г. О месте молибденового и медного оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского медно-молибденового месторождения). Сб. «Магматизм и полезные ископаемые». «Наука», М., 1975.

7. Пиджян Г. О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1975.
8. Труфанов В. Н., Курмов С. А., Ушак А. Т. Термальный метаморфизм флюидных включений в минералах. Тр. ВНИИСИМС, т. XIV, г. Александров, 1971.
9. Хетчиков А. Н., Балицкий В. С., Дороговин Б. А. Некоторые причины изменения температур гомогенизации газово-жидких включений в минералах, не связанные с изменением температур кристаллизации по экспериментальным данным. Тр. ВНИИСИМС, т. XIV, г. Александров, 1971.

УДК 550.4:553.3

Н. С. ХАЧАТРЯН

## НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Изучение геохимических особенностей руд и полиморфизма минералов способствует решению многих генетических вопросов. В частности, в связи с расширением работ по составлению прогнозно-металлогенических карт различных масштабов эти работы приобретают особо важное значение в геологоразведочной практике. Выяснение вопроса принадлежности месторождений и рудопроявлений к определенным рудным формациям имеет, в настоящее время, не только научное значение в выявлении закономерностей распределения полезных ископаемых, в определении генетических особенностей и др., но и практическое, в особенности, при прогнозировании полезных ископаемых по отдельным регионам.

В основу выявления рудных формаций на территории Армянской ССР положены, преимущественно, качественные показатели генетического и минералогического характера. При современных широких возможностях применения ЭВМ в геологических исследованиях становится доступной разработка количественных критериев выделения рудных формаций.

Учитывая результаты изучения составов главных рудных минералов и элементов-примесей, в настоящей работе автор выделяет ряд количественных показателей, которые в сочетании с геологическими и минералогическими критериями позволяют более обоснованно определять рудные формации. Принимая во внимание геохимическую специализацию отдельных магматических формаций, мы можем считать, что установленные количественные геохимические критерии правомочны только для определенных геологических регионов.

На территории Армянской ССР известно более 120 месторождений и рудопроявлений свинца и цинка, из которых с геолого-минералогической точки зрения нами изучены лишь 24. Эти месторождения и рудопроявления по схеме, предложенной Н. Г. Магакьяном [3], входят в следующие формации:

**I. Колчеданно-полиметаллическая** — Ахтала, Джргалидзор, Тавуш, Малингох, Шаумян. Месторождения и рудопроявления этой формации до настоящего времени известны лишь в Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоне.

**II. Полиметаллическая**—II-а) полиметаллический тип — Арманс, Маймех, Агверан, Газма, Гюмушхана, Сисиан, Личкваз; II-б) Покрдзор, Спитак-джур, Марц, Вагашен, Чирахлу, Мазра, Красная Шши-

ка, Памбак; II-в) свинцово-сурьмяный тип — Азатек; II-г) мышьяково-полиметаллический тип — Аравус. Месторождения этой формации встречаются в Алаверди-Кафанской, Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской зонах, хотя большая часть их отмечается в пределах последней.

III. **Свинцово-цинковая**—III-а) залегающие в туфоосадочных породах—Привольное; III-б) залегающие в карбонатных породах—Мовсес. Месторождения этой формации установлены только в пределах Алаверди-Кафанской зоны.

Вмещающие оруденные породы большей частью представлены в различной степени гидротермально измененными вулканогенными породами: порфиритами и андезитами (Ахтала, Гюмушхана, Джргалдзор, Тавуш, Шаумян, Лалигюх, Арманис, Маймех, Сиснап, Покрдзор, Спитак-джур, Марц, Вагашен, Чираклу, Памбак), кварцевыми порфиритами (Шаумян), туффитами и туфосесчаниками (Газма, Азатек), туфосесчаниками (Привольное), туфобрекчиями (Круглая Шишка) и доломитизированными известняками (Мовсес). В пределах месторождений или в непосредственной близости от них в виде отдельных выходов обнажаются интрузивные тела гранодиоритов и кварцевых диоритов (Арманис, Маймех, Агверан, Газма, Личквас, Вагашен, Чираклу, Мазра, Памбак, Аравус), мошонитов (Гюмушхана, Азатек), граносенитов (Сиснап) или субвулканических кварц-порфиров (Ахтала, Шаумян).

Рудные тела месторождений и рудопроявлений морфологически представлены, в основном, жилами (Лалигюх, Шаумян, Газма, Личквас и др.), рудными зонами (Арманис, Личквас и др.) и, реже, линзами (Ахтала) и пластообразными телами (Привольное, Мовсес).

В минеральном составе руд полиметаллических месторождений Армянской ССР установлено более 80 гипогенных и гипергенных рудообразующих минералов. Гипогенные минералы проявляются многими минеральными ассоциациями; наиболее широко распространена кварц-пиритовая и кварц-(карбонат)-пирит-галенит-сфалеритовая. Последняя является основной промышленной ассоциацией.

Изученные месторождения и рудопроявления свинца и цинка являются средне-низкотемпературными, гидротермальными, сформировавшимися в условиях небольших глубин путем отложения в открытых трещинах и метасоматического замещения.

В результате изучения составов главных рудных минералов—галенита, сфалерита и пирита—удалось установить ряд количественных показателей, позволяющих выделить рудные формации и типы полиметаллических месторождений. Такими показателями являются отношения содержания железа к меди, селена к теллуру, свинца к цинку, абсолютные содержания меди, селена, теллура, галлия и кадмия. Перечень их приводится по отдельным минералам в табл. 2.

Галенит — один из главных рудных минералов, изучен по 21 месторождению и рудопроявлению 43 химическими анализами (табл.

Таблица 1

Содержание (‰)	I*	II				III	
		IIa	IIб	IIв	IIг	IIIa	IIIб
<b>Галенит</b>							
Свинец	85,35 (5)**	85,35 (17)	85,23 (10)	83,47 (4)	84,43 (5)	84,67 (1)	85,79 (1)
Сера	13,43 (5)	13,67 (10)	13,40 (10)	13,71 (4)	13,71 (5)	13,57 (1)	13,20 (1)
Железо	0,24 (4)	0,28 (10)	0,13 (10)	0,25 (4)	0,21 (5)	0,12 (1)	0,13 (1)
Медь	0,05 (4)	0,21 (12)	0,06 (10)	0,06 (4)	0,036 (4)	0,02 (1)	0,01 (1)
Селен (z/m)	152 (37)	66 (140)	13 (49)	113 (13)	55 (11)	375 (6)	сл. (35)
Теллур (z/m)	148 (37)	63 (140)	3 (49)	29 (13)	24 (11)	236 (6)	сл. (35)
<b>Сфалерит</b>							
Железо	0,81 (10)	1,82 (32)	1,53 (14)	0,68 (2)	0,74 (5)	2,15 (1)	0,30 (2)
Медь	0,20 (10)	0,34 (32)	0,21 (14)	0,05 (2)	0,13 (5)	0,09 (1)	0,23 (2)
Селен (z/m)	81 (61)	15 (71)	1,5 (24)	5 (13)	8 (9)	25 (2)	
Теллур (z/m)	35 (61)	15 (71)	1,2 (24)	5 (13)	7 (9)	20 (2)	
Галлий (z/m)	65 (6)	7 (22)	15 (17)	42 (3)	110 (1)		
Кадмий	0,29 (10)	0,44 (33)	0,44 (16)	0,48 (2)	0,44 (5)	0,24 (1)	8,20 (3)
<b>Пирит</b>							
Селен (z/m)	72 (17)	47 (37)	19 (15)	133 (24)	25 (7)	27 (10)	
Теллур (z/m)	32 (17)	23 (34)	9 (8)	80 (24)	30 (7)	13 (10)	
Свинец	0,48 (4)	0,15 (15)	0,61 (3)	0,99 (1)	0,19 (5)		
Цинк	0,56 (4)	0,14 (15)	0,42 (2)	0,29 (1)	0,12 (5)		

\* I — колчеданно-полиметаллическая формация, II — полиметаллическая формация, IIa — полиметаллический тип, IIб — свинцово-цинковый тип, IIв — свинцово-сурьмяный тип, IIг — мышьяково-полиметаллический тип, III — свинцово-цинковая формация, IIIa — связанные с туфоосадочными породами, IIIб — связанные с карбонатными породами.

\*\* В скобках — количество проб.

1). По данным этих анализов установлены количественные содержания Pb, Zn, Cu, Fe, S, Cd, Bi, Se, Te, As и Sb. Спектральным анализом (по 250 пробам) установлено, что, кроме указанных элементов, во всех пробах присутствуют также Si, Al, Ca, Mg, Mn, Ag, иногда Ti, Ba, Tl.

Наибольшее количество примесей в галените составляют Zn, Fe, Cu, которые присутствуют в виде механической примеси за счет включений в галените, в основном, сфалерита, пирита и халькопирита.

Галениты различных формаций отличаются также по отношению содержания железа к содержанию меди (табл. 1 и 2). Так, галениты колчеданно-полиметаллической формации имеют отношение Fe:Cu порядка 4,8:1, полиметаллической формации—меньше, в пределах от 0,6:1 до 3,6:1, а свинцово-цинковой—больше—6:1—13:1.

Таблица 2

Признаки	Формации, типы, баллы						
	I*	II				III	
		IIa	IIб	IIв	IIг	IIIa	IIIб
<b>По галениту</b>							
1. Отношение содержаний Fe:Cu	4,8	1,2	2,2	3,6	0,6	6,0	13,0
2. Содержание меди (g/t)	0,05	0,21	0,06	0,06	0,36	0,02	0,01
3. Коэффициент концентрации селена	2,8	1,2	0,2	2,0	1,0	6,8	0
4. Коэффициент концентрации теллура	7,4	3,1	0,2	2,0	1,8	11,8	0
5. Отношение содержаний Se:Te	1,0	1,0	4,3	3,9	2,3	1,6	1,0
<b>По сфалериту</b>							
6. Отношение содержаний Fe:Cu	4,6	5,5	8,1	13,4	5,7	23,9	25,0
7. Содержание селена (g/t)	81	15	1,5	5	8	25	
8. Содержание теллура (g/t)	35	15	1,2	5	7	20	
9. Отношение содержаний Se:Te	2,3	1,0	1,2	1,0	1,1	1,2	
10. Коэффициент концентрации галлния	2,3	0,46	1,0	1,3	3,4		
11. Коэффициент концентрации кадмия	1,07	1,64	1,64	1,77	1,64	0,89	30,3
<b>По пириту</b>							
12. Отношение содержаний Se:Te	2,3	2,0	2,0	1,7	0,8	2,0	
13. Отношение содержаний Pb:Zn	0,8	1,1	1,5	3,4	1,6		
14. Оценка балла по каждому признаку	1	2	3	4	5	6	7

\* То же, что и в табл. 1.

Содержание меди в галенитах тоже является отличительным признаком для выделения рудных формаций. Галениты полиметаллической формации содержат наибольшее количество меди—0,06—0,36%. Внутри этой формации в тех типах руд, в минеральном составе которых участие халькопирита или других медных минералов значительно: полиметаллический и мышьяково-полиметаллический типы—содержание меди высокое (0,21 и 0,36%), в свинцово-цинковом и свинцово-сурьмяном типах оно ниже (0,06%). В галенитах колчеданно-полиметалли-

ческой формации содержание меди также низкое—0,05%. Самое низкое содержание меди (0,01—0,02%) фиксируется в галенитах Pb—Zn формации руд.

Галенисты месторождений свинца и цинка содержат различное количество селена и теллура. Оценка их (табл. 1) по довольно большому количеству анализов показала, что наибольшее количество селена содержится в галенистах колчеданно-полиметаллической формации (152 г/т), в галенистах полиметаллической формации их меньше (от 13 до 113 г/т), содержание же селена в галенистах свинцово-цинковой формации резко отличается от вышеприведенных цифр (табл. 1).

Характер распределения теллура в галенистах изученных формаций напоминает селен (табл. 1).

Распределение селена и теллура более четко выражается по коэффициентам концентрации этих элементов в различных галенистах (табл. 2). Коэффициенты концентрации вычислены с учетом минеральных кларков селена (55 г/т) и теллура в галенисте—(20 г/т), вычисленных В. В. Ивановым [1].

Отличаются и отношения содержаний селена к теллуру в галенистах: в колчеданно-полиметаллической формации это отношение составляет, порядка,—1:1; для различных типов полиметаллической формации—от 1:1 до 4,3:1; для свинцово-цинковой формации: для первого типа—1,6:1, для второго—1:1.

