

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ Երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Է. Ա. Խաչատրյան
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ա. Ս. Ֆարամազյան

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, Երկր.- հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Գ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դավթանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կապանյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Գ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մազաթյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքեթյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Ա. Ն. Քաչարյան:

Պատասխանատու թարգմանիչ՝ Է. Ա. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян.
Зам. отв. редактора канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян.

Члены: канд. геол.-мин. наук В. П. Асратян, чл.-корр. АН Арм. ССР
А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. М. Ванцян, чл.-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Н. И. Долуханова, докт. техн. наук Б. К. Карапетян, докт. геол.-мин. наук А. Е. Кочарян, академик АН АрмССР И. Г. Магакьян, канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, докт. техн. наук Г. И. Тер-Степанян.

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բաբեկամյան 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Багехамутян, 24.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

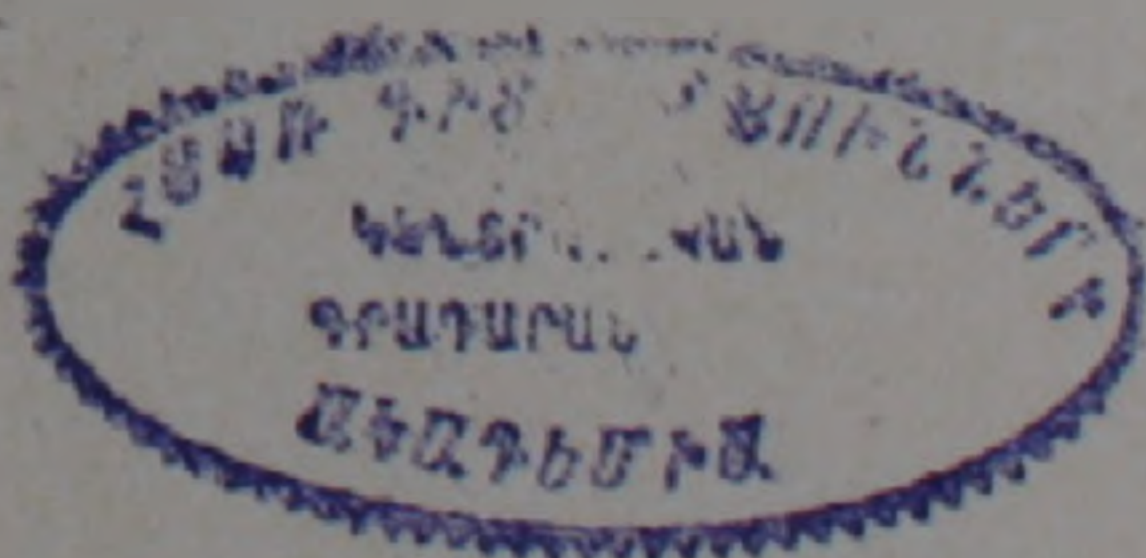
№ 2	том XXVI	1973
-----	----------	------

СОДЕРЖАНИЕ

П. М. Асланян. Палеогеновые моллюски северной части Армянской ССР	3
Л. Б. Нагапетян. К вопросу о генезисе долеритовых лав Лорийского плато	14
Л. Н. Гриненко, С. А. Зограбян, А. Г. Севунц. } о баритовой минерализации на Алавердской группе месторождений	19
Г. Б. Межлумян. Сравнительная характеристика титансмагнетитовых руд Кама- карского и Сваранцкого месторождений	24
Ш. О. Амирян. Классификация золоторудных месторождений Армянской ССР и их общая характеристика	35
В. О. Пароникян. К генезису Привольненского свинцово-цинкового месторождения	42
Г. А. Амбарцумян. Закономерности пространственного размещения оруденения в Кафанском рудном поле	52
Б. К. Карапетян, С. С. Симонян. Результаты исследования взаимодействия между основанием и фундаментом зданий в натуре при сейсмических ко- лебаниях	60
Д. С. Григорян. Об оценке перспектив Абовянского железорудного месторожде- ния по данным магнитной съемки	67
Д. Р. Назаретян. Почвенные исследования В. В. Докучаева на Армянском нагорье Памяти выдающегося ученого (К 80-летию академика АН Арм. ССР И. В. Егна- зарова)	80
Александр Петрович Демехин	83
Памяти учителя	86

Научная хроника

Т. А. Авакян, В. В. Лакунц. Выездная сессия НТС Министерства геологии СССР и Научного совета по рудообразованию АН СССР	88
Э. А. Хачатурян, Э. Г. Малхасян. Эволюция вулканизма в истории Земли	90



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 2

Հատոր XXVI

1975

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Պ. Մ. Ասլանյան. Հայկական ՍՍՀ հյուսիսային մասի պալեոգենի փափկամորթները	3
Լ. Բ. Նահապետյան. Հողմա բարձրավանդակի ղուերիտային լավանների ծագման հարցի վերաբերյալ	14
Ղ. Ն. Գրինենկո, Ս. Ա. Զոհրաբյան, <u>Ա. Գ. Սևուկ</u> . Բարիտի հանքայնացումն Ալավերդու խմբի հանքավայրերում	19
Գ. Բ. Մեմլուվյան. Կամաքարի և Սվարանցի տիտանամագնետիտային հանքանյութերի համաժառանգական բնութագիրը	24
Շ. Հ. Ամիրյան. Հայկական ՍՍՀ ոսկու հանքավայրերի դասակարգումը և նրանց բնականորեն բնութագիրը	35
Վ. Հ. Պարունիկյան. Պրիվոլնոյե կապար-ցինկի հանքավայրի ծագման վերաբերյալ	42
Գ. Ա. Համբարձումյան. Հանքայնացման տարածական տեղաբաշխման օրինաչափությունները Ղափանի հանքային դաշտում	52
Բ. Կ. Կարապետյան, Ս. Ս. Սիմոնյան. Սեյսմիկ տատանումների ժամանակ գրունտի և կառուցվածքի միջև փոխներգործության ուսումնասիրման արդյունքները	60
Գ. Ս. Գրիգորյան. լկրովյանի երկաթի հանքավայրի հեռանկարների գնահատումը մագնիսական հանույթի տվյալներով	67
Դ. Ս. Նազարեթյան. Վ. Վ. Դոկուչանի հողագիտական ուսումնասիրությունները Հայկական լեռնաշխարհում	71
Ականավոր գիտնականի հիշատակին (ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Ի. Վ. Նդիազարովի 80-ամյակի առթիվ)	80
Ալեքսանդր Պետրովիչ Դեմյոխին	83
Ուսուցչի հիշատակին	86

ԳԻՏԱԿԱՆ, ԽՐՈՆԻԿԱԼ

Թ. Ա. Ավագյան, Վ. Վ. Բակունց. ՍՍՀՄ երկրաբանության միեկամտության ԳՏԽ-ի և ՍՍՀՄ ԳԱ հանքառաջացման գծով գիտական խորհրդի արտագնաց նստաշրջանը	88
Է. Ա. Խաչատրյան, Է. Գ. Մալխասյան. Հրաբխականության էվոլյուցիան Երկրի պատմության մեջ	90

УДК 564.1.564.3

П. М. АСЛАНЯН

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ МОЛЛЮСКИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
АРМЯНСКОЙ ССР

Изучению палеогеновой конхилиофауны северной части Армянской ССР уделено сравнительно меньше внимания, чем таковым южной и юго-западной частей Армянской ССР. До сих пор имеются лишь отдельные эпизодические определения конхилиофауны северной части Армянской ССР. Полевые работы и составление разрезов палеогена, произведенные нами за последние годы совместно с С. М. Григорян и О. А. Саркисяном, позволили намного расширить видовой состав конхилиофауны и нуммулитов из палеогеновых отложений бассейна р. Марцигет (Туманянский район, сс. Шамут, Атан), Дилижанского и Степанаванского районов (кочевка Туманян, сс. Арманис и Гергер) и района Калинино (с. Шахназар).

В настоящей статье дается краткое описание лишь некоторых форм моллюсков, описанных нами из перечисленных районов, а опубликование всех форм моллюсков палеогена Северной Армении—задача последующих лет. В этой статье описываются лишь следующие виды: *Codakia concentrica* (Lamk.), *Chama granulosa* Arch., *Crassatella fuchs*, Slodk., *Arca distintissima* Mayer, *Arca biangula* Lamk., *Chlamys stepanavanensis* nov. sp. Aslanjan, *Spondylus rarispinus* Desh., *Lentidium triangulum* (Nyst.), *Tympanotonos calcaratus* (Brongn.) *Tympanotonos bakonicus* Szöts, *Crommium hantkeni* Szöts, *Ampullinella hybrida* (Linck.), *Schizothaerus conicus* Desh.