Сфалерит также является одним из главных рудных минералов, состав его определен химическими анализами 68 проб. По данным этих анализов установлены количественные содержания Zn, Cd, Mn, Fe, Pb, Cu, S, а также Hg, Ga, Jn, Se и Te. Спектральным анализом (225 проб) установлено, что, кроме указанных элементов, во всех пробах присутствуют Si, Al, Ca, Mg и, редко, в небольшом количестве—Ti, Ag, Sb, As, Bi и Ba.

Содержание цинка в сфалеритах колеблется от 51,76 до 66,69%; содержание серы—от 29,47 до 33,85%; в 21 пробе установлен дефицит серы до 1%, а в 11 пробах—избыток до 0,6%. Содержание железа в сфалеритах колеблется от 0,02 до 4,80%, что свидетельствует о том, что они являются маложелезистыми разновидностями.

Пересчет состава сфалеритов по методу Т. Н. Шадлуна и др. [5] и минералогические исследования показали, что железо в сфалерите находится как в виде механической примеси с включениями халькопирита и пирита, так и в виде изоморфной примеси с замещением цинка железом. Количество включений халькопирита в сфалерите колеблется от 0 до 7,75 мол%, обычно содержание его не превышает 2,0 мол%. Включения пирита также колеблются в широких пределах—от 0 до 5,16 мол%, однако обычным является количество до 1,0 мол%. Количество железа, участвующего в виде изоморфной примеси, также колеблется в широких пределах и доходит до 7,6 мол%, но обычные количества порядка 1,0 мол%.

Содержание меди колеблется от следов до 0,67% и только в сфале-

ригах Сиспана его содержание довольно высокое и составляет 1,86—2,53%. Как показали минералогические исследования, наличие меди в цинковой обманке связано с механической примесью, в основном халькопирита, реже, блеклых руд и, крайне редко, других медьсодержащих минералов.

Отношения содержания Fe:Cu в сфалеритах различных формаций и типов руд довольно отличны. Так, это отношение колчеданно-полиметаллической формации в среднем составляет 4,6:1, для полиметаллической формации—5,5:1—13,4:1 и для свинцово-цинковой формации—24:1 (табл. 2).

Сфалериты почти всех изученных месторождений характеризуются небольшим содержанием селена; исключение составляют месторождения колчеданно-полиметаллической формации. Содержание селена колеблется в довольно широких пределах—от следов до 160 г/т, однако обычны содержания, близкие к 10 г/т (табл. 1 и 2).

Несмотря на небольшие значения содержания селена в сфалеритах изученных формаций и типах руд, по ним установлены довольно четкие различия. Так, сфалериты колчеданно-полиметаллической формации резко выделяются высокими значениями содержания селена—средняя оценка—81 г/т (табл. 1 и 2), а в сфалеритах полиметаллической формации средние значения содержания селена низки и по различным типам составляют от 1,5 до 15 г/т. Свинцово-цинковая формация содержит несколько более высокие количества селена—25 г/т.

Содержание теллура в сфалеритах изученных месторождений колеблется в пределах от следов до 400 г/т, однако, чаще всего содержание по отдельным месторождениям низкое и близко к 10 г/т. Наиболее высокие значения содержания теллура отмечены Э. А. Хачатуряном, Г. О. Пиджяном, В. О. Пароникяном, Р. Н. Зарьяном и А. И. Каранетяном [2] в сфалеритах Шаумяна.

Распределение содержания теллура в сфалеритах по месторождениям различных формаций такое же, как и селена (табл. 1). Отличительным признаком для выделения руд различных формаций является и отношение содержания селена к содержанию теллура в сфалеритах (табл. 2).

Это отношение для сфалеритов из месторождений колчеданно-полиметаллической формации выражается значением 2,3, для различных типов полиметаллической формации составляет 1,0—1,2, для свинцово-цинковой формации оно равно 1,2.

Содержание галлия в сфалеритах изученных месторождений колеблется от следов до 120 г/т, однако средние значения для изученных формаций довольно различны (табл. 1).

По минеральному кларку галлия в сфалеритах, равному 32 г/т [1], рассчитаны концентрации галлия в сфалерите, что является еще одним отличительным признаком.

Содержание кадмия в сфалерите изученных месторождений колеблется от 0,21 до 1,08%. Исключением являются сфалериты Мовсесско-

го месторождения, где содержание кадмия крайне аномальное и, в среднем, равно 8,20%. Средние значения кадмия (табл. 1) по сфалеритам различных формаций руд довольно четко отличаются. По минеральному кларку кадмия в сфалеритах (2705 г/т) [1] вычислены коэффициенты концентрации кадмия в сфалеритах (табл. 1). Формация колчеданно-полиметаллических руд характеризуется коэффициентом порядка 1,07 и занимает промежуточное положение между формацией полиметаллических руд (1,64—1,77) и формацией свинцово-цинковых руд (0,89). Коэффициент концентрации кадмия в сфалеритах Мовсесского месторождения крайне высок и, равен 30,3. В предыдущей работе нами была предложена эмпирическая формула  $M_{\phi} = \frac{C_{Zn} \cdot 0,2705}{C_{Cd} \cdot 100}$ , где  $M_{\phi}$  — формационный модуль;  $C_{Zn}$  — содержание цинка в сфалерите и  $C_{Cd}$  — содержание кадмия.

По указанной формуле рассчитаны следующие формационные модули [4]: для формации колчеданно-полиметаллических руд — 2,64, для полиметаллической формации в целом — 0,87 (соответственно для типов, указанных в табл. 1 — 0,87, 0,86, 0,72 и 0,90), для формации свинцово-цинковых руд — 3,0 и для Мовсесского месторождения — 0,002.

Пирит является одним из наиболее распространенных рудных минералов в месторождениях и рудопроявлениях свинца и цинка. Исключением являются руды Мовсесского месторождения.

Состав пиритов изучен 28 химическими и 123 спектральными анализами. По данным этих проб установлены постоянные примеси Cu, Pb, Zn, As, Si, Al, Ca, Mg, Mn, Ti, Se, Te и спорадические примеси — Sb, Cd, Ga, Bi, Ag, Ni, Co, Mo, Na и Ba.

Содержания селена и теллура, изученные по 79 пробам, оказались различными (табл. 1), хотя различия эти довольно нечеткие. Отношение содержаний Se:Te в пирите более четко указывает на различия между формациями и типами руд (табл. 2). По этому отношению месторождения формации колчеданно-полиметаллических руд имеют самое высокое значение — 2,3, формация свинцово-цинковых руд — 2,0, а полиметаллических — от 0,8 до 2,0 (табл. 2).

Отношение содержаний свинца к цинку в пирите также может явиться признаком выделения рудных формаций и типов внутри формаций. Так, это отношение (табл. 2) для колчеданно-полиметаллической формации равно 0,8 и меньше, чем для полиметаллической формации, в которой это отношение в отдельных типах соответственно равно 1,1, 1,5, 3,4 и 1,6.

Все признаки, указанные в табл. 2, оцениваются по балльной системе. Сумма баллов по отдельным признакам делится на количество признаков, что дает оценочный балл, который определяет рудную формацию и тип руды. Так, колчеданно-полиметаллическая формация будет иметь оценочный балл, близкий к 1, а свинцово-сурьмяный тип полиметаллической формации — близкий к 4 и т. д.

Таким образом, использование количественных особенностей состава трех главных рудных минералов месторождений свинца и цинка позволяет объективно определить рудную формацию и тип.

Управление геологии  
Совета Министров Арм. ССР

Поступила 16.IX.1975.

Ն. Ս. ԿԱԶՍՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՈՐՈՇ  
ԳԵՈՔԵՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ն փ ու մ

Հայկական ՍՍՀ Բազմամետաղային հանքավայրերը խմբավորված են երեք հանքային ֆորմացիաներում՝ 1) կալչեղանա-բազմամետաղային, 2) բազմամետաղային (որի առանձին տիպերն են՝ բազմամետաղային, կապար-ցինկային, կապար-ծարիրային և մկնդեղ-բազմամետաղային), 3) կապար-ցինկային (կապված տուֆանստվածքային և կարբոնատային ապարների հետ):

Մետաղածնական տեսակետից բազմամետաղային հանքավայրերը տեղաբաշխված են հետևյալ ստրուկտուր-մետաղածնական գոտիներում՝ Ալավերդի—Ղափանի (բոլոր ֆորմացիաները), Փամբակ—Չանգեղուրի (միայն բազմամետաղային ֆորմացիան) և Սևանա—Ամասիայի (միայն բազմամետաղային ֆորմացիան):

Բազմամետաղային 24 հանքավայրերի օրինակի վրա ուսումնասիրված են նրանցում հանդես եկող երեք գլխավոր հանքային միներալների՝ գալենիտի, սֆալերիտի և պիրիտի զեոքիմիական առանձնահատկությունները:

Տարբեր հանքային ֆորմացիաների և հանքանյութերի տիպերի գլխավոր հանքային միներալների կազմում հաստատված են զեոքիմիական հատկանիշները, որոնք թույլ են տալիս բալային սիստեմի կիրառմամբ տալու այս կամ այն հանքավայրի՝ որոշակի հանքային ֆորմացիային և հանքանյութերի տիպին պատկանելիության քանակական գնահատականը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Иванов В. В. Генеральные оценки средних содержаний элементов примесей в главных рудных минералах. Докл. АН СССР, т. 186, № 1, 1969.
2. Магакьян И. Г., Пиджян Г. О., Фармазян А. С., Амирян Ш. О., Карапетян А. И., Пароникян В. О., Зарян Р. И., Меликсетян Б. М., Акопян А. Г. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1972.
3. Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. «Недра», 1969.
4. Хачатрян Н. С. Кадмий в сфалеритах полиметаллических месторождений Армянской ССР. Известия Высших учебн. заведений. «Геология и разведка», № 5, 1975.
5. Шадлун Т. Н., Добровольская, М. Г., Нестерова Ю. С., Арипова Г. А. Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье). Сб. «Типоморфизм минералов». «Наука», 1969.

УДК 550.42:550.232

М. А. АРУТЮНЯН

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ  
В СКАРНОВЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ  
КЕФАШЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кефашенское скарновое медно-молибденовое месторождение приурочено к зоне активного контакта интрузивных пород верхнеэоценового Гехинского массива с карбонатными отложениями пермской системы. Характерные особенности геологического строения интрузива, имеющие двухфазную историю развития, позволили О. П. Гуюмджяну [1] отнести его к центрально-кольцевым интрузивам. Ранняя фаза внедрения массива представлена дифференцированными породами габброидного состава—габбро-норитами, амфиболовыми и ортоклазовыми габбро, диоритами, габбро-монцонитами и монцонитами, слагающими его внешнюю кольцевую часть; породы центрального интрузива имеют более однородный состав и представлены гранодиоритами, которые лишь на небольшом участке, от с. Кефашен до с. Чайкенд, нарушают сплошность кольцевого интрузива и контактируют непосредственно с карбонатными отложениями [2]. Образование пластообразной скарновой залежи, протягивающейся на 1,5 км между сс. Кефашен и Чайкенд, генетически связывается с породами второй фазы, что выражается в пространственном контроле скарнов гранодиоритами центрального интрузива.

Скарны, по В. А. Жарикову [3], представлены пироксен-гранатово-воластокиновой высокотемпературной фацией (500—750°), с метасоматической колонкой, которая при прослеживании от гранодиоритов к вмещающим известнякам имеет следующий вид: гранодиорит-пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода—гранатовый скарн с реликтовыми линзами пироксенового и воластокинового скарнов (размерами до 0,3 м) в краевых зонах—мраготоризованные известняки.

Суммарная мощность скарнов достигает 18 м при преимущественном развитии гранатовой зоны 15—16 м.

Жильно-магматические дериваты в пределах распространения скарновой залежи получили значительное развитие и представлены амфибитами, диабазовыми порфиридами, пироксеновыми и кварц-ропообманковыми диорит-порфиридами, для которых устанавливается послескарновое образование.

В породах дайковой фации, так же как и во вмещающих их скарнах и гранитоидах эндоконтактной фации, отмечаются участки, несущие медно-молибденовую минерализацию с сопутствующими пиритом, шелифом, гематитом, кварцем, кальцитом, энидотом и актинолитом.

Скарны Кефашена и вмещающие их интрузивные и карбонатные породы (не затронутые процессами гидротермальных изменений или

гистерогенного разложения) характеризуются определенными комплексами химических элементов, имеющих различную историю минерализации и разную степень накопления. Данные рис. 1 демонстрируют распределение элементов-примесей по указанным породам.

В сравнении с кларками элементов для гранитоидов, интрузивные породы района обнаруживают обогащенность Ag, Cu и Mo, в меньшей мере V, Co, Ni и Ga. Вмещающие карбонатные толщи пермского возраста также характеризуются повышенными надкларковыми содержаниями Ag, Cu, Mo и кроме того Be и Ba.

В зависимости от внешних условий скарнообразования в распределении элементов-примесей между породами эндо- и экзоскарновых фаций, в соответствии с их содержаниями в исходных породах (гранодиоритах и известняках), отмечаются значительные расхождения. Это выражается не только в уменьшении содержаний Ti, V, Cr, Ga в экзоскарновых фациях в сравнении с эндоскарновыми, но и в отчетливом выделении элементов, характерных для определенных фаций: Y, Yb, Zr, Li, Sr—в эндоскарнах и Ni, Be, Ba—в экзоскарнах.

Из отмеченных элементов особое положение занимают Ba, Sr и Ge. При более высоком, чем в известняках (0,007%), содержании Ba в интрузивных породах (0,0504%) резонно было бы предположить его распространенность в породах эндоскарновых фаций, тогда как отмечается обратное явление. То же и для Sr, который характеризуется приуроченностью к эндоскарновым породам, хотя содержание его в известняках (0,095%) выше, чем в гранитоидах (0,0547%).

В незначительных количествах (0,0015%) отмечается наличие Ge в эндоскарнах, вне связи с его содержанием во вмещающих породах, что, очевидно, обусловлено спецификой скарнирующих растворов.

Для остальных элементов—Co, Zn, Ag, Sn, Pb устанавливается довольно равномерное распределение между породами эндо- и экзоскарновых фаций.

В распределении элементов-примесей между минералами скарнов определяющее воздействие оказывают законы кристаллохимии, изоморфизма, а также факторы термодинамической системы.

С учетом преимущественного развития гранатовой зоны среди скарновых пород (95%), баланс содержаний элементов-примесей в породах определяется средним содержанием этих элементов в мономинеральных фракциях гранатов. В большинстве случаев отклонения между этими содержаниями невелики: незначительные превышения значений Ti и Cu в породах над их содержаниями в гранатах могут быть объяснены наличием в породе аксессуаров, содержащих эти элементы (магнетит и сульфиды) (табл. 1).

Для более четкого представления о распределении элементов-примесей между минералами скарнов, рассчитывается коэффициент накопления R, который согласно Моксхему (1958) выводится по формуле:

$$R = 1/n \sum_{i=1}^n (k_i/K_i),$$

где  $k_i$ —содержание элемента,  $K_i$ —содержание данного элемента в атмосфере, а в данном случае среднее содержание во вмещающих породах месторождения;  $n$ —число проанализированных элементов;  $g_i = k_i/K_i$ —отношение содержания каждого элемента к его содержанию во вмещающих породах.

Рассматриваемые собственно скарновые минералы представлены волластонитом, пироксен-диопсидом и гранатами, среди которых по окраске, размерам и оптическим свойствам выделяются: 1) медово-желтые, мелкие, гроссуляровые и гроссуляр-андрадитовые гранаты с содержанием гроссулярового компонента до 70%, прозрачные в шлифах, изотропные, ассоциирующие с пироксеном, плагиоклазом, скаполитом (сфеном) и переходящие постепенно в 2) более крупнозернистые (0,5—2,0 мм) кирпично-бурые и красновато-бурые экзоскарновые гранаты с преобладающей долей андрадитового минерала до 80%, которые характеризуются концентрически-зональным строением с анизотропными периферийными оболочками и ассоциируют с салитовым пироксеном, волластонитом и кальцитом; 3) буровато-черные, более поздние и более редкие гранаты (70—85% Ad), образующиеся при андрадитизации скарнов, представлены крупными—до 7—8 см в диаметре, кристаллами с резко выраженной анизотропностью и сложным концентрически-зональным и секториальным строением. Встречаются в ассоциации с собственно скарновым гранатом преимущественно экзоскарновых парагенезисов, кварцем, кальцитом, эпидотом, реже актинолитом и рудными минералами.

В сравнении с вмещающими породами скарны обеднены элементами-примесями, коэффициент накопления их  $R=0,31$  ( $R_{\text{н.з.в.}}=0,50$  относительно известняков и  $R_{\text{г.р.}}=0,12$  относительно гранитоидов). Наибольший коэффициент накопления  $R$  у андрадитовых гранатов—2,25, наименьший—у волластонитов  $R=0,06$ .

По способности концентрироваться в скарновых минералах, элементы-примеси разделяются довольно четко, при  $R > 1$  и в скобках  $1 > R > 0,5$

волластонит— . . . . . ( $R_i < 0,5$ ).

пироксен-диопсид— Zn, Co, (Cr, Ni, Ga).

гроссуляр-андрадит— Y, Yb, Sn, (Ga, Ti, Zr).

андрадит-гроссуляр— V, Sn, (Co).

андрадит— Ga, Yb, Y, V, Co, Ni, Cr (Ti, Zr).

Одним из главных факторов, регулирующих распределение элементов-примесей в минералах, является температура минералообразования. Экспериментальные исследования в области обычных температур, проведенные Л. Н. Овчинниковым [7], показывают, что коэффициент инфильтрации элементов при повышении температуры на 1°C увеличивается на 2,6%, растет концентрация элементов в растворе и повышается его подвижность. Очевидно, сравнительную обогащенность андрадитов элементами-примесями можно объяснить тем, что с пониже-

## Средние содержания элементов-прим

Средние содержания элементов	Названия пород и минералов	Количество анализов	Элементы группы железа					Cu	Zn
			Ti	V	Cr	Co	Ni		
	Скарны	17	0,198	0,013	0,00018	0,00045	0,00004	0,0025	0,0001
	Волластониты	12	0,002		0,0009	0,0002	—	0,00001	0,00015
	Пироксены (диопсид)	8	0,10	0,003	0,0015	0,003	0,0009	0,002	0,03
	Гроссуляры	23	0,19	0,002	0,0003	0,0005	0,0005	0,00047	0,0001
	Анрадит-гроссуляры	18	0,095	0,015	0,0004	0,00075	0,0006	0,00047	0,00015
	Анрадиты	13	0,19	0,095	0,002	0,0009	0,0047	0,0005	0,0008

Таблица 1

Содержание элементов в скарновых породах и минералах скарнов

Металлические элементы					Редкие элементы			Малые петрогенные элементы			
Ga	Ge	Ag	Sn	Pb	Y	Yb	Zr	Li	Be	Sr	Ba
0,0017	0,00015	0,00003	0,00038	0,0001	0,0003	0,00003	0,00035	0,00005	0,0001	0,0003	0,0002
	—	0,00001	0,0001	0,0001	—	—	—	—	—	0,0015	—
0,0015	0,0001	0,00001	0,0001	0,0002	—	—	—	0,00002	—	—	—
0,0025	0,00025	0,00003	0,00035	0,0001	0,0015	0,0017	0,0055	0,00005	—	0,003	—
0,001		0,00003	0,00038	0,0001	—	—	—	—	0,0012	—	0,0015
0,021		0,00001	—	0,00015	0,0075	0,0018	0,005	—	—	0,001	—



нием температуры в тыловых частях метасоматической колонки падает подвижность элементов, и они в зависимости от геохимического срединства со структурообразующими компонентами фиксируются в минералах, нередко в виде изоморфных замещений.

Явления изоморфного замещения особенно четко прослеживаются на примере Ga, неравномерность распределения которого в скарновых минералах объясняется тем, что Ga, благодаря своим кристаллохимическим свойствам, входит в основном в глиноземсодержащие минералы и связан с  $Al^{3+}$  и частично  $Fe^{3+}$  [2].

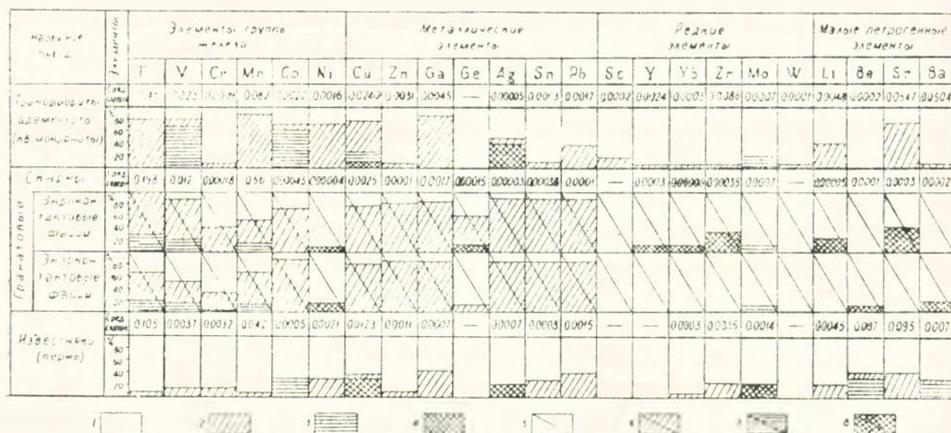


Рис. 1. Распределение элементов—примесей в интрузивных, карбонатных и скарновых породах.

**Основные обозначения:** 1—содержания элемента ниже кларковые и ниже предела чувствительности анализа; 2—содержания элемента близкларковые и превышающие кларковые в 2 раза; 3—содержания элемента, превышающие кларковые в 3—7 раз; 4—содержания элемента, превышающие кларковые в 8—10 раз; 5—содержания элемента ниже среднего содержания его в скарнах и ниже предела чувствительности анализа; 6—содержания элемента, близкие к средним его содержаниям в скарнах, и с превышением в 2 раза; 7—содержания элемента, превышающие средние его содержания в скарнах в 3—7 раз; 8—содержания элемента, превышающие средние его содержания в скарнах в 8—10 раз.

Роль изоморфного замещения наглядно проявляется также в пироксенах, где повышенные содержания Co и Zn являются функцией суммарного числа атомов ( $Fe^{2+} + Mg^{2+}$ ) в решетке минерала.

Пространственная дифференциация элементов в полосе скарнообразования может быть обусловлена и тектоническими, и структурными факторами, которые являются причиной появления растворов в участках повышенной проницаемости пород. Согласно Г. В. Ицксон [4] структура поля тектонических напряжений оказывает определенное воздействие на свойства преобразующего раствора, обуславливая анизотропию давления, температуры, концентрации и скорости перемещения компонентов в растворе и вызывая их фракционирование между минералами эндо- и экзокскарновых парагенезисов.

Как указывалось выше, результаты спектральных анализов гра-

натов скарновой зоны Кефашена выявили небольшие колебания содержания Си, и лишь в единичных случаях в незначительных количествах отмечалось наличие W и Mo. Перекристаллизованные гранаты, отобращенные из зоны оруденения, характеризуются повышенными содержаниями указанных элементов, к которым добавляется и Bi.

Таблица 2  
Содержание W, Mo, Си и Bi в гранатах зоны оруденения

Элемент-примесь	Среднее содержание элемента в гранатах, $\cdot 10^{-4} \%$	Содержание элемента в гранатах зоны оруденения ( $\cdot 10^{-4} \%$ )				
		1р	1р <sup>а</sup>	2р	3р <sup>а</sup>	4р <sup>б</sup>
W		3	3,5	20	150	80
Mo		4,0	4,0	5,0	4,0	7,0
Си	70,0	250,0	280,0	400,0	90,0	75,0
Bi		150	70	100	3	—

В поперечном разрезе скарновой залежи, согласно данным металлометрического обробования, наблюдается зональное распределение медно-молибденовой минерализации, представленной: 1) кальцит-халькопирит (эпидот-кварц, миприт); 2) кварц-молибденит (шеелит, актинолит) парагенными комплексами минералов. Минералы первого комплекса с большой частотой обнаруживаются в эндоконтактовых фациях скарнов; для медной минерализации более характерны экзоскарновые зоны, сравнительно обогащенные железом.

Согласно Д. С. Коржинскому [5] разобщенность медного и молибденового оруденения на примере Турьинских скарновых месторождений меди объясняется тем, что при прохождении растворов, несущих медь, молибден и серу, через скарновые породы, в экзоскарновых фациях, железо гранатов андрацитового состава связывается с медью и серой в виде миприта и халькопирита, осаждающихся в интерстициях между кристаллами перекристаллизованного граната, либо в виде псевдоморфоз замещения. Концентрация серы понижается, и осаждение молибденита не имеет места. В эндоконтактовых зонах скарнов, сравнительно обедненных железом, миприт и халькопирит не отлагаются в существенном количестве, и сера, оставаясь неиспользованной, соединяется с молибденом.

Эти данные подтверждаются тем, что отложение халькопирита вызывает интенсивную перекристаллизацию гранатового скарна, с укрупнением отдельных индивидов до 1 см в диаметре, тогда как отложение молибденита очень часто подобных явлений не вызывает. Очевидно, что железо, высвобождающееся при перекристаллизации гранатов, идет на постройку миприта и халькопирита.