Экземпляры всех этих видов хранятся в Геологическом музее им. О. Т. Карапетяна ИГН АН Арм. ССР под коллекционным номером 23/16—28.

Описание видов

Класс LAMMELLIBRANCHIATA

Отряд Heterodonta

Подотряд Lucinodonta

Семейство CODAKIIDAE

Род *Codakia* Scopoli, 1777*Codakia concentrica* (Lamk.)

Табл. 4, фиг. 1, 5, 9.

1824. *Lucina concentrica* Deshayes, Description des coquilles, стр. 98, табл. 16, рис. 11, 12.

1921. *Codakia concentrica*; C o s s m a n n, Eocene et Oligocene Aquitaine, стр. 105, табл. VI, фиг. 45, 46.
 1962. *Codakia* (?) *concentrica*; К о р о б к о в, Моллюски бучакской и киевской свит, стр. 19, табл. I, рис. 7, 7а.

О п и с а н и е. Раковины средней величины, характерной люциноидной формы. Верхняя примакушечная часть сравнительно пологая, частично параллельна нижней части створок. Общий контур створок округленный. Макушка маленькая, загнутая вперед. Наружная поверхность створок с хорошо выраженными, сближенными, пластинчатыми concentрическими ребрами и широкими межреберными промежутками. Створки сравнительно невыпуклые.

Р а з м е р ы (мм)

Длина	32,0 32,0 43,0
Высота	29,0 32,0 32,0
Выпуклость створок	11,0 10,5 15,0

С р а в н е н и е. По степени сближенности ребер, к описанному виду близко стоит *Lucina ambigua* Defr., но отличается более плоской раковиной, слабо выпуклым задним краем и менее развитым замочным аппаратом.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Район Калинино, с. Шахназар, туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Средний-верхний эоцен Зап. Европы и Юга СССР.

Семейство CHAMIDAE

Род Chama Linné, 1758

Chama granulosa Archiac.

Табл. I, фиг. 2, 3, 4.

1900. *Chama granulosa*; O p p e n h e i m, Priabonaschichten, стр. 159, табл. 3, фиг. 13, 14, табл. 14, фиг. 8.
 1911. *Chama granulosa*; B o u s s a c, Nummulitique Alpin, стр. 25?, табл. 15, фиг. 40, 57.
 1958. *Chama* cf. *granulosa*; К л ю ш н и к о в, Фауна нижнетретичных отложений Украины, стр. 96, табл. 8, фиг. 16, 17.

О п и с а н и е. Раковины средней величины, очень выпуклые, неравностворчатые, удлинено-овальные, с хорошо выраженной значительно выдвинутой и завернутой вперед макушкой. Наружная поверхность покрыта резкими, широко расставленными, тонкими, высокими concentрическими ребрами в количестве 5—7 для зрелых особей. Межреберные промежутки широкие, слегка вогнутые, особенно по нижним краям ребер. Наблюдается наличие довольно длинных шипов—у одного экземпляра до 9 мм. С макушки по средней части створок протягивается широкий килеобразный перегиб, разделяющий поверхность на две части—переднюю, сравнительно широкую, покатую и заднюю—очень широкую и пологую.

Размеры (мм)

Длина	20,5 23,5
Высота	23,5 28,0
Выпуклость створок	10,0 10,0

С р а в н е н и е. От близкого, широко распространенного вида *Chama calcarata* Lamk, описанного нами из Южной Армении, *Chama granulosa* Arch. отличается сравнительно меньшими размерами, большей выпуклостью створок и большей изогнутостью макушек.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Район Калинино, с. Шахназар, туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Средний-верхний эоцен Альпийской зоны (Виченцы, Биарриц), верхний эоцен Украины.

Подотряд Astartedonta

Семейство CRASSATELLIDAE

Род *Crassatella* Lamarck, 1801*Crassatella fuchsi* Slodkewithsch

Табл. II, фиг. 1.

1932. *Crassatella fuchsi*; С л о д к е в и ч, Фауна пелеципод южно-русского палеогена; стр. 17. табл. I, фиг. 3.

1962. *Crassatella fuchsi*; К о р о б к о в, Моллюски бучакской и киевской свит, стр. 23

О п и с а н и е. Раковины прямоугольно-треугольного очертания, сильно неравносторонние, передняя ветвь замочного поля слегка вогнутая, особенно в примакушечной части, плавно опускающаяся к переднему и нижнему краям. Задняя ветвь замочного поля выпуклая, особенно в средней части, параллельна нижнему краю. Нижний край удлиненный, слегка выпуклый. От макушки до нижнего конца заднего края протягивается хорошо выраженный килеобразный перегиб, разделяющий поверхность створок на две неравные части. Макушка слегка выдающаяся и наклоненная вперед. Наружная поверхность покрыта тонкими concentрическими ребрами, количество которых достигает до 30. Ребра соединены попарно. В каждой паре одно ребро широкое и высокое, другое—тонкое и низкое. Расстояние между каждой парой ребер так же, как и между сближенными ребрами каждой пары, выдерживается.

Размеры (мм)

Длина	29,0
Высота	17,0
Выпуклость створок	3,0—4,0

С р а в н е н и е. Близкий палеогеновый вид *Crassatella desmaresti* Desh., от которого описанный вид отличается общей конфигурацией раковины, меньшей удлиненностью, шире расставленными ребрами.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Дилижанский район, кочевка с. Туманян, туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний эоцен Украины.

Отряд Neotaxodonta

Семейство ARCIDAE

Род Arca Linne, 1758

Arca distinctissima Mayer

Табл. II, фиг. 5, 10.

1886. *Arca distinctissima*; Frauscher, Das Unter-Eocän Nord-Alpen, стр. 125, табл. VI, фиг. 17.

1952. *Arca distinctissima*; Василенко, Стратиграфия и фауна эоценовых отложений Крыма, стр. 4. табл. I, фиг. 1, 2.

О п и с а н и е. Раковина удлинённая, расширяющаяся к задней части. Передний край раковины равномерно выпуклый, но короткий, задняя часть оттянутая и заостренная. Замочный край прямой. Макушка большая, выдающаяся, расположенная в передней части раковины. Створки вздутые, особенно в примакушечной части. В задней части створок хорошо видно закилевое поле, которое сливается со спинным полем. Наружная поверхность украшена тонкими радиальными ребрышками, особенно заметными в закилевом поле, и тонкими линиями нарастания, при пересечении которых образуются четырехугольные бугорки.

Р а з м е р ы (мм)

Длина	.	.	.	.	.	.	23,0	21,0
Высота	.	.	.	.	.	.	8,0	10,0
Выпуклость	.	.	.	.	.	.	4,5	4,5

С р а в н е н и е. От другого эоценового вида *Arca appendiculata* Sow., описанного нами из юго-западной части Армянской ССР, *Arca distinctissima* Mayer отличается сравнительно большими размерами, более выдающейся макушкой, большей углубленностью закилевого поля, сравнительно большей растянутостью створок и большим апикальным углом.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Степанаванский район, с. Арманис, район Калинино, с. Шахназар, туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Средний эоцен Западной Европы и Южного Крыма.

Arca biangula Lamarck

Табл. II, фиг. 4.

1933. *Arca biangula*; Gilbert, Faune malacologique Bruxellien, стр. 119, табл. VII, фиг. 9.

1962. *Arca biangula*; Коробков, Моллюски бучакской и киевской свит, стр. 35, табл. I, фиг. 2.

О п и с а н и е. Раковины характерного удлиненного искаженно-трапиевидного очертания. Передняя ветвь замочного края короткая, задняя ветвь продолговатая, довольно резко переходящая в нижний край. Макушка, смещенная вперед, средней величины, нависающая над замочным полем. Створки выпуклые, со сложным рельефом выпуклости. Наибольшая выпуклость отмечается в примакушечной области и протягивается до нижней части створок. От макушки к переднему и заднему краям протягиваются килеобразные перегибы. Наружная поверхность створок несет многочисленные радиальные ребра, частично гранулированные. Межреберные промежутки узкие. В нижней части створок очень хорошо выступают грубые, извилистые следы нарастания.

Р а з м е р ы (мм)

Длина	.	.	.	.	.	.	.	25,0
Высота	.	.	.	.	.	.	.	11,0
Выпуклость	.	.	.	.	.	.	.	6,0.