Кроме того, характерной особенностью гранатов, взятых из зоны оруденения, является то, что гранаты, ассоциирующие с молибденитом

(шеелитом), характеризуются повышенными содержаниями Си; гранаты, парагенетически связанные с халькопиритом, наоборот, выделяются содержаниями W, и лишь в незначительной степени Mo.

В соответствии с исследованиями Кугины и Д. Шоу [8] незакономерные колебания содержания элементов в минералах, как в данном случае меди и вольфрама, могут быть объяснены абсорбцией элемента на поверхности, или в дефектах решетки минерала, либо связаны с контаминацией инородных минералов, захваченных при росте кристалла.

Выяснение формы вхождения элементов-примесей в составе минерала, является предметом специального изучения и вследствие недостаточности данных не представляется возможным. Однако, незначительная дисперсия концентраций молибдена в гранатах зоны оруденения приводит к выводу о возможности абсорбции гранатом молибдена в атомном масштабе—в виде иона  $Mo^{4+}$ , либо комплекса  $(MoO_4^{2-})$ , тогда как для меди и вольфрама более очевидно их вхождение в минерал в виде микровключений шеелита и халькопирита.

Обобщая вышесказанное относительно распределения элементов-примесей в скарновых породах и минералах Кефашенского скарнового медно-молибденового месторождения, можно сделать следующие выводы.

1. Распределение элементов-примесей в скарновых породах Кефашена, представленных преимущественно гранатовой зоной, носит неравномерный характер и обусловлено вещественным составом среды скарнообразования и пространственной дифференциацией элементов в растворе, связанной с анизотропностью физико-химических параметров раствора.

2. Неравномерность распределения элементов-примесей между минералами скарновых пород, кроме вышеотмеченных причин, обусловлена постепенным понижением температуры от передних рядов метасоматической колонки к заключительным, что оказывается на подвижности структурообразующих компонентов и связанных с ними кристаллохимических элементов-примесей.

3. Немалую роль играют законы кристаллохимии и изоморфизма, в связи с чем отмечается обогащенность определенных минералов отдельными элементами (Со и Zn для лироксена).

Наложение гидротермального оруденения на скарповую залежь вследствие преобладающей роли процессов избирательного метасоматического замещения обуславливает зональное распределение рудных компонентов, что находит отражение и в ассоциирующих с ними минералах.

Մ. Ա. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

**ՔԵՅԱՇԵՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՍԿԱՌԵԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ  
ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐՈՒՄ ԽԱՌՆՈՒՐԴ-ՏԱՐՐԵՐԻ  
ՏԵՂԱՐԱՇԽՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ**

Ա մ փ ո փ ու ը մ

Խառնուրդ-տարրերի տեղաբաշխումը Քեֆաշենի սկառնային ապարներում անհամաչափ բնույթ է կրում և պայմանավորված է միջավայրի նյութական վաղմուժ, որի հետևանքով սկառների էնդոկոնտակտային ֆացիաներում անջատվում են հետևյալ տարրերը՝ Y, Yb, Zr, Li, Sr (Ti, V, Cr, Ga), որոնք բնորոշ են զրանոգիորիտների համար, իսկ էկզոկոնտակտային սկառներում՝ Be և Ba:

Վերոհիշյալ օրինաչափությունից առանձին շեղումները Ba, Ge և Sr համար բացատրվում են լուծույթներում տարրերի դիֆերենցումով:

Տարրերի անհամաչափ տեղաբաշխումը սկառնային ապարների միներալներում, բացի նշված պատճառներից, պայմանավորված է նաև մետասոմատիկ սյունյակի առաջնային շարքերից դեպի սահմանափակողները անցնելիս ջերմաստիճանի աստիճանական նվազմամբ, որն անդրադառնում է ստրուկտուրա առաջացնող կոմպոնենտների և նրանց հետ բյուրեղաբխման կապված խառնուրդ-տարրերի շարժունակության վրա: Դրանց հետ կապված, նկատվում է որոշակի տարրերով հարստացված միներալներ (Co և Zn՝ պիրրոսեններում և Ga՝ գրանատներում):

Պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման վրադրման դեպքում նկատվում է հանքային կոմպոնենտների զոնալ տեղաբաշխում, որը բնորոշական տեղակալման հետևանք է: Դա իր արտացոլումն է գտնում հանքային միներալների հետ զուգակցվող գրանատներում որոշակի տարրերի (Mo, W, Cu, Bi) տեղաբաշխման մեջ:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гуюмджян О. П. Известковые биметасоматические скарны Западного Баргушата. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVII, № 2, 1974.
2. Борисенко Л. А., Злобин Б. И. Галлий в пустотных породах массива г. Сандых. «Геохимия», № 6, 1959.
3. Жариков В. А. К развитию теории процессов скарнообразования. «Геология рудных месторождений», т. 7, № 4, 1965.
4. Ицксон Г. В. Структура поля тектонических нарушений, как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе. В кн. «Проблемы метасоматизма», Л., ВСЕГЕИ, 1969.
5. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений мели. Тр. ИГН АН СССР, сер. рудных м-ний, вып. 68, № 10, 1948.
6. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. «Наука», М., 1969.
7. Овчинников Л. П. Контактво-метасоматические месторождения Северного Урала. Свердловск, 1960.
8. Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. «Недра», Л., 1969.

УДК 550.348.098.64

Н. К. КАРАПЕТЯН

## ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА АРМЕНИИ

Армения является одной из наиболее сейсмоактивных зон нашей страны. Нами проведено исследование параметров сейсмического режима на территории Армении и прилегающих областей Азербайджана, Грузии, Ирана и Турции. Исследуемая территория ограничена с юга  $\varphi = 38,0^\circ$  северной широты, а с запада  $\lambda = 40,0^\circ$  восточной долготы. Северной, северо-восточной и восточной частями исследуемой территории являются соответственно Аджаро-Триалетский хребет, Малый Кавказ и Талыш. Указанная зона охватывает в основном Армянское нагорье и известна очень сильными землетрясениями в прошлом. Имеются сведения о разрушительных и сильных землетрясениях, происшедших на территории Армянского нагорья с начала нашего века. При изучении сейсмического режима исследуемой территории нами использованы данные о сильных землетрясениях за весь исторический период времени.

Для землетрясений Армянского нагорья нами ранее получена зависимость между магнитудой и балльностью в эпицентре землетрясения для глубин залегания очагов в 10—15 км в виде [1]:

$$M = 0,47 J + 1,66, \quad (1)$$

которую можно представить также в виде:

$$J = 2,12 M - 3,53. \quad (2)$$

Между энергией  $E$ , выраженной в джоулях, и магнитудой  $M$  землетрясения существует известная зависимость [2]:

$$\lg E = 4 + 1,8 M. \quad (3)$$

Подставляя в это уравнение значение  $M$  из формулы (1), получим зависимость между классом энергии  $K = \lg E$  и балльностью в эпицентре при глубине залегания очагов в 10—15 км в виде:

$$K = 7,0 + 0,85 J. \quad (4)$$

Зависимость предельной дальности регистрации ( $\Delta_{\max}$ ) землетрясений приборами общего типа от магнитуды землетрясений для исследуемой территории получена нами путем построения графика зависимости  $\lg \Delta_{\max}$  от  $M$  по уже записанным землетрясениям и имеет вид:

$$M = 2,08 + 1,68 \lg \Delta_{\max}. \quad (5)$$

Зависимость предельной дальности регистрации от энергетического класса землетрясения определена путем подстановки полученного соотношения между  $M$  и  $\Delta_{\max}$  в формулу (3) и выражается уравнением:

$$K = 7,74 + 3,0 \lg \Delta_{\max}. \quad (6)$$

В целях массовой классификации по энергии землетрясений Армянского нагорья составлена энергетическая шкала, которая состоит из 12 классов (табл. 1). Энергия землетрясений каждого последующего класса больше энергии предыдущего класса в 10 раз. Первый класс, обозначенный в таблице 1 цифрой 7, соответствует энергии  $10^7$  дж или же седьмому энергетическому классу  $K = \lg E = 7$ . Следовательно, двенадцатый класс, обозначенный цифрой 18, будет соответствовать энергии  $10^{18}$  дж или же восемнадцатому классу  $K = \lg E = 18$ .

Вычисление энергетического класса  $K$  в возможных случаях непосредственно из сейсмограмм для землетрясений Армении производилось по максимальным амплитудам объемных волн по номограмме Т. Г. Раутнаи.

Используя формулы (3) и (4), определены значения магнитуды  $M$  и балльности  $I$  для отдельных классов. Предельная дальность регистрации, соответствующая каждому классу, определена по формуле (6). Предельная дальность регистрации в таблице 1 дана только для первых шести классов с  $K = 7-13$ , так как практически, начиная с 14-ого энергетического класса, землетрясение может быть записано многими станциями мира, и понятие о дальности регистрации теряет свой смысл.

Составленная шкала позволила нам привести все землетрясения Армянского нагорья к одним и тем же энергетическим классам, независимо от того, каким способом определяется класс энергии: непосредственно из сейсмограмм или же путем перехода от магнитуды, балльности или дальности регистрации к энергетическому классу.

На основании анализа развития сети сейсмических станций, расстояний между сейсмическими станциями, имеющейся аппаратуры на этих станциях и оценок предельных расстояний, на которых сейсмографы имеющихся станций могли записывать ветвления продольных и поперечных волн от землетрясений разной силы нами заключено, что на исследуемой территории Армении и прилегающих областей землетрясения с  $K = 10$  и с  $K = 11$  являются представительными начиная с 1952 г., землетрясения с  $K = 12$  — начиная с 1932 г., а землетрясения с  $K = 13$  являются представительными начиная с 1908 г.

Расположение сейсмических станций Кавказа и имеющаяся аппаратура на этих станциях в настоящее время обеспечивают на территории Армянской ССР представительность землетрясений с  $K \geq 9$ . Однако, для всей исследуемой территории Армянского нагорья представительными являются землетрясения с  $K \geq 10$ .

При изучении параметров сейсмического режима Армении нами

были приняты указанные сроки представительности землетрясений различных энергетических классов.

Параметрами сейсмического режима являются угловой коэффициент графика повторяемости  $\gamma$ , уровень сейсмической активности  $A$ , т. е. частота повторения землетрясений определенной сейсмической энергии, максимально возможное землетрясение  $K_{\max}$  и мера рассеяния повторяемости землетрясений во времени  $R$  [2,3].

Первые три параметра являются, как известно, долговременными средними показателями сейсмичности и характеризуют систематическую сторону сейсмического режима, а величина  $R$  характеризует случайную сторону сейсмического режима, а именно показывает степень рассеяния повторяемости и других величин от их средних значений.

С целью получения первых трех параметров сейсмического режима  $A$ ,  $\gamma$  и  $K_{\max}$  для исследуемой территории были построены графики повторяемости в виде графиков зависимости повторяемости землетрясений от энергии землетрясений. При построении графиков повторяемости нами рассматривался вопрос постоянства величины наклона графика повторяемости  $\gamma$  во времени, в пространстве и в зависимости от диапазона энергетических классов землетрясений. С целью установления стабильности  $\gamma$  во времени, были построены графики повторяемости за различные периоды времени, начиная с 1952 г., т. е. когда представительными для всей исследуемой территории становятся землетрясения с  $K \geq 10$ . Были построены графики повторяемости за 10 лет (1952—1961 гг.), 11, 12, ..., 17 лет (1952—1968 гг.), а также за 1953—1967 гг., 1953—1968 гг. и 1954—1968 гг., то есть каждый раз с прибавлением данных за один год и со сдвигом в один год. Были построены графики повторяемости за более короткий период (1962—1968 гг.). С целью выявления изменений  $\gamma$  в пространстве, были построены графики повторяемости для всей исследуемой территории, отдельно для советской и зарубежной частей исследуемой территории, а также для территории Армянской ССР.

Для установления зависимости  $\gamma$  от диапазона энергетических классов землетрясений, построены графики повторяемости с учетом сильных землетрясений, происшедших в прошлые столетия, а также графики повторяемости по афтершокам Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г.

Графики повторяемости строились в билогарифмической системе координат  $\lg N^*$ ,  $\lg E_{\text{дж}} = K$  для двух случаев: 1—повторные толчки землетрясений не исключены из рассмотрения, 2—при изучении сейсмического режима исключены повторные толчки землетрясений. При этом повторяемость землетрясений  $N^*$  нормировалась по площади и во времени, а именно для каждого энергетического класса бралось число землетрясений, приходящееся ежегодно на 1000 км<sup>2</sup> площади исследуемого района.