С р а в н е н и е. *Arca biangula* Lamk. отличается от вышеописанного вида *Arca distinctissima* Mayer большими размерами, большей смещенностью макушки, большей углубленностью в примакушечной области и особенно в нижней части створок, резко выраженным килем. **М е с т о н а х о ж д е н и е.** Район Калинино, с. Шахназар, туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Эоцен Западной Европы, верхний эоцен Украины и Средней Азии.

Отряд *Dysodonta*

Семейство *PECTINIDAE*

Род *Chlamys* Bolten, 1798

*Chlamys stepanavanensis*¹ nov sp. Aslanjan

Табл. I, фиг. 7, 8, 11.

Д и а г н о з. Этот вид выделяется по особенностям наружной поверхности ядер. Очень резкие, нитевидные радиальные ребра, широкие, глубокие межреберные промежутки, орнаментированные елочным рисунком.

О п и с а н и е. Средних размеров, пектеноидной формы, ушки маленькие. На наружной поверхности отмечаются резкие, радиальные нитевидные ребра и широкие, глубокие межреберные промежутки. Внутри межреберных промежутков от одних ребер к другим волнисто проходят тонкие ребра, образующие елочный рисунок, разделенные широкими промежутками. Радиальные ребра частично чешуйчатые.

С р а в н е н и е. Из всех имеющихся палеогеновых пектенидов ни у одной наружная поверхность не несет такую своеобразную орнаментацию, как у особей из с. Гергер, почему мы и выделили его как новый вид.

¹ От названия местонахождения — Степанаванский район, Армянская ССР.

Размеры (мм)

Длина	39,0
Ширина	37,0.

Местонахождение и возраст. Степанаванский район, с. Гергер, песчаники нижнего олигоцена.

Семейство SPONDYLIDAE

Род *Spondylus* Linne, 1758*Spondylus rarispinus* Deshayes

Табл. II, фиг. 18.

1824. *Spondylus rarispinus*; Deshayes, Description des coquilles, стр. 321, табл. 66, фиг. 6—10.
 1958. *Spondylus rarispinus*; Ключников, Фауна нижнепалеогеновых отложений Украины, стр. 184, табл. 20, фиг. 8, 9.

Описание. Раковина сравнительно крупная, сильно скосенная, треугольно-овальная с острой макушкой, повернутой назад. Поверхность створок покрыта многочисленными, густыми, овальными ребрышками, несущими редкие, разбросанные спорадически, наклоненные книзу шипы. Межреберные промежутки узкие, глубокие.

Размеры (мм)

Длина	38,0
Высота	42,0.

Сравнение. От близкого вида *Spondylus radula* Lamk. описанный вид отличается меньшим количеством вставочных ребер, гранулированной поверхностью и меньшим количеством шипов.

Местонахождение. Туманянский район, с. Атан, песчанистые известняки нижнего эоцена.

Возраст и распространение. Средний эоцен Парижского бассейна, Болгарии, Крыма, верхний эоцен Украины.

Отряд Desmodonta

Семейство CORBULIDAE

Род *Lentidium* Christofori et Jan, 1832*Lentidium triangulum* (Nyst)

Табл. I, фиг. 6, 10.

1943. *Aloides (Lentidium) triangulum*; Albrecht und Valk. Oligocene Invertebraten von Süd-Limburg, стр. 157, табл. 25, фиг. 863—968.
 1962. *Lentidium triangula*; Селин, Моллюски олигоцена Больше-Токмакского района, стр. 185, табл. XII, фиг. 1—18.

Описание. Раковины небольшие, округленно-треугольной формы, неравносторонние, толстостенные. Макушка маленькая, прободенная вершиной лигаментной ямки. Наибольшая выпуклость находится в при-

макушечной области. Наружная поверхность с отчетливыми линиями нарастания, в примакушечной области они особенно резкие и как бы шляпкой покрывают макушку, похожую на валикообразное утолщение. Имеющиеся у нас ядра характеризуются значительной изменчивостью. Они большей частью неравносторонние, в той или иной мере высокие и удлиненные, от чего раковины имеют овально-треугольное или удлиненно-эллипсоидальное очертания.

С р а в н е н и е. Сравнение имеющегося материала с изображениями экземпляров в синонимике приводимых работ показывает очень большую близость. От сравнительно близкого *Corbula helmerseni* M i s h. описанный экземпляр отличается меньшей величиной и массивностью. А от *Corbula gallicula* D e s h. отличается меньшими размерами и тупой макушкой.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Гор. Степанаван, нижнеолигоценовые туфогенные глины.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Средний олигоцен Нидерланд, Бельгии, Франции. В СССР олигоцен Украины.

Класс GASTROPODA

Подкласс Prosobranchia

Отряд Mesogastropoda

Род Tympanotonos Schumacher, 1817

Tympanotonos calcaratus (Brongniart)

Табл. II, фиг. 15, 16, 17.

1823. *Cerithium calcaratum*; B r o n g n i a r t, Calcareo-trappens du Vicentin, стр. 69, табл. 3, фиг. 15.

1964. *Tympanotonos (Tympanotonos) calcaratus*; К а р а г ю л е в а, Палеоген. Моллюски, стр. 146, табл. XLI, фиг. 13, 16.

О п и с а н и е. Раковины средней величины, удлиненно-конические, состоящие из 10—12 плоских, сравнительно низких, ступенчато расположенных оборотов. Наружная поверхность раковины несет хорошо развитую спиральную скульптуру и состоит из следующих рядов. Первый пришовный ряд характеризуется резко выделенными сериями шипов, сравнительно больших и бугорчатых. Количество их на пологороте доходит до 7—8. Ниже этого ряда протягивается второй ряд, второй также по величине бугорчатых шипов, а еще ниже протягиваются 2—3 ряда сравнительно меньших, но все таки ясно видимых рядов шнуровидных бугорков. Пришовные промежутки узкие, глубокие.

Р а з м е р ы (мм)

Высота	55,0 —
Высота последнего оборота	25,0—22,0
Ширина последнего оборота	24,0—25,0
Плевральный угол	25°—25°

С р а в н е н и е. Отличается от близкого вида *Tympanotonos nostralis* К о г о в. большими размерами, более резко выраженной скульптурой

и по количеству шипов. Количество шипов уступает таковым *Tympanotonos nostratis* К о г о в. у северо-армянских особей около 10, а у *Tympanotonos nostratis* достигает до 15.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Туманянский район, между сс. Шамут-Атан, средний эоцен, известковистые глины.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Средний, верхний эоцен Швейцарии, Италии (Виченцы), Венгрии и Болгарии.

Tympanotonos bakonicus Szöts

Табл. II, фиг. 3, 6, 7, 8, 9, 11.

1943. *Tympanotonos bakonicus* Szöts. „Cerithium bakonicum Schichten“, стр. 76, табл. VII, фиг. 10—12.

О п и с а н и е. Раковины средних и мелких размеров, высококонические, состоящие из 7—9 резко возрастающих оборотов. Обороты высокие, плоские, пришовные площади сравнительно широкие, слегка покатые, несут на себе резко гранулированные, отчетливые вздутья, количество их на последнем по обороте доходит до 10. Поверхность оборотов сравнительно гладкая, имеются лишь тонкие радиальные ребрышки.

Р а з м е р ы (мм)

Высота раковины (неполная)	27,0 —
Высота последнего оборота	6,0—10,0
Ширина оборота	12,0—14,0

С р а в н е н и е. Сравнение имеющихся раковин с таковыми из Венгрии, собранными нами во время эоценового коллоквиума в 1969 г., показывает очень большое сходство с раковинами *Tympanotonos ajkaensis* Szöts. Описанный нами вид отличается большей удлиненностью, чуть меньшими размерами и деталями наружной скульптуры.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Туманянский район, между сс. Лорут-Атан, нижнесреднеэоценовые песчанистые отложения.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Эоцен Западной Европы.

Семейство AMPULLINIDAE

Род *Crommium* Cossmann, 1880

Crommium (Crommium) hantkeni Szöts

Табл. II, фиг. 2.

1943. *Ampullina (Ampullina) hantkeni* Szöts. „Cerithium bakonicum Schichten“ стр. 71, табл. VII, фиг. 20, 21.

О п и с а н и е. Раковины средней величины, удлиненно-шаровидные. Последний оборот довольно высокий, менее вздутый. Обороты ступенчатые, заостренные. Шов неглубокий, пришовная площадка последнего оборота пскатая, довольно широкая. Устье узкое, слегка расширенное спереди. Париеальный канал не углубленный. Отворот внутренней губы

узкий, тесно прилегающий к основанию в задней части, начиная от пупка, приподнимающегося и образующего характерный «воротничок». Пупок широкий, глубокий. Наружная поверхность последнего оборота с хорошо выраженными спиральными струйками и пережимами, ближе к пришовной площадке слабо вогнутая, такая же вогнутая площадка наблюдается еще и в нижней части последнего оборота.