Таблица 1

Соотношения между энергетическим классом, магнитудой и балльностью землетрясений

Энергетический класс $K = 1g \text{ Едж}$	Магнитуда	Сила землетрясения в баллах	Предельная дальность регистрации в км
7	$1,5 < M < 2$	1	100
8	$2 \leq M < 2,5$	2	200
9	$2,5 \leq M < 3,25$	3	400
10	$3,25 \leq M < 3,75$	4	800
11	$3,75 \leq M < 4,25$	5	1600
12	$4,25 \leq M < 4,75$	6	3200
13	$4,75 \leq M < 5,25$	7	6400
14	$5,25 \leq M < 6$	8	—
15	$6 \leq M < 6,5$	9	—
16	$6,5 \leq M < 7$	10	—
17	$7 \leq M < 7,5$	11	—
18	$7,5 \leq M$	12	—

Согласно полученным данным, при принятии для всех энергетических классов одинакового отрезка времени наблюдений, с увеличением энергетического класса увеличивается также относительная погрешность определения  $\bar{N}$ . При построении графиков повторяемости по неодинаковым срокам наблюдений для различных  $K$  (чем больше  $K$ , тем больше срок наблюдений) величина относительной погрешности определения  $\bar{N}$  не увеличивается с увеличением энергетического класса.

Графики повторяемости строятся по методам распределения и суммирования. В первом случае берется поклассовое распределение землетрясений, во втором случае это распределение берется в виде суммирования от данного класса и выше. Графики повторяемости получены в виде прямых линий, уравнения которых найдены методом наименьших квадратов.

Полученные величины наклонов графиков повторяемости  $\gamma$  даны в столбцах 6 и 7 таблицы 2. Анализ значений  $\gamma$  для различных периодов времени показал, что для получения достоверных результатов для всей исследуемой территории необходим период времени наблюдений не менее 15 лет. Действительно, начиная с 15-летнего периода величина  $\gamma$ , в пределах ошибок определения, становится постоянной величиной.

Сопоставление графиков повторяемости, построенных для периодов времени наблюдений до 1968 г. (т. е. до Зангезурского землетрясения) и по 1968 г. (т. е. включая Зангезурское землетрясение) показывает, что наклон графиков повторяемости остается практически постоянным.

Значения параметров сейсмического режима  $A$  и  $\gamma$ 

Район, площадь кв. км	Время наблюдений	Метод определения	Уровень активности $A_{10}$		$\gamma$ — угловой коэффициент		
			повторные толчки не исключены	повторные толчки исключены	повторные толчки не исключены	повторные толчки исключены	
1	2	3	4	5	6	7	
Вся исследуемая территория 277500	10 лет 1952—1961 гг.	распределения суммирования	0,043±0,005 0,057±0,003	0,040±0,006 0,053±0,003	0,57±0,04 0,55±0,02	0,56±0,04 0,54±0,03	
	11 лет 1952—1962 гг.	распределения суммирования	0,048±0,004 0,066±0,005	0,043±0,004 0,060±0,004	0,55±0,02 0,56±0,03	0,54±0,03 0,54±0,03	
	12 лет 1952—1963 гг.	распределения суммирования	0,054±0,007 0,072±0,005	0,049±0,006 0,066±0,004	0,58±0,03 0,57±0,03	0,56±0,03 0,55±0,03	
	13 лет 1952—1964 гг.	распределения суммирования	0,055±0,003 0,075±0,002	0,050±0,003 0,069±0,002	0,56±0,01 0,56±0,01	0,54±0,02 0,55±0,01	
	14 лет 1952—1965 гг.	распределения суммирования	0,055±0,003 0,080±0,001	0,050±0,003 0,074±0,001	0,53±0,02 0,56±0,01	0,51±0,01 0,55±0,01	
	15 лет 1952—1966 гг.	распределения суммирования	0,064±0,006 0,090±0,001	0,057±0,006 0,080±0,002	0,50±0,02 0,51±0,00	0,47±0,02 0,49±0,01	
	16 лет 1952—1967 гг.	распределения суммирования	0,062±0,002 0,092±0,001	0,053±0,003 0,080±0,003	0,49±0,01 0,50±0,00	0,47±0,01 0,48±0,01	
	17 лет 1952—1968 гг.	распределения суммирования	0,067±0,002 0,103±0,001	0,055±0,003 0,085±0,003	0,48±0,01 0,50±0,00	0,46±0,01 0,47±0,01	
	7 лет 1962—1968 гг.	распределения суммирования	0,103±0,003 0,165±0,005	0,077±0,008 0,128±0,008	0,44±0,02 0,47±0,01	0,40±0,02 0,43±0,02	
	290 лет 1679—1968 гг.	распределения суммирования		0,057±0,003 0,083±0,001		0,51±0,00 0,52±0,00	
	15 лет 1953—1967 гг.	распределения суммирования		0,070±0,004 0,108±0,002	0,057±0,003 0,089±0,004	0,49±0,00 0,51±0,00	0,47±0,01 0,48±0,01

1	2	3
	15 лет 1951—1968 гг.  16 лет 1953—1968 гг.	распределения суммирования  распределения суммирования
Советская часть исследуемой территории 85600	16 лет 1952—1967 гг.  17 лет 1952—1968 гг.  129 лет 1840—1968 гг.	распределения суммирования  распределения суммирования  распределения суммирования
Армянская ССР 29800	16 лет 1952—1967 гг.  17 лет 1952—1968 гг.	распределения суммирования  распределения суммирования
Зарубежная часть исследуемой территории 191900	16 лет 1952—1967 гг.  17 лет 1952—1968 гг.  290 лет 1679—1968 гг.	распределения суммирования  распределения суммирования  распределения суммирования
Загезурский район 1000	0,24-5 лет 9/VI.1968 - - 31 VIII.1968 г.  1 год 9.VI.1968 - 9/VI.1969 г.	распределения суммирования  распределения суммирования

4	5	6	7
0,070±0,004 0,108±0,002 0,065±0,001 0,097±0,001	0,056±0,004 0,088±0,004 0,055±0,003 0,084±0,003	0,48±0,01 0,50±0,00 0,48±0,01 0,51±0,00	0,45±0,02 0,47±0,01 0,46±0,01 0,48±0,01
0,074±0,007 0,102±0,008 0,084±0,010 0,121±0,002	0,062±0,003 0,087±0,003 0,063±0,005 0,093±0,003 0,068±0,005 0,094±0,003	0,58±0,03 0,60±0,03 0,56±0,03 0,61±0,01	0,55±0,02 0,56±0,02 0,51±0,03 0,55±0,01 0,53±0,02 0,53±0,01
0,070±0,010 0,122±0,037 0,094±0,045 0,162±0,031	0,060±0,031 0,106±0,026 0,057±0,030 0,106±0,027	0,49±0,16 0,62±0,12 0,47±0,14 0,59±0,08	0,46±0,14 0,58±0,11 0,40±0,15 0,59±0,11
0,055±0,012 0,087±0,001 0,058±0,003 0,095±0,001	0,048±0,003 0,077±0,002 0,049±0,003 0,082±0,003 0,071±0,003 0,076±0,002	0,44±0,01 0,45±0,00 0,43±0,01 0,46±0,00	0,42±0,01 0,43±0,01 0,41±0,01 0,43±0,01 0,49±0,01 0,50±0,00
34,70±3,91 62,52±1,99 19,70±0,17 25,41±0,15		0,61±0,05 0,53±0,03 0,53±0,00 0,55±0,01	

Для построения графика повторяемости последующих толчков Загезурского землетрясения нами были использованы данные о последующих толчках, имеющих  $K=8,9, 10$  и  $11$ , зарегистрированных на сейсмической станции «Горис» и происшедших за период времени с 9 июня 1968 г. по 9 июня 1969 г. на площади в 1000 кв. км.

Учитывая, что, по всей вероятности, землетрясение 1 сентября 1968 г. является самостоятельным землетрясением, а не последующим толчком землетрясения 9 июня, нами был построен также график повторяемости последующих толчков для той же территории площадью 1000 кв. км. за период времени с 9 июня 1968 г. по 31 августа 1968 г., т. е. график повторяемости последующих толчков землетрясения 9 июня 1968 г.

При сопоставлении графиков повторяемости последующих толчков Загезурского землетрясения с графиком повторяемости для всей исследуемой территории за период времени с 1952 по 1968 гг., наблюдается возрастание углового коэффициента графика повторяемости последующих толчков Загезурского землетрясения 1968 г. по сравнению с графиком повторяемости для всей исследуемой территории.

Сравнение графиков повторяемости для отдельных районов изучаемой территории, а именно для советской и зарубежной частей, показывает, что наклон графика повторяемости в пространстве также изменяется. Для зарубежной части исследуемой территории известными сильными землетрясениями, наклон графика повторяемости получается меньше, чем для советской части исследуемой территории, где имеют место менее сильные землетрясения. Но здесь, по-видимому, сказывается также потеря некоторой информации о землетрясениях с  $K=10$  в зарубежной части исследуемой территории. Следовательно, полученные для всей территории значения  $\gamma$  являются пространственно осредненными.

С целью увеличения диапазона энергетических классов, используемых для графика повторяемости, нами построен также график повторяемости, где каждый энергетический класс  $K$  взят за один определенный период времени, в котором данный  $K$  является представителем. Как следует из таблицы 2, полученные из графика повторяемости, построено таким путем по данным наблюдений за 290 лет (с 1679—1968 гг.), значения  $\gamma$  равны 0,52 (по методу суммирования) и 0,51 (по методу распределения). Однако, такой подход к построению графиков повторяемости имеет также отрицательную сторону, заключающуюся, во-первых, в неточности при взятии периодов времени наблюдений для отдельных энергетических классов и, во-вторых, в принятии сейсмического режима стабильным за все историческое время.

В то же время график повторяемости, построенный за большой период времени и по высоким энергетическим классам, позволяет судить о максимально возможном землетрясении в данном регионе. Действительно, на графике повторяемости для всей исследуемой тер-

ритории, построенном по данным за 290 лет (рис. 1), наблюдается в правой части загиб книзу. Согласно этому графику, максимально возможным землетрясением для исследуемой территории является  $K_{\max} = 16$ . Однако, более точные и дифференцированные по площади исследуемой территории данные могут быть получены при построении карт максимально возможных землетрясений.

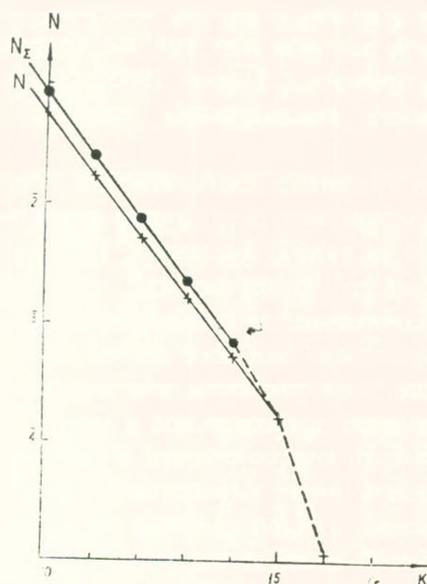


Рис. 1. График повторяемости землетрясений, построенный по данным за 290 лет (1679—1968 гг.).

Следующим параметром сейсмического режима является сейсмическая активность  $A$ . За единицу сейсмической активности нами принято среднее годовое число землетрясений с энергией, равной  $10^{10}$  дж, приходящееся на площадь 1000 кв. км. Определенные из графиков повторяемости значения  $A_{10}$  даны в столбцах 4 и 5 таблицы 2.

Для определения отклонений сейсмического режима исследуемой территории от долговременной средней сейсмичности служит, как известно, четвертый параметр сейсмического режима, а именно мера рассеяния повторяемости землетрясений [2, 3]. При значениях  $R$ , близких или равных единице, сейсмический процесс за изучаемый промежуток времени является стационарным. Если при этом для долговременного режима также  $R=1$ , то сейсмический режим за изучаемый промежуток времени является стационарным и нормальным.

Нами определены меры рассеяния повторяемости землетрясений для разных энергетических классов и соответствующие стандартные отклонения  $\sigma_{\bar{R}}$ . Для всех рассмотренных случаев определены также средние взвешенные значения меры рассеяния повторяемости  $\bar{R}$  и оценена стандартная ошибка определения этой величины  $\sigma_{\bar{R}}$ . При этом веса для мер рассеяния повторяемости землетрясений отдельных энер-

гетических классов были приняты равными обратной величине дисперсии  $R$  для данного  $K$ .