Размеры (мм)

Высота	27,0
Ширина	18,5

Сравнение. По общей форме *Crommium hantkeni* Szöts похож на *Crommium rusticum* Desh. (Cossmann et Pissarro, Iconographie табл. X, фиг. 64—13), уступая последнему менее башенковидными начальными оборотами, большей удлиненностью, сравнительно узким устьем.

Местонахождение. Туманянский район по дороге сс. Лорут-Атан. Песчаники нижнего-среднего эоцена.

Возраст и распространение. Эоцен Венгрии.

Род *Ampullina* Lamarck, 1821

Ampullina hybrida (Lamk.)

Табл. II, фиг. 13, 14.

1915. *Natica (Ampullina) hybrida*; Dainelli, Eocene Friulano, табл. L, фиг. 31.

1954. *Ampullina hybrida*; Malaroda, Luteziano di Monte Postale, стр. 65, табл. IV фиг. 13; табл. V, фиг. 3; табл. XIII, фиг. 1, 2.

Описание. Раковины ступенчато-шаровидные, сравнительно толстостенные, средней для вида величины, состоящие из 5—6 оборотов. Обороты довольно резко выраженные, низкие, выпуклые. Околошовная площадка покатая, широкая, шов линейный, каналообразный. Устье вытянуто-грушевидное, с коротким углубленным парietальным каналом. Внутренняя губа в виде наплыва заходит на основание и в сторону парietального канала. Пупок вытянутый, узкий, неглубокий. Наружная поверхность сравнительно гладкая, с тонкими струйчатыми следами нарастания.

Размеры (мм)

Высота	31,0
Диаметр последнего оборота	23,0.

Сравнение. Некоторую близость описанный вид обнаруживает с *Ampullina forbesi* Desh. (Cossmann et Pissarro, Iconographie, табл. X, фиг. 64—9) особенно по размерам, уступая последней меньшей вытянутостью оборотов и формы устья.

Местонахождение. Туманянский район, с. Атан, эоценовые известняки.

Возраст и распространение. Эоцен Парижского бассейна, ГДР, Италии.

Подкласс Oplstobranchia

Отряд Tectibranchia

Семейство SCAPHANDRIDAE

Род Scaphander Montfort, 1910

Scaphander (Scaphander) conicus Deshayes

Табл. II, фиг. 12.

1895. *Scaphander conicus*: Cossmann, ; Paleontologie Comparee, т. I, стр. 86, табл. IV, фиг. 3—5.

О п и с а н и е. Крупное, овально-коническое ядро. Последний оборот большой, составляет $3/4$ всей длины раковины. Устье широко открытое. Наружная губа почти вертикальная, очень тонкая. Внутренняя губа с незаметным отворотом, расширяющимся кверху и суживающимся книзу. Париеальный и сифональный каналы слабо развиты. Наружная поверхность со следами широких спиральных ребер.

Р а з м е р ы (мм)

Длина раковины	49,0
Ширина раковины	26,0.

С р а в н е н и е. От близкого *Scaphander brongniarti* Desh. описанный вид отличается сравнительно большими размерами, большей шириной. Раковина у *Scaphander brongniarti* более удлиненная, устье узкое.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Район Калинино, с. Шахназар, туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Средний эоцен Парижского бассейна.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 20.IV.1972.

Պ. Մ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՀՅՈՒՄԻՍԱՅԻՆ ՄԱՍԻ ՊԱԼԵՈԴԵՆԻ ՓԱՓԿԱՄՈՐԹՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում նկարագրվում են Հայկական ՍՍՀ Թումանյանի, Դիրիջանի, Ստեփանավանի և Կալինինոյի շրջանների պալեոգենի փափկամորթներից հետևյալները՝ *Codakia concentrica* (Lamk.), *Chama granulosa* Arch., *Crassatella fuchsi* Slodk., *Arca distinctissima* Mayer, *Arca biangula* Lamk., *Chlamys stepanavanensis* nov sp. Aslanjan, *Spondylus rarispinus* Desh., *Lentidium triangulum* Nyst, *Tympanotonos calcaratus* (Brongn.), *Tympanotonos bakonicus* Szots, *Crommium hantkeni* Szots, *Ampullina hybrida* (Lamk.), *Scaphander conicus* Desh.



Таблица I

Фиг. 1, 5, 9. *Codakia concentrica* Lamk.

Ядра в натуральную величину. район Калинино, с. Шахназар. Туфогенные
песчаники низов верхнего эоцена.

Фиг. 2, 3, 4. *Chama granulosa* Arch.

Ядра в натуральную величину. Район Калинино, с. Шахназар. Туфогенные
песчаники низов верхнего эоцена.

Фиг. 6, 10. *Lentidium triangulum* Nyst.

Фиг. 6—ядра правой и левой створок. Фиг. 10—массовые скопления ядер.
Натуральная величина. Окрестности гор. Степанавана. Нижнеолигоценовые
глины.

Фиг. 7, 8, 11. *Chlamys stepanavanensis* nov sp. Aslanjan.

Частично сохранившиеся раковины. Фиг. 7 в натуральную величину.
Фиг. 8, 11. Ув. 2 раза. Степанаванский район, с. Гергер. Нижнеолигоценовые
песчаники.

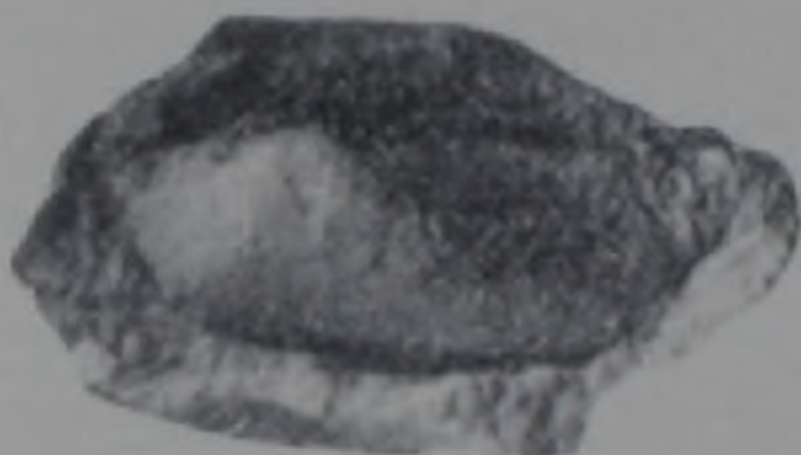
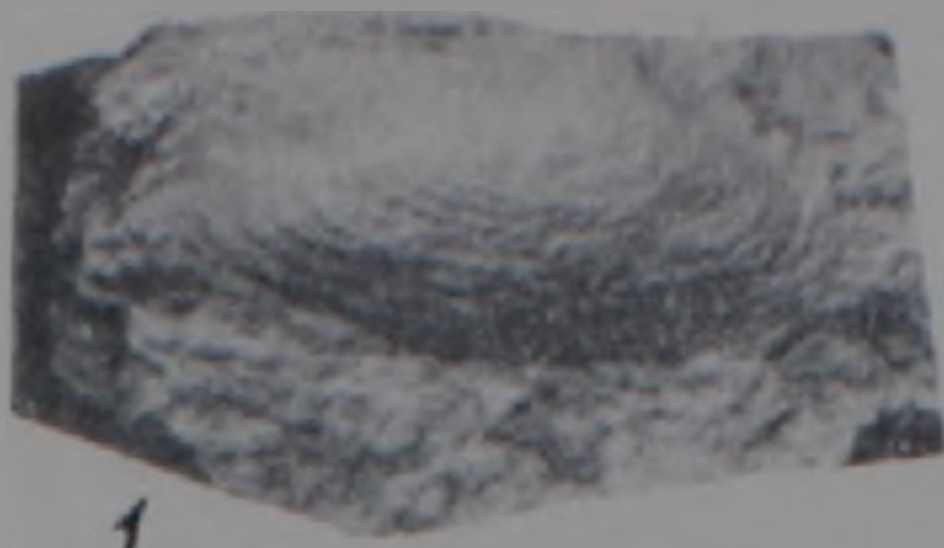


Таблица II

Фиг. 1. *Crassatella fuchsi* Slodk.

Ядро правой створки в натуральную величину. Дилижанский район, чечевка с. Туманян. Туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

Фиг. 2а, 2б. *Crommium hantkeni* Szöts.

Раковины в натуральную величину. Туманянский район, между сс. Шамут-Атан. Среднеэоценовые песчаники.

Фиг. 3, 6, 7, 8, 9, 11. *Tympanotonos bakonicus* Szöts.

Ядра и раковины в натуральную величину. Туманянский район, между сс. Шамут-Атан. Среднеэоценовые песчаники.

Фиг. 4. *Arca biangula* Lamk.

Ядро правой створки в натуральную величину. Район Калинино, с. Шахназар. Туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

Фиг. 5. *Arca distinctissima* Mayer.

Ядро правой створки в натуральную величину. Район Калинино, с. Шахназар. Туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

Фиг. 10. *Arca distinctissima* Mayer.

Ядро левой створки в натуральную величину. Степанаванский район, с. Арманис. Туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

Фиг. 12. *Scaphander conicus* Desh.

Ядро в натуральную величину. Район Калинино, с. Шахназар. Туфогенные песчаники низов верхнего эоцена.

Фиг. 13, 14. *Ampullina hybrida* Lamk.

Раковины в натуральную величину. Туманянский район, между сс. Шамут-Атан. Нижнеэоценовые известняки.

Фиг. 15, 16, 17. *Tympanotonos calcaratus* Brongn.

Раковины в натуральную величину. Туманянский район, между сс. Шамут-Атан. Известняки ниже-среднего эоцена.

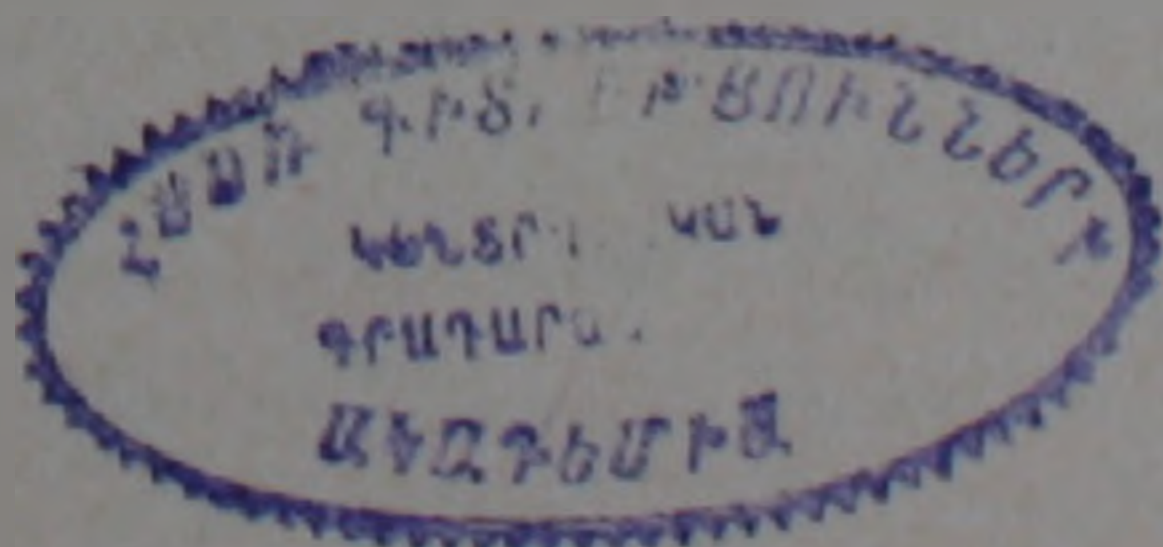
Фиг. 18. *Spondylus rarispinus* Desh.

Ядро правой створки в натуральную величину. Туманянский район, с. Атан. Известняки ниже-среднего эоцена.

Բոլոր նկարագրված տեսակների օրինակները պահվում են Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների Ակադեմիայի Երկրաբանական ինստիտուտի Հ. Տ. Կարապետյանի անվան երկրաբանական թանգարանում 23/15—28 համարով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Василенко В. К. Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма. Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 59, Л., 1952.
2. Караюлева Ю. Фосилите на България. Палеоген Моллюски. Изд. на Българската Академия на Науките. София, 1962.
3. Ключников М. Н. Стратиграфия и фауна нижнетретичных отложений Украины. Изд. АН Украинской ССР. Киев, 1958.
4. Коробков Н. А. Моллюски бучакской и киевской свит Южной Украины. Изд. ЛГУ, Л., 1962.
5. Селин Ю. И. Стратиграфия и моллюски Больше-Токмакского марганцеворудного района. «Недра», М., 1964.
6. Слодкевич В. С. Фауна пелеципод южно-русского палеогена. Тр. Глав. геол. разв. управления ВСНХ, СССР, вып. 89, М., 1932.
7. Albrecht J. und Walk W. Oligocän invertebraten von Süd-Limburg. Mededeelingen von de geologische stichting. Serie C—IV—1, 2. Maastricht, 1943.
8. Boussac J. Etudes paleontologiques sur le Nummulitique Alpen, Paris, 1911.
9. Brongniart A. Memoire sur les terrains de sediment superieure calcareo-trappeens du Vicentin. Paris, 1823.
10. Cossmann M. Synopsis illustre des Mollusques de L'eocene et L'oligocene Aquitaine. Mem. de la Soc. Geol. de Franca. Paleont. Mem. № 55, Paris, 1921.
11. Cossmann M. et Pissarro G. Iconographie complete des coquilles fossiles de l'Eocene des environs de Paris. T. 1, t. 2. Paris, 1906—1913.
12. Cossmann M. Essais de paleontologie comparee. T. 1—13, Paris, 1895—1925.
13. Dainelli G. L'Eocene Friulano. Mem. Geol. et Paleont. Firenze, 1915.
14. Deshayes G. Description des coquilles fossiles des environs de Paris. Paris, 1824—1837.
15. Frauser F. Das Unter Eocän der Nord Alpen und seine Faune. T. I Lamellibranchiata. Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. band LI. Wien, 1886.
16. Glibert M. Faune malacologique de Bruxelles. Mem. Mus. Roy. Hist. Naturelle Belgique. № 53. Bruxelles, 1933.
17. Oppenheim P. Die Priabonasschichten und ihre Fauna. Paleontographica. Band. 47. Stuttgart, 1900—1901.
18. Malaroda R. Il luteziano di Monte Postale. Centro studi di petrografia et geol. del consiglio nazionale ricerche presse L'Universita di Padova. Padova, 1951.
19. Szöts E. Paleontologische angaben zur kenntniss der „Cerithium bakonicum—Schichten“ und des üzkoter mergels. Annales Hist. Nat. Musel Nationales Hungarici. XXXVI. Budapest, 1943.



УДК 552.313.1

Л. Б. НАГАПЕТЯН

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ДОЛЕРИТОВЫХ ЛАВ
ЛОРИЙСКОГО ПЛАТО¹

Долеритовые базальты широко распространены на территории Армянской ССР. Изучением этих пород занимались многие исследователи. В последние годы появились в печати статьи А. А. Адамян [1, 2], Э. Х. Харазяна [6] и Ю. Г. Гукасяна [3], в которых детально рассмотрен петрографический состав долеритовых базальтов. Однако вопросы генезиса этих пород рассмотрены слабо и по сей день не получили своего объяснения.

Долеритовые лавы Лорийского плато, как правило, изливаются первыми как при начальных извержениях, так и после перерыва, но всегда предшествуют андезито-базальтам или андезитами. В долеритовых базальтах, как известно, стекло практически отсутствует, а количество порфировых вкрапленников не превышает нескольких процентов. Этот факт говорит о том, что температура магматического расплава при излиянии на поверхность была близка к температуре ликвидуса. Только после излияния расплава на поверхность наступают условия для возникновения центров кристаллизации. Структура долеритовых базальтов показывает, что максимумы скорости возникновения центров кристаллизации и скорости роста кристаллов совпадают, или очень близки. У расплавов долеритовых базальтов хорошо выражена кристаллизационная способность, что подтверждается полной кристаллизацией магматического расплава после излияния. Долеритовые лавы после излияния затвердевают медленнее, чем ассоциирующие с ними андезито-базальтовые лавы, так как при полной кристаллизации выделяется скрытая теплота в максимальном количестве. Теплостойкость и теплота кристаллизации магматического расплава в среднем составляют 0,2 кал/грамм и 100 кал/грамм соответственно [5]. Из приведенных цифр следует, что при кристаллизации магматического расплава выделяется столько теплоты, сколько во время охлаждения той же массы на 500°. Долеритовые базальты кристаллизуются в узком температурном интервале, на что указывают почти постоянные составы кристаллов плагиоклаза основной массы и порфировых вкрапленников (Ап 53—58 для кристаллов основной массы и Ап 55—60 для фенокристаллов), т. е. имеют одинаковую основность [3]. Это явление, в свою очередь, указывает на то, что состав и вязкость остаточного расплава в ходе кристаллизации изменяются слабо.