Среднее значения  $\bar{R}$  как для всей исследуемой территории, так и для отдельных ее частей за разные периоды времени наблюдений, при исключении из рассмотрения повторных толчков землетрясений, имеют примерно одинаковые значения в интервале от 1,0 до 1,4. В случае, если повторные толчки не исключены, значение  $\bar{R}$  несколько возрастает: до 1,6 для всей территории и до 2,4 для района Зангезурского землетрясения, где  $R$  определено по последующим толчкам этого землетрясения.

Средние значения  $\bar{R}$  использованы для вычисления теоретических времен  $t_k$ , необходимых для определения нормированной повторяемости землетрясений различных энергетических классов с погрешностью 10% при известных площади исследуемого района и значении сейсмической активности. При тех же условиях определены также значения времен  $t_0$ , необходимые для получения значений повторяемости  $N^*$  землетрясений разных энергетических классов по наблюдаемым данным. Результаты определений  $t_k$  и  $t_0$  представлены в виде графиков. В качестве примера на рис. 2 приводится такой график для всей исследуемой территории за 1952—1968 гг.

Изучен временной ход изменения параметров сейсмического режима территории Армении и прилегающих областей. С этой целью определены параметры сейсмического режима для различных периодов времени от 10 до 17 лет через каждый год и построены графики зависимости параметров режима от времени. Построены также графики вывобождения деформаций на исследуемой территории и проведено их сопоставление с графиками временного хода параметров сейсмического режима. Установлено, что максимальным значениям вывобожденных деформаций соответствуют резкие изменения в графиках временного хода параметров сейсмического режима.

Согласно графикам временного хода сейсмической активности  $A_{10}(t)$  и наклона графика повторяемости  $\Upsilon(t)$ , с увеличением периода времени наблюдений значение  $A_{10}$  увеличивается, а  $\Upsilon(t)$  уменьшается. Следовательно, между  $A$  и  $\Upsilon$  должна существовать обратная зависимость. С целью установления корреляционной зависимости между этими величинами, определенными по методам распределения и суммирования, построены графики корреляции между величинами  $A$  и  $\Upsilon$  для всей исследуемой территории Армении и прилегающих областей в случае, когда при определении  $A$  и  $\Upsilon$  повторные толчки исключены из рассмотрения и в случае, когда повторные толчки не исключены. Между величинами  $A_{10}$  и  $\Upsilon$  для указанных случаев имеет место тесная корреляционная линейная связь. Это подтверждается расчетами коэффициентов корреляции  $r_{\Upsilon A}$ , значения которых приводятся ниже вместе с уравнениями регрессии. Корреляционные зависимости между  $A$  и  $\Upsilon$  определены по способу наименьших квадратов и имеют вид

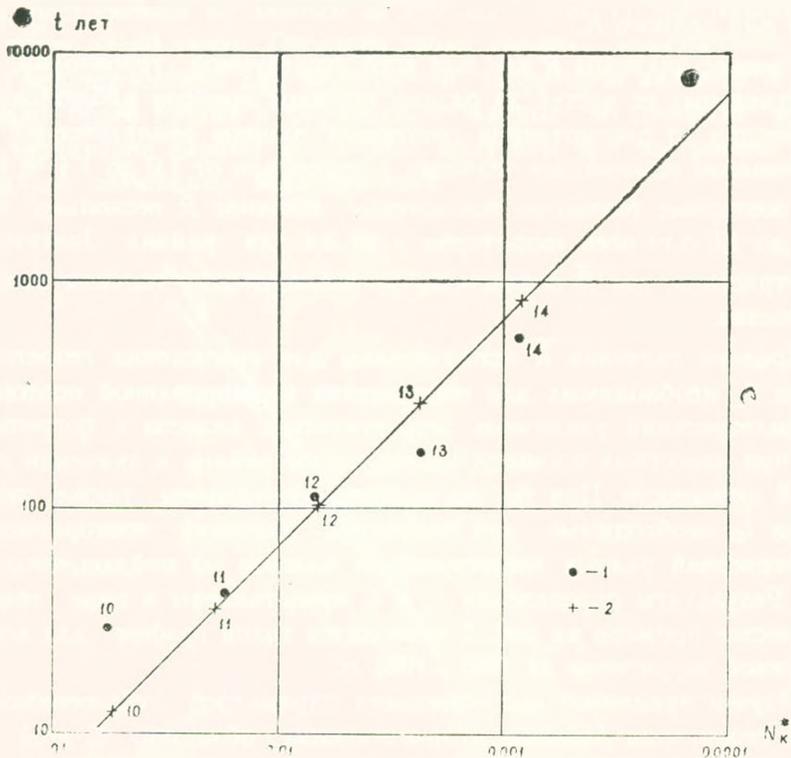


Рис. 2. График времени  $t$  наблюдений, необходимого для определения повторяемости  $N_x^*$  землетрясений с заданной точностью 10% для территории Армянского нагорья, построенный по данным за период времени с 1952–1968 гг. 1—наблюденные значения, 2—вычисленные значения.

прямых линий, уравнения которых для приведенных ниже четырех случаев выражаются следующим образом:

1. Повторные толчки не исключены.  $A$  и  $\Upsilon$  определены по методу распределения

$$A_{10} = 0,19 - 0,26 \gamma, \quad r_{\gamma A} = -0,50. \quad (7)$$

2. Повторные толчки не исключены.  $A$  и  $\Upsilon$  определены по методу суммирования

$$A_{10} = 0,35 - 0,51 \gamma, \quad r_{\gamma A} = -0,86. \quad (8)$$

3. Повторные толчки исключены.  $A$  и  $\Upsilon$  определены по методу распределения

$$A_{10} = 0,10 - 0,10 \gamma, \quad r_{\gamma A} = -0,74. \quad (9)$$

4. Повторные толчки исключены.  $A$  и  $\Upsilon$  определены по методу суммирования

$$A_{10} = 0,22 - 0,28 \gamma, \quad r_{\gamma A} = -0,80. \quad (10)$$

Таким образом для территории Армении и прилегающих областей определены главные параметры сейсмического режима и изучен временной ход изменения этих параметров.

В дальнейшем, при накоплении фактического материала, станет возможным детальное исследование сейсмического режима и его временного хода также для отдельных районов исследуемой территории.

Институт геофизики и  
инженерной сейсмологии  
АН Армянской ССР

Поступила 19. III. 1976.

Ե. Կ. ՊԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ԹԵԺԻՄԻ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Հոդվածում բերվում են Հայաստանի սեյսմիկ ռեժիմի պարամետրերի ստումնասիրման արդյունքները:

Հայկական լեռնաշխարհի տարածքի համար կառուցված են կրկնողության գրաֆիկներ և որոշված են  $\gamma$ ,  $\Lambda$  և  $K_{\max}$  արժեքները: Նշված տարածքի համար հաշվված են նաև  $R$  արժեքները:

Ստումնասիրված են Հայաստանի սեյսմիկ ռեժիմի պարամետրերի փոփոխությունները ժամանակի ընթացքում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Карапетян Н. К. Энергетическая характеристика землетрясений Армянского нагорья и Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, XXXVIII, № 2, 1964.
2. Ризниченко Ю. В. (ред). Методы детального изучения сейсмичности. Труды Института физики Земли АН СССР, № 9 (176), 1969.
3. Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима. Известия АН СССР, серия геофизич., № 9, 1958.

УДК 553.611.6

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. С. АВАКЯН

О ГЕНЕЗИСЕ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН  
НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ноемберянское месторождение бентонитовых глин расположено на северной окраине Армянской ССР, на стыке трех Закавказских республик. Южная граница месторождения протягивается в восточном направлении и расположена в 3 км к северо-востоку от с. Калача Ноемберянского района на территории Армянской ССР.

Северная же граница примыкает к Груз. ССР, она протягивается в юго-восточном направлении и к востоку переходит на территорию Азербайджанской ССР. Месторождение расположено среди верхнемеловых вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, занимает обширную площадь (30 кв. км) и тесно примыкает к цеолитовым породам, имея с ними постепенные переходы.

Месторождение в основном сложено разнообразными известняками и реже песчаниками (в виде маломощных линз) из осадочного комплекса пород, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туффитами, а также фельзитовыми, пепловыми и пемзовыми туфами из вулканогенного комплекса.

Как цеолиты (клиноцитолит и морденит), так и бентонитовые глины 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 зервые.

Цеолитовые породы в основном имеют голубые, светло-зеленые, реже-серые и светло-серые окраски и на расстоянии хорошо выделяются на белом фоне вмещающих известковых пород. Бентонитовые же глины имеют светло-голубые, желто-зеленые, серые, светло-серые до белесоватой окраски и иногда сливаются с вмещающими их известняками, туфонизвестняками и фельзитовыми туфами, становясь трудно отличимыми на расстоянии.

Морфологически бентонитовые глины представлены довольно выдержанными по мощности пластообразными телами (за исключением пластов, обнажающихся на дневной поверхности, часть которых размыва эрозией) с полоним падением на север—северо-восток, под углом 10—15°. Мощности отдельных пластов колеблются от 0,8 до нескольких десятков метров (до 150 и более метров). Количество плас-

тов бентонитовых глин на каждом участке доходит до 5—6 и более (до глубины 150 м вскрыты буровыми скважинами). Отдельные пласты распространяются на площади около 4 кв. км.

В результате геолого-петрографических исследований Ноемберянского месторождения выяснилось, что на всей территории распространения цеолитовых пород и бентонитовых глин не сохранились свежие разновидности материнских пород (шеллово-пемзовые туфы, туфонесчаники, 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 цеолитов. То, что на месторождении нет свежих материнских пород и их постепенных переходов в цеолитовые породы, оставляет много неясностей в процессе опознавания механизма превращения туфов в цеолиты; однако наличие переходов из цеолитизированных пород в бентонитовые глины (от слабо бентонитизированных до бентонитовых глин) позволяет опознавать все стадии этого превращения.

Превращение шеллово-пемзовых туфов в цеолитовые породы, т. е. их цеолитизация, протекало, по-видимому, путем гидратации и девитрификации (раскристаллизации) вулканического стекла, без заметного нарушения структурно-текстурных особенностей первичной породы и поэтому, по всей вероятности, прежние исследователи района, в том числе и И. Х. Петросов и П. П. Цамерян [1] не обнаружили цеолитизацию. Бентонитизация иногда проходила с интенсивным разложением вулканического стекла, нарушением сплошности материнских пород, до потери реликтовой шелловой структуры и с интенсивным выносом некоторых породообразующих окислов. Однако, в большинстве бентонитовых глин тоже сохраняют реликтовую структуру материнских пород, что позволяет не только распознавать процесс бентонитизации, но и выделять, даже макроскопически, бентониты по типам их материнских пород. Последнее обстоятельство имеет большое практическое значение в том смысле, что в процессе полевых работ можно будет выделить наиболее перспективный в промышленном отношении участок, зная, что бентониты, образовавшиеся за счет пемзовых и туфовых туфов, более перспективны, чем те, которые образовались за счет туфонесчаников, туфобрекчии и др.

Слабо бентонитизированные породы сохраняют реликты структуры первичных материнских цеолитизированных пород. Цеолитизация охватывает центральные части шелловых частиц и осколков стекла, а периферийные зоны заняты яркочастиризующим монтмориллонитом. Ширина монтмориллонитовой каемки находится в прямой зависимости от интенсивности изменения (бентонитизации). Монтмориллонитовая каемка увеличивается от краев к центру, как-то разъедая цеолиты и замещая их. Это обстоятельство, наряду с рядом фактов (они будут приведены ниже), вопреки имеющимся и укоренившимся представлениям, что переход вулканического стекла в цеолиты про-

текает через промежуточный продукт—монтмориллонит, 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. Однако это вовсе не означает, что эта стабильность строго соблюдается на всей территории месторождения и распространяется на все пласты и горизонты бентонитовых глин.

Бентониты Ноемберянского месторождения относятся к вулканогенно-осадочному генетическому типу, образовались путем подводного преобразования вулканических пеплов и других кислых (липаритовые-липарито-дацитовые) широкластических пород верхнемелового возраста (в основном верхний сантон-нижний кампан).

Во время накопления широкластического материала верхнемеловое море отличалось повышенной щелочностью ( $\text{pH} \geq 10$ ) и нормальной соленостью. О таком режиме свидетельствуют преобразования кислого вулканического стекла и других широкластических материалов в цеолиты (клиноптилолит и морденит—продукты заведомо щелочной среды), отсутствие значительных концентраций минералов среды повышенной солености и др.