Химические составы долеритовых базальтов непостоянны, однако для этих пород характерно высокое содержание щелочей, Al_2O_3 и пониженное содержание MgO . Часто MgO присутствует в количестве, кото-

¹ Статья печатается в порядке дискуссии.

рое характерно для андезитовых составов. Для долеритовых базальтов характерна недосыщенность породы SiO_2 . В числовых характеристиках А. Н. Заварицкого Q всегда имеет отрицательный знак и составляет около 10. В таблице 1 приведены средние химические составы долеритовых базальтов и андезито-базальтов. Химические составы долеритовых базальтов отличаются от ассоциирующих с ними андезито-базальтов только по содержанию SiO_2 . Из таблицы видно, что если увеличить количе-

Таблица 1

Расчет состава андезито-базальта из состава долеритового базальта путем добавки SiO_2

Окислы	Долеритовый базальт, средний из 13 анализов ¹	Долеритовый базальт с добавкой SiO_2		Андезито-базальт	
		10%	20%	Средний из 7 анализов ¹	Средний из 9 анализов ¹
SiO_2	50,27	52,73	54,89	53,44	54,49
TiO_2	1,32	1,26	1,20	1,09	1,13
Al_2O_3	17,03	16,24	15,50	17,86	14,77
Fe_2O_3	5,26	5,01	4,78	4,35	5,79
FeO	5,81	5,54	5,28	5,51	6,20
MnO	0,13	0,12	0,12	0,15	0,15
MgO	5,15	4,91	4,68	4,26	4,46
CaO	9,25	8,82	8,42	8,13	7,58
Na_2O	3,97	3,78	3,61	3,74	3,31
K_2O	1,67	1,59	1,52	1,47	1,65
Сумма	99,86	100,00	100,00	100,00	99,57

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	11,2	10,6	9,9	10,5	9,7
c	5,8	5,5	5,2	5,5	5,0
b	24,4	22,9	22,6	21,0	22,7
s	58,6	61,0	62,3	63,0	62,6
f'	41,5	41,6	44,2	43,9	48,1
m'	35,9	35,9	34,4	34,9	33,3
c'	22,5	22,5	21,4	21,2	18,6
■	79,2	78,1	78,4	78,9	74,6
ψ	18,5	18,4	17,8	17,8	21,6
t	1,9	1,6	1,6	1,5	1,5
Q	-11,0	-4,7	-0,4	-0,5	0,8
a/c	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9

¹ Заимствованы у Э. Х. Харазяна.

ства SiO_2 в долеритовом базальте на 10% и 20%, и новый состав привести к 100, то получаются составы, соответствующие андезито-базальтам. В андезито-базальтах, естественно, уменьшается доля других породообразующих окислов (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O). В таблице 2 приведены средние химические составы андезитов и долеритовых базальтов, где количество MgO соответствует андезитовым составам. Из таблицы видно, что если увеличить количество SiO_2 в долеритовом базальте на 25% по сравнению с исходным составом и состав смеси привести к 100, то получается состав, соответствующий андезиту. На недосыщенность долеритовых базальтов SiO_2 влияет также щелочной ха-

Таблица 2

Расчет состава андезита из состава долеритового базальта
путем добавки 25% SiO_2

Окислы	Долеритовый базальт, сред- ний из 8 ана- лиз ¹	Долеритовый базальт с добавкой 25% SiO_2	Андезит, средний из 4 анализ ²
SiO_2	51,81	57,74	58,07
TiO_2	0,88	0,78	0,82
Al_2O_3	16,61	14,81	17,24
Fe_2O_3	8,62	7,67	3,30
FeO	2,28	2,03	4,18
MnO	0,11	0,10	0,08
MgO	3,61	3,22	3,11
CaO	8,61	7,66	6,69
Na_2O	4,25	3,78	3,77
K_2O	2,37	2,11	2,13
Сумма	99,15	100,00	99,37

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	12,9	11,2	11,5
c	4,8	4,8	6,0
b	21,7	18,8	14,7
s	60,6	65,2	67,8
f'	45,0	44,8	47,7
m'	28,4	28,3	36,3
c'	26,6	26,9	16,0
n	73,2	73,5	73,5
$\bar{r}$	36,6	34,4	20,0
i	1,2	1,0	1,0
Q	-9,4	3,2	6,6
a/c	2,7	2,3	1,9

¹ Заимствованы из работы [1].

² Заимствованы у Э. Х. Харазяна.

рактер породы. Недосыщенность долеритовых базальтов кремнием сильно уменьшает вязкость расплава, что ускоряет процесс кристаллизации и играет главную роль при образовании долеритовой структуры. Расплавы долеритовых базальтов является первичной, недифференцированной магматической выплавкой. При подъеме базальтового расплава большая часть летучих компонентов уходит. Поэтому во время кристаллизации в расплаве остаются летучие компоненты в небольшом количестве, которые не могут играть существенной роли в ходе кристаллизации, на что указывает отсутствие в долеритовых базальтах водосодержащих минералов. Кроме того, согласно экспериментальным исследованиям Г. С. Нодера и К. Э. Тилли [4], базальтовые расплавы кристаллизуются в узком температурном интервале, только при низких давлениях водяного пара. При увеличении содержания летучих компонентов в расплаве, сильно удлиняется интервал ликвидуса-солидуса. А этот факт только отрицательно может влиять на образование долеритовой структуры.

На возникновение магматического расплава из вещества верхней мантии влияют следующие главные факторы: 1. Глубина участка верхней мантии, где происходят частичные выплавления вещества. 2. Химический состав вещества участка верхней мантии, где происходит частичное выплавление вещества. 3. Количество магматической выплавки, которое возникает из единичного объема вещества верхней мантии.

При возникновении магматического расплава из вещества верхней мантии, состав которой соответствует долеритовым базальтам, глубина была, по-видимому, максимальной. На это указывают следующие факты: расплавы долеритовых базальтов возникают первыми и относительно недосыщены SiO_2 .

Как известно, в самом начале магмообразования существуют более благоприятные условия для проникновения нарушения в сравнительно глубокие слои верхней мантии. И только при повышении давления в областях высоких глубин могут возникать магматические расплавы, относительно недосыщенные SiO_2 , на что указывают экспериментальные данные Куширо [7]. Геологические и геофизические данные, приведенные в работе Н. Куно [8], также свидетельствуют о том, что расплавы щелочных базальтов в верхней мантии возникают на относительно больших глубинах (больше 150 км).

Если вещества верхней мантии незначительно изменяются по содержанию щелочей, то это сильно должно влиять на состав магматической выплавки.

При возникновении расплавов долеритовых базальтов вещества верхней мантии, по-видимому, имели относительно высокое содержание щелочей. Высокое содержание щелочей может понижать температуру ликвидуса-солидуса расплава в ходе кристаллизации. Кроме того, чем больше количество выплавки, тем оно имеет более основной состав. В связи с тем, что MgO в веществе верхней мантии находится в обильном количестве, то в ходе увеличения количества исходного расплава содержание MgO увеличивается линейно. Поэтому содержание MgO в магматическом расплаве должно соответствовать количеству выплавки.

Исходя из вышеуказанного, можно сделать следующий вывод. Магматические расплавы, образующие при кристаллизации долеритовые базальты, характеризуются следующими особенностями:

Расплавы долеритовых базальтов являются первичными недифференцированными магматическими выплавками, которые характеризуются относительно низкой вязкостью и кристаллизуются в узком температурном интервале. Температура расплава при излиянии на поверхность очень близка к температуре его ликвидуса. В ходе кристаллизации состав и вязкость остаточного расплава меняются в небольших пределах. В связи с полной кристаллизацией расплава, скорость его затвердевания, по сравнению с расплавами андезитового и андезито-базальтового состава, меньше, так как выделяется скрытая теплота кристаллизации в максимальном количестве.

Составы этих расплавов соответствуют андезито-базальтам и андезитам, недосыщенным SiO_2 на 10—25%, повышенными содержаниями щелочей и глинозема. Недосыщенность SiO_2 сильно понижает вязкость расплава и играет главную роль при образовании долеритовой структуры.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.XII.1971

Լ. Բ. ՆԱԶԱՊԵՏՅԱՆ

ԼՈՌԿԱ ԲԱՐՋՐԱՎԱՆԴԱԿԻ ԴՈՒՆՐԻՏԱՅԻՆ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ԽԱԴՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում դուրիտային լավաների տեղադրման պայմանների, նրանց պետրոքիմիական առանձնահատկությունների հիման վրա արված են մի շարք տեսական եզրահանգումներ, որոնցից կարևորները հետևյալներն են:

Դուրիտային բազալտներն առաջացել են առաջնային չդիֆերենցված մագմատիկ հալոցքներից, որոնք բնութագրվում են մեծ հոսունությամբ և ունեն բյուրեղացման նեղ ջերմաստիճանային ինտերվալ, ըստ որում, արսուավիժման ժամանակ հալոցքի ջերմաստիճանը շատ մոտ է եղել նրա լիկվիդուսի ջերմաստիճանին:

Բյուրեղացման ընթացքում մնացորդային հալոցքի կազմն ու մածուցիկությունը քիչ փոփոխություններ են կրել:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
2. Адамян А. А. Оливины из верхнеплиоценовых эффузивов Лорийского плато. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1968.
3. Гукасян Ю. Г. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурян (окрестности с. Ваграмаберт). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1970.
4. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1965.
5. Тернер Ф. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, М., 1961.
6. Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
7. Kushiro Ikuo. Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's Upper Mantle. Journal of geophys. res. vol 73, № 2, 1968.
8. Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and Surrounding areas. Bulletin volcanologique, tome XX, 1959.

УДК 553.44:550 42

Л. Н. ГРИНЕНКО, С. А. ЗОГРАБЯН, А. Г. СЕВУНЦ

О БАРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Барит является одним из наиболее распространенных нерудных минералов месторождений Алавердского рудного района. На Ахтальском барито-полиметаллическом и Уч-Килисинском баритовом месторождениях его скопления имеют промышленное значение. На Шамлугском и Алавердском медноколчеданных месторождениях барит присутствует в небольшом количестве.

Генезис барита (источник его серы, место в рудном процессе) предыдущими исследователями освещен недостаточно. Взгляды на образование гипогенных сульфатных минералов во многом остаются спорными. Одни исследователи полагают, что сульфаты в гидротермальных месторождениях образуются при переотложении эвапоритов—первично осадочных морских сульфатов. Согласно другой точке зрения, эти минералы возникают в заключительную стадию рудного процесса, в связи с повышением концентрации сульфат-иона в растворе при окислении сульфидных ионов. По-разному трактуются взаимоотношения генераций баритов друг с другом и с сульфидами. Большинство исследователей считает, что барит отложился в одну, конечную стадию минерализации. М. Л. Лачинян в 1956 году и позднее С. А. Зограбян на Ахтальском месторождении выделили две генерации барита: первая отличается красными и серыми тонами окраски, вторая—белого цвета. Обоснования к их выделению рассмотрены в работе С. А. Зограбяна [5, 6].

Для получения новых данных, позволяющих судить об источнике серы баритов, был применен метод изотопного анализа. Исследования проводились на кафедре геохимии геологического факультета МГУ. Перевод серы баритов в SO_2 осуществлялся по методу, предложенному В. И. Устиновым и В. А. Гриненко [8]. Измерения выполнялись на двухколлекторном масс-спектрометре типа МИ-1305. За стандарт принята сера троилита метеорита Каньон Дьябло. Значения δS^{34} вычислялись по формуле

$$\delta S^{34} = \frac{(S^{34}/S^{32}_{обр} - S^{34}/S^{32}_{ст})}{S^{34}/S^{32}_{ст}} \cdot 1000 \text{ (в } \text{‰}).$$

Ошибка измерения — $\pm 0,3\text{‰}$ от величины δS^{34} .

Результаты анализа и их обсуждение

Изотопный состав серы определен в 34 образцах барита: 27 из Ахтальского месторождения, 3—Шамлугского, 2—Алавердского и 2—Уч-Килисинского. Результаты представлены на фиг. 1 и в табл. 1.