Весь механизм преобразования широкластического материала в цеолиты, а после—в бентониты (монтмориллонит) нам представляется следующим образом: диагнейз (гидратация и раскристаллизация) вулканического стекла происходил сразу же после их отложения или выпадения в морской бассейне. Особенно интенсивно гидратируются вулканические пеплы, тонкие частицы которых долго продерживаются во взвешенном состоянии и в иловом осадке интерстициальные воды сохраняют в неподвижном состоянии. 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. Отметим это Р. Л. Хей [3] отмечает: «Как высокие значения  $\text{pH}$ , так и высокая соленость водной среды благоприятствуют быстрой реакции вулканического стекла с образованием цеолитов».

Временами, вслед за извержением вулканогенных пород, в морской бассейне 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 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 [2] отмечают: «При понижении pH растворов область цеолитов сменяется областью минералов со слоистой структурой—глин и слюд...»

Если цеолитизация вулканогенного материала происходит в закрытой или почти закрытой системе под воздействием застойных межпоровых вод, замещаемых из морской 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 широкластоны (немзавые туфы и туфобрекчии) в преобладающем большинстве превращены в бентониты, чем цеолиты (по этим породам, через крупные, сообщающиеся между собой пустоты, все время циркулировали интерстициальные воды и выносили за пределы широкластонов растворенные породообразующие компоненты).

Таким образом, цеолиты Нюемберянского 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).

Пересчетами окисно-объемным методом установлено, что в процессе бентонитизации из цеолитовых пород были вынесены: 224 кг/м<sup>3</sup> кремнезема, или около 17% всего его количества; 25 кг/м<sup>3</sup> глинозема, или 11% всего его количества и 8 кг/м<sup>3</sup> окиси железа, или 26% всего его количества. Эти цифры указывают, что значение pH морской воды в верхнемеловое время было в пределах 9. Однако, усиленно растворения кремнезема из широкластических пород во многом способствовало поступление ионов  $Mg^{2+}$  с гидротермальными растворами, что доказывается привнесом MgO в бентониты в количестве около 1 кг/м<sup>3</sup> (табл. 1).

На Нюемберянском 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 находятся в прямой зависимости от мощности подстилающих бентонитовых глин. Наряду с этим, над пластами цеолитовых пород окремнение выражено либо очень слабо, либо вообще отсутствует.

Вышеописанное обстоятельство приводит нас к заключению, что источником кремнезема, в основном, являются бентонитизированные туфы, из которых в процессе бентонитизации был вынесен излишек кремнезема (224 кг/м<sup>3</sup>).

Таблица 1

Изменение количества окислов в цеолитовых породах Поёмберянского месторождения в процессе их бентонитизации

Окислы	Цеолитовые породы с объемным весом 1,97 т/м <sup>3</sup>		Цеолито-бентонитовые породы с объем. весом 1,75 т/м <sup>3</sup>		± приривнос — вынос (в т) (гр. 5—3)	Бентониты с объемным весом 1,67 т/м <sup>3</sup>		± приривнос — вынос (гр. 8—5) (в т)	± приривнос — вынос (гр. 8—3) (в т)
	содерж. в весовых %	колич. окисл. в 1 м в тн	содерж. в весовых %	колич. окисл. в 1 м <sup>3</sup> (в тн)		содерж. в весов %	колич. окисл. в 1 м <sup>3</sup> (в т)		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	66,18	1,304	65,30	1,143	-0,161	64,69	1,080	-0,063	-0,224
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,41	0,255	11,67	0,204	-0,021	12,00	0,200	-0,004	-0,025
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub> O	1,85	0,036	2,15	0,038	+0,002	1,34	0,022	-0,016	-0,014
Na <sub>2</sub> O	1,57	0,031	1,52	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

Механизм же осаждения кремнезема в перекрывающих известковых породах нам представляется следующим образом: растворенный из вулканогенных пород кремнезем при бентонитизации удерживается в растворе (вследствии 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 выносятся из вулканогенных пород параллельно с выносом кремнезема.

После завершения вулканогенного осадконакопления в морском бассейне активизируются ионы  $Ca^{2+}$ , которые и способствуют осаждению кремнезема. В первый период активизации иона  $Ca^{2+}$ , когда все количество растворенного кремнезема еще находится в растворе, происходит обильное выпадение кремнезема параллельно с карбонатообразованием (однако с преобладанием кремния над карбонатом); и после, в связи с уменьшением количества растворенного кремнезема, постепенно уменьшается его же количество в осадке и, вверх по разрезу, сводится на нет.

Таким образом, диагенез вулканического стекла в верхнемеловом морском бассейне с образованием Ноемберянского месторождения бентонитовых глин протекал по двум схемам:

1) вулканическое стекло + вода → цеолиты (клиногипсолит + морденит); после образования цеолитов процесс диагенетического метасоматизма углубляется: цеолит + вода +  $Mg^{2+}$  → монтмориллонит + кремнезем в перекрывающих бентониты слоях карбонатных пород и металл-ионы в растворе;

2) вулканическое стекло + вода +  $Mg^{2+}$  → монтмориллонит + кремнезем в перекрывающих бентониты карбонатных породах и металл-ионы в растворе.

Управление геологии  
Совета Министров  
Армянской ССР

Поступила 30 VIII.1974.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Петросов Н. А., Чамерян П. П. Вещественный состав и условия образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений Армянской ССР. Издательство АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
2. Сендеров Э. Э., Литаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. «Наука», М., 1970.
3. Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks, Geol. Soc. Am. Spec. Papers, №. 87, 1966

РЕЦЕНЗИЯ

на книгу М. А. Фаворской, И. Н. Томсона, В. А. Баскиной,  
И. К. Волчанской, О. П. Поляковой «Глобальные закономерности  
размещения крупных рудных месторождений»<sup>1</sup>

Рецензируемая коллективная работа, выполненная под редакцией М. А. Фаворской и И. Н. Томсона—известных ученых в области петрологии и металлогении, представляет собой монографию, в которой обобщен многолетний опыт личных исследований авторов, главным образом в восточных рудных районах СССР, с привлечением данных по ряду зарубежных стран и широким использованием отечественной и иностранной литературы.

Работа посвящена весьма актуальной проблеме закономерностей размещения в земной коре крупных рудных месторождений и рудных регионов, обеспечивающих значительную долю мировой добычи металлов; при этом авторы совершенно правомерно отводят решающую роль в локализации крупных скоплений руд эндогенного генезиса факторам структурного и магматического характера.

В работе обоснованы специфические условия возникновения крупных и уникальных по размерам рудных узлов и их связь с глубинными источниками вещества и энергии. Подчеркивается особое значение систем блоков и зон нарушений, получивших название «рудоконцентрирующих», имеющих глобальный характер и прослеживающихся из пределов континентов на дне прилегающих к ним океанов и морей.

Таким образом обосновывается планетарный характер рудоконцентрирующих структур и намечаются пути изучения металлогении океанов, что существенно расширяет общие перспективы рудоносности Земли.

На примере Забайкалья и Дальнего Востока, лучше всего знакомых авторам, с привлечением обширных материалов по Канаде и Аляске, США, Ю. Америке, Ю. Африке и зоны Средиземноморья устанавливаются важнейшие особенности строения, магматизма и рудоносности зон линейментов и сквозных структур, имеющих рудоконцентрирующее значение. Особое значение придается узлам пересечений разнонаправленных систем линейментов, служивших в течение длительных периодов зонами и очагами повышенной проницаемости для магмы и связанной с ней эндогенной минерализации.

---

<sup>1</sup> Изд-во «Недра», 1974, 193 стр.

Уникальные и крупные скопления рудного вещества в земной коре рассматриваются как геохимические аномалии—индикаторы глубинной тектоники и магматических очагов. Представления авторов подкреплены краткими, но содержательными описаниями особенностей строения и магматизма отдельных районов крупных концентраций руд и хорошо иллюстрируются графически (45 рисунков).

По содержанию и стилю изложения работа рассчитана на широкий круг геологов, занятых проблемами металлогении, поисками и разведкой эндогенных месторождений.

Переходя к более детальному разбору представленной работы и нашим замечаниям по ней, следует отметить, что авторами рассмотрены не только особенности тектонического строения и магматизма, но также геофизические, морфоструктурные и др. признаки рудоконцентрирующих структур и узлов длительной эндогенной активности, что делает более обоснованным вывод об их связи с подкоровыми оболочками Земли и глобальном характере установленных закономерностей. Результаты этого разбора показали удивительную устойчивость основных закономерностей размещения уникальных и крупных рудных узлов эндогенной минерализации, что позволяет предполагать единство причин их возникновения.

Авторы полагают, что закономерности размещения глобальных геохимических аномалий не могут быть сейчас уверенно установлены, поскольку мы еще мало знаем о характеристике их размещения на дне океанов.

При характеристике Восточно-Забайкальской рудной провинции правильно подчеркивается важная роль Калчакинско-Дарасунской сквозной рудоконцентрирующей структуры в локализации оруденения различных рудных формаций; здесь интересно было-бы дополнительно рассмотреть возрастное соотношение скарновой и грейзеновой минерализаций и вопрос о связи Балейского типа оруденения с магматизмом.

Для Дальневосточного рудного района (Сихотэ-Алиня) подчеркивается приуроченность крупных месторождений к местам пересечения широтных зон с меридиональными структурами и пространственное совпадение крупных месторождений с сериями даек (Тифудзин, Кавалеровский рудный район и др.).

Достаточно подробно рассмотрены авторами закономерности размещения крупных районов Канады и Аляски; здесь подчеркивается приуроченность крупных концентраций металлов к узлам пересечения широтных линейментов в архейском фундаменте щита с меридиональными зонами нарушений. И те, и другие неоднократно активизировались и контролировали магматизм и оруденение.

При описании Аляски и Канадских Кордильер четко разграничены мезозойские структуры и интрузивы от альпийских и, соответственно, минерализация разного возраста.

К такого же типа узлам пересечений широтных глубинных линейментов с поперечными нарушениями приурочены крупные рудные районы США с различным (Pb—Zn, Cu, Au, Mo, W, TR) оруденением весьма различного возраста—докембрийского, девон-карбонového, мезозойского и третичного.

В этом разделе, основываясь на решающем значении структурного контроля для таких рудных районов как Тристейт-Миссури, Иллинойс-Кентукки, Юта-Колорадо следовало этим аргументом подкрепить представления об эндогенном генезисе руд этих районов.

Оруденение в пределах Южной Америки и, в первую очередь, крупные и уникальные по масштабу месторождения и рудные узлы приурочены к местам пересечения меридиональных и широтных разломов, секущих как платформу, так и складчато-глыбовые сооружения Анд.

Для Южной Африки подчеркивается главное значение меридионального линеймента вдоль 31-го меридиана, в пересечении которого широтными и диагональными зонами нарушений расположены крупные рудные районы с золотом, платиной, алмазами, хромитом, асбестом, сурьмой, медью, свинцом и цинком и др.

Контроль месторождений повсеместно структурно-магматический. Можно только высказать сомнение в правомерности отнесения к этой же группе Витватерсранда, представляющего древнюю метаморфизованную россыпь с золото-урановым оруденением архейского возраста.

Для Западной Европы и Африки подчеркивается решающее значение меридиональных линейментов, но признается также рудоконтролирующая роль широтных (Корнуолл и др.).

Переходя к общей оценке рецензируемой книги, надо отметить ее большую теоретическую ценность и научную оригинальность и вместе с тем практическое значение.

Установленные авторами закономерности в размещении крупных скопления полезных ископаемых несомненно хорошо обоснованы и открывают значительные перспективы обнаружения новых рудных районов как на континентах, так и в акваториях морей и океанов, омывающих сушу.

Рудоконцентрирующие структуры типа долгоживущих линейментов и сквозных ортогональных нарушений, узлы пересечения глобальных структур различного направления были местами интенсификации рудного процесса и концентрации полезных ископаемых, обусловленных притоком эндогенных потоков тепла и вещества из глубинной мантийной зоны.

Наши небольшие редакционного характера замечания несколько не умаляют большой ценности этой работы, которая соответствует современному состоянию науки в данной области, весьма актуальна и закрепит приоритет советской науки в разработке важнейших проблем металлогении.

И. Г. МАГАКЬЯН  
академик АН  
Армянской ССР

## РЕЦЕНЗИИ

РЕЦЕНЗИЯ НА «ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ»<sup>1</sup>

Геологические науки прошли в два последние десятилетия достойную внимания стадию развития. Утонченные физические, химические и математические методы, с одной стороны, расширение интенсивных геологических исследований в доселе мало знакомых областях—с другой стороны, были предпосылками для приумножения науки, которое в своей полноте и многообразии едва может быть обозрено. Поэтому следует приветствовать каждое усилие лексически привести в порядок возникающую при этом терминологическую специализацию на возможно широком интернациональном базисе. С особым интересом рассматривается в этом аспекте опубликованное ВСЕГЕИ в Ленинграде второе издание геологического словаря.

Его задачей является—«дать отвечающие нынешнему положению геологических наук определения таких терминов, понятий и названий, которые используют работающие в различных областях геологии—будь это на практике, при теоретических исследованиях или учебе, а также встречаемые ими в специальной литературе».

Опубликованный в двух томах труд больше чем только пополненная переработка первого издания. Объем с 21000 заглавными словами расширен почти вдвое; из 27 изложенных дисциплин значительная часть вновь составлена, как, например, математическая геология, морская геология, петрохимия, геохимия нефти, петрофизика, изотопная геология, абсолютная геохронология. Другие области геонаук, как металлогения или сведения о полезных ископаемых, о которых в первом издании едва упомянуто в пяти ссылочных и 10 заглавных словах, в представленном издании замещены 200/600 наименованиями. В таком же положении геофизика, которая в результате глубокой разведки земных недр значительно расширила свое содержание. На немногих примерах можно показать значительное увеличение новых понятий, равным образом для таких широко разветвленных дисциплин как тектоника, литология и геохимия.

По своему значению в общем комплексе геонаук все термины расчленены на пять групп с соответствующим подробным описанием, причем понятия общего значения, как Земля, Геосинклиналь, Плита, Фация и другие описаны в объеме до 4 страниц, б. ч. энциклопедически подробно с включением их истории. Пояснительная графика не приводится.

<sup>1</sup> Авторский коллектив. В двух томах. Изд-во «Недра»; 1973 г. Том I—486 стр., том II—456 стр.

Определения даны по интернациональному состоянию знаний на 1 января 1971 г., причем в определенных областях, например, металлогении, петрографических и других классификациях, естественно, обращено большее внимание на результаты советских исследований.

Лексическая и редакторская обработка труда произведена коллективом из 200 квалифицированных авторов всех разделов геонауки. ВСЕГЕН, как издателю, и академику, профессору К. Н. Паффенгольцу, как ответственному редактору, надлежит неограниченное признание за этот весьма достойный труд.

H. J. TESCHKE

Zeitschrift geol. Wiss.  
Berlin 3 (1975) 11.S.1497.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

ВСЕСОЮЗНЫЙ СИМПОЗИУМ «МЕТАСОМАТИЗМ И  
КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ»

21—25 октября 1975 г. в г. Ереване проходил симпозиум «Метасоматизм и колчеданное оруденение», созданный по инициативе ОНЗ и Института геологических наук АН Арм. ССР при участии Кавказского института минерального сырья и Армянского геологического управления.

На совещании участвовало 180 человек, в том числе 80 из различных городов и рудных районов СССР.

Симпозиум открыл директор ИГи АН Арм. ССР член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Аслanian, отметивший актуальность базисно-привязанной проблемы в условиях Армянской ССР как в научном, так и в практическом отношении.

Во вступительном слове председатель оргкомитета, действительный член АН Арм. ССР И. Г. Магакьян остановился на многообразии геологической обстановки колчеданных месторождений земного шара, указав, что подавляющая часть колчеданных месторождений генетически связана с корневыми частями вулканических аппаратов и малыми субвулканическими интрузиями. И. Г. Магакьян зачитал также приветствие академика Д. С. Коржинского к участникам и организаторам симпозиума.

К симпозиуму опубликованы материалы «Метасоматизм и колчеданное оруденение», содержащие тезисы 58 докладов, значительная часть которых была представлена методом демонстрационной информации.

В докладе Д. И. Горжевского, В. Б. Чеквадзе и И. В. Крейтер «История геологического развития и метасоматические формации колчеданно-полиметаллических провинций» на основании формационной принадлежности метасоматитов выделены два типа колчеданно-полиметаллических провинций. При этом они рассматривают полихронное появление колчеданно-полиметаллической минерализации.

В. Г. Гогяшвили совместно с Т. Ш. Гогяшвили и И. П. Ратман сделали доклад «Вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Малого Кавказа в свете геолого-петрологических особенностей околорудных изменений». Авторы пришли к выводу о единстве серно-медно-полиметаллического и баритового оруденения, которое сопряжено с метасоматитами. Указанные последователи колчеданное оруденение считают послекладчатым и придают большое значение геологической среде.

Г. А. Саркисян с соавторами С. О. Ачикгезяном, Э. М. Налбандяном, К. М. Мурадяном в докладе «Метасоматические формации колчеданноносных зон Армянской ССР» выделил пять типов метаморфизма.

В двух разновозрастных эвгеосинклинальных зонах (Сомхего-Кафанской и Севано-Акеринской) проявляется многоэтапное колчеданное оруденение, парагенетически связанное с заключительными стадиями развития очагов раннегеосинклинального вулканизма.

Л. Г. Злотник-Хаткевич от своего имени и от имени М. Б. Бородаевской, С. Т. Агеева, М. И. Вахрушева доложил «Высокотемпературные метасоматиты зон региональных разломов на Южном Урале и их соотношение с колчеданным оруденением». Докладчики полагают, что высокотемпературные метасоматиты, вмещающие ряд месторождений и проявлений, имеют общий источник питания с гранитоидами. Однако впоследствии они осложнены и перекристаллизованы.

Л. Н. Овчинников и Э. И. Баранов в докладе: «Связь эндогенных геохимических ореолов с околорудными метасоматитами на колчеданных месторождениях» показали тесную связь геохимических ореолов с околорудными метасоматитами на колчеданных месторождениях. Они на целом ряде примеров убедительно доказали синметасоматическую природу подрудных и надрудных геохимических ореолов.

Г. М. Заридзе в докладе «Магматизм, метасоматизм, медноколчеданная и полиметаллическая минерализация» на примере Грузии изложил данные, по которым следует, что медное оруденение формировалось в период вулканической деятельности, а полиметаллическое является послепитрузивным.

Ю. А. Долгов, И. П. Щербань, Г. А. Боровикова, И. А. Гибшер в докладе «Физико-химические условия образования главнейших формаций метасоматитов колчеданно-полиметаллических месторождений по термодинамическим и термобарометрическим данным (на примере Рудного Алтая и Саяна)» выделили четыре метасоматические формации: антофиллитовые; кварцевые, кварц-серпичитовые и сопряженные с ними хлоритовые и тальковые; листовито-барезитов; аргиллизитов. Привели конкретные физико-химические параметры их формирования.

В докладе Б. С. Вартапетяна «Геологические условия формирования колчеданного оруденения Армении» подчеркивалось, что в условиях Армении колчеданное оруденение вместе с трещинными гранитоидными интрузивами приурочено к издымающимся частям крупных антиклинальных поднятий.

О взаимоотношениях метасоматитов, тектонических нарушений, магматических пород и колчеданного оруденения сообщил в докладе «Метасоматиты и оруденение колчеданных месторождений на примере Кафанского рудного поля» А. Г. Казарян, показавший распределение оруденения и метасоматитов по всему геологическому разрезу и в интрузивных образованиях.

Э. А. Хачатурян, Св. С. Мкртчян в докладе «О поведении некоторых рудных компонентов в процессе гидротермального изменения вмещающих пород (на примере колчеданных месторождений северной части Армянской ССР)» показали, что устанавливается корреляция

между составом рудных элементов и типом изменения вмещающих пород.

В докладе А. Д. Каипова «Общая геолого-метасоматическая модель формирования месторождений зон базальтоидных вулканогенных формаций» было показано, что в связи с многоэтапностью вулканизма появляется многократность метаморфических и метасоматических процессов. Выделены два типа метасоматической зональности—синвулканическая концентрическая и поствулканическая линейно-трещинная.

В докладе Г. Н. Ишеничного «Взаимосвязь характера окolorудных гидротермально-метасоматических изменений и вещественного состава руд на месторождениях колчеданной формации Южного Урала» наряду с тем, что выделены «сквозные» типы окolorудных изменений, выявлена тесная пространственно-парагенетическая связь отдельных типов окolorудных изменений с определенными стадиями рудообразования.

Под названием «Условия локализации рудных тел и зональность колчеданных месторождений Урала» сделали доклад И. С. Вахромеев, В. П. Клемиш, К. А. Уразаев, А. К. Тимергазина. Они указали на тесную пространственную связь колчеданного оруденения с дорудными субвулканическими порфирами. Установлена единая вертикальная зональность оруденения от серноколчеданных к медноколчеданным, медисто-цинковистым и цинковистым колчеданам.

В. Т. Кушев, В. Е. Руденко, Ю. Л. Руденко в докладе «Метасоматические процессы в колчеданном рудообразовании и их отношение к региональному метаморфизму» на примерах Карелии и Сев. Прибайкалья показали, что условия формирования колчеданных и полиметаллических месторождений определяются процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Метасоматизм и колчеданное оруденение, залегающее в метаморфических породах, могут быть обусловлены действием метаморфогенных растворов, сформированных на глубине.

Были прослушаны также два доклада на экспериментальную тематику.

В докладе А. М. Масаловича «Экспериментальная модель колчеданного рудообразования» произведена реставрация состава гидротермального рудообразующего раствора с использованием литературных данных, приводящая к обоснованию взглядов К. Н. Феннера о формах транспортировки металлов. Подтверждается механизм зонального отложения минералов, а с учетом представлений о дискретности кристаллизации минералов из компонентов и импульсное приращение кислотности в области особых температурных точек воды, приведших к вскрытию дополнительных механизмов, определяющих возникновение «опережающей волны кислотности».

В докладе А. Л. Павлова «Термодинамические аспекты колчеданного рудообразования» рассматриваются сульфидные комплексы металлов, разложение которых при самопроизвольном росте кислот-

ности растворов обеспечивает зональное отложение рудного вещества и зон измененных пород. Докладчик обратил внимание участников совещания на особую роль окиси углерода (СО) в переносе и отложении рудного вещества при колчеданном оруденении. Основные положения гипотезы были подкреплены результатами термодинамических расчетов.

Большой интерес вызвал ряд докладов, представленных методом демонстрационной графики.

Особый интерес представил в этом аспекте доклад А. А. Арустамова, А. В. Потехи и И. Л. Фишмана «Закономерности пространственного размещения различных типов зеленокаменных пород и околорудных образований в колчеданносных районах Чингиза и Мугоджар» и др.

В прениях выступили В. Н. Когляр, Г. И. Щерба, Ф. П. Буслаев, Ю. А. Долгов, П. П. Щербань, С. И. Турченко, А. И. Карапетян, Д. И. Горжевский, А. Т. Аслаян, Б. С. Вартапетян, В. А. Кузнецов, А. Г. Казарян и Л. И. Овчинников.

Кроме частных замечаний, которые были сделаны некоторым докладчикам, выступавшие остановились на дискуссионных вопросах по проблеме формирования колчеданных руд: в части соотношения даек и оруденения, вертикального размаха оруденения, связи оруденения с магматизмом и др.

Симпозиум принял решение, в котором предусматриваются конкретные вопросы по разработке и совершенствованию преемственной проблемы. К ним относятся детальное изучение «площадных и особенно локальных околорудных измененных пород с целью установления места их во времени и пространстве по отношению к колчеданной минерализации, сравнительное изучение околорудных и близорудных метасоматитов. Рекомендуется усиление работ по абсолютной геохронологии, термодинамическим и термобариметрическим исследованиям в связи с околорудным метасоматизмом и др.

Отмечается важность организации экспериментальных работ по моделированию процессов образования колчеданных руд и метасоматитов. Важнейшей задачей является также продолжение разработки надежных критериев для поисков колчеданных руд с учетом данных по зональности метасоматитов и руд, степени продуктивности метасоматитов и эндогенных геохимических ореолов. Все это может получить более обоснованное разрешение при проведении совместных тематических исследований геологических организаций различных регионов. В связи с этим решено просить ООН АН СССР, союзных республик и Министерства геологии СССР предусмотреть в тематических планах геологических институтов организацию совместных исследований в пределах колчеданносных регионов Союза.

Целесообразно проведение совместных работ также с зарубежными геологами (НР Болгарии, СФР Югославии, Швеции, Японии, Канады, Австралии и др.).

Предлагается созыв очередного симпозиума «Метасоматизм и колчеданное оруденение» в 1979 г. в Алма-Ате с посещением алтайских колчеданных месторождений.

Совещание отмечает положительное значение инициативы ИГН АН Армянской ССР и ОНЗ в созыве Всесоюзного симпозиума по метасоматизму и колчеданному оруденению и большую работу по организации и проведению симпозиума в Ереване.

Участники симпозиума вечером 23 октября выехали на экскурсии: 1) Кафан—Каджаран и 2) Маднеули.

А. Г. КАЗАРЯН

кандидат геолого-минералогических наук.