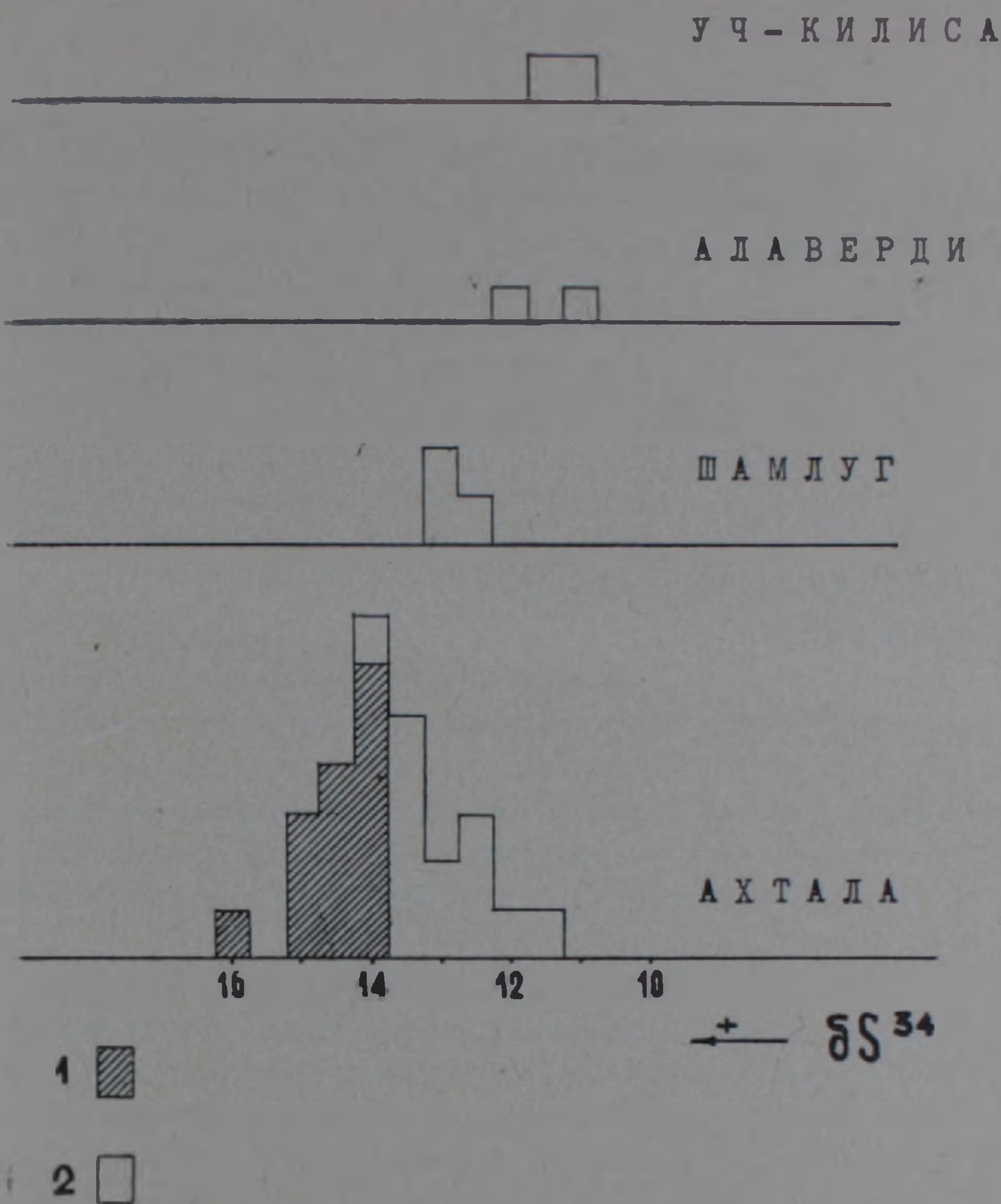
Таблица 1

Изотопный состав серы баритов Ахтальского месторождения

Характеристика образца и место взятия	Минерал	δS^{34}
Красный барит. Сква. 81, гл. 42,05—41,75 м	Барит красный	+14,5
Барит белый. Линза 11	Барит белый	+11,8
Серый барит. Шт. 7, гор. +52,5 м	Барит серый	+15,0
Красный барит. Линза 11, гор. +8,5 м	Барит красный	+14,0
Красный и серый бариты. Линза 11, гор. +24 м	Барит серый	+15,1
	Барит красный	+16,0
Барит красный. Отвалы шт. 30	Барит красный	+14,2
Барит белый. Линза 11, гор. +27 м	Барит белый	+12,5
Барит белый. Линза 10, гор. шт. № 7	Барит белый	+13,4
Прожилок белого барита в красном. В последнем— включения почковидного пирита. Линза 11, гор. +29 м	Барит красный	+14,3
	Барит белый	+12,4
Прожилок белого барита в красном Линза 11, гор. +18 м	Барит красный	+14,0
	Барит белый	+13,6
Серый барит с вкрапленностью галенита. Восст. 37	Барит серый	+15,2
Прожилок белого барита, секущий красный с полиметал- лической рудой. Линза 11, гор. +27 м, шель 2	Барит белый	+13,4
	Барит красный	+14,4
Гнездообразное выделение белого барита Линза 11, гор. +27 м, шель 2	Барит белый	+12,8
Барит белый. Линза 11, гор. +24 м	Барит белый	+13,6
Массивная цинковая руда. Шт. 16, штр. 12, линза 11	Барит белый	+13,1
Почковидный пирит с красным баритом. Шт. 16, гор. +29 м	Барит красный	+14,8
	Барит серый	+14,1
Почковидный пирит в сером барите. Отвалы шт. 7		
Мелкозернистая полиметаллическая руда с белым ба- ритом. Линза 10, гор. +29 м	Барит белый	+14,0
Белый барит в серноколчеданной руде. Шт. 16, штр. 12	Барит белый	+12,5
Массивная полиметаллическая руда с белым баритом. Шт. 16, штр. 12	Барит белый	+13,5
	Барит серый	+14,2
Серноколчеданная руда с серым баритом. Шт. 16, штр. 12		
Почковидный пирит в сером барите. Линза 10	Барит серый	+14,0
Полиметаллическая руда с белым баритом. Линза 10, гор. +56 м	Барит белый	+12,2

Четырнадцать образцов ахтальских баритов, относимых к ранней генерации, показали значения δS^{34} в пределах +14,0 до +16,0‰ (среднее δS^{34} — +14,6‰). Для тринадцати же образцов поздних — +11,7 до +14,0‰ (среднее δS^{34} — +12,9‰). Бариты других месторождений, качественно сходные с поздней генерацией ахтальских баритов, дали значения δS^{34} от +10,0 до +13,5‰.

Как видно из приведенных данных, сера баритов Ахтальского месторождения существенно обогащена изотопом S^{34} . Подобный изотопный состав серы могут иметь как гипогенные сульфатные минералы, непосредственно связанные с рудным процессом, так и сульфаты первично морского происхождения. Поэтому только по величине отношения изотопов в баритах Ахталы нельзя однозначно ответить на вопрос о природе



Фиг. 1. Распределение изотопного состава серы в баритах месторождений Алавердского рудного района. 1. Барит ранний, 2. Барит поздний.

их серы. Необходимы сведения об изотопном составе серы сульфатных минералов в породах, вмещающих месторождение, а также данные о распределении изотопов серы в сульфидах в ходе рудного процесса.

Во вмещающей толще Ахтальского месторождения и ниже по разрезу прослой осадочных сульфатов отсутствуют. Сульфатная же сера из вулканогенно-осадочных пород в Алавердском районе имеет значительно меньшее содержание изотопа S^{34} , чем бариты Ахталы. Так, значения S^{34} в сульфатах из пород изменяются от +8,0 до -4,2‰, что характерно для сульфатов вторичного происхождения [4]. Эти факты свидетельствуют о том, что сера баритов Ахтальского месторождения не является полностью заимствованной из боковых пород.

По мнению большинства исследователей, на Алавердском, Шамлугском и Ахтальском месторождениях присутствуют в неодинаковых количественных соотношениях продукты различных стадий единого рудного процесса. На Ахтале наибольшее значение имеют поздние

минеральные ассоциации, входящие в состав полиметаллических руд. Помимо этого, здесь в значительно большем масштабе, чем на других месторождениях, проявлена баритовая минерализация. Сульфиды Ахтальского месторождения оказались отличными по изотопному составу серы от сульфатов месторождений Алаверди и Шамлуг, а именно, они на 3—4‰ обеднены изотопом S^{34} по сравнению с последними [7]. Содержание легкого изотопа S^{32} повышено в поздних генерациях сульфидов, причем количественная роль этого изотопа возрастает не только в сульфидных минералах меди, цинка и свинца, но и в поздних пиритах. Следует подчеркнуть, что аналогичное распределение изотопов серы выявлено на многих колчеданных и полиметаллических месторождениях, где присутствуют гипогенные сульфатные минералы [1, 2]. Эти данные в соответствии с результатами экспериментальных исследований [3] могут рассматриваться как свидетельство повышения окислительного потенциала рудного раствора к концу процесса.

По-видимому, бариты Ахтальского месторождения были образованы в условиях, когда сульфат-ион возникал за счет частичного окисления сульфидной серы рудного раствора. На окислительную обстановку на заключительных стадиях рудообразования указывает также наличие на Ахтальском месторождении гематита. Окисление растворов могло произойти при их обогащении кислородом воздуха или при смешении их с вадозными водами [6].

Различие изотопного состава серы «красных» и «белых» баритов подтверждает наличие двух генераций этого минерала. Об их взаимоотношениях можно лишь высказать следующие предположения. Если поздняя генерация барита образовалась за счет переотложения ранней, то перекристаллизованный агрегат по сравнению с исходным должен показывать меньшие значения δS^{34} . Основанием такого заключения служат результаты экспериментов [9], показавших, что при равновесии сульфат-иона раствора с гипсом или баритом, сера первого при нормальной температуре обогащается до 1,5‰ изотопом S^{32} . Следует иметь в виду, что обе генерации барита встречаются совместно только на Ахтальском месторождении, а на других объектах барит по изотопному составу сходен с поздним ахтальским. В случае, если бы здесь произошло полное переотложение ранней генерации сульфата, переотложенный барит должен был бы иметь такой же изотопный состав серы, как и ранний.

Из изложенного материала следует, что:

1. Бариты на месторождениях Алавердской группы образовались в результате частичного окисления сульфидной серы гидротермальных растворов, что привело к обогащению их серы тяжелым изотопом S^{34} .
2. Различие изотопного состава серы «красных» и «белых» баритов подтверждает наличие, по крайней мере, двух генераций этого минерала на Ахтальском месторождении.

Московский государственный университет
им. Ломоносова,
Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.IX.1971.

Հ. Ն. ԳՐԻՆԵՆԿՈ, Ս. Ա. ԶՈՂՐԱՐՅԱՆ, Ա. Գ. ՍԵՎՈՒՆՑ

ԲԱՐԻՏԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՈՒՄԸ ԱՎԱՎԵՐԴՈՒ ԽՄԲԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում տվյալներ են բերվում Ալավերդու հանքային շրջանի հանքավայրերի ծծմբի իզոտոպային կազմի վերաբերյալ:

Նշվում է, որ այս հանքավայրերի բարիտներն առաջացել են հիդրոթերմալ լուծույթների սուլֆիդային ծծմբի մասնակի օքսիդացման շնորհիվ, որի հետևանքով բարիտները հարստացված են S^{34} ծանր իզոտոպով:

Բարիտների երկու խմբի իզոտոպային հարաբերությունների տարբերությունը հաստատում է բարիտի տարբեր գեներացիաների գոյության մասին նախկինում արտահայտված կարծիքը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Виноградов А. П., Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Столяров Ю. М. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Алексеевского меднорудного месторождения (Средний Урал) и некоторые вопросы его генезиса. Геохимия № 8, 1969.
2. Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Загряжская Г. Д., Столяров Ю. М. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов колчеданных месторождений Левихи в связи с вопросами их генезиса. Геология рудн. м-ний, № 3, 1969.
3. Гриненко В. А., Загряжская Г. Д., Гриненко Л. Н. Фракционирование изотопов серы при высокотемпературном образовании сульфатов. Тез. докл. на Всес. симп. по примен. стаб. изотопов в геохимии. М., 1970.
4. Гриненко Л. Н., Гурин Ю. П., Севунц А. Г., Савина Л. П., Мелконян Р. Л. Распределение изотопов серы в породах и рудах Алавердского района. Тез. докл. на IV Всес. симп. по примен. стаб. изотопов в геохимии. М., 1972.
5. Зограбян С. А. О баритовой минерализации на Ахтальском месторождении. ДАН Арм. ССР, т. XLI, № 2, 1965.
6. Зограбян С. А. Структура и условия образования Ахтальского месторождения. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
7. Севунц А. Г., Гриненко Л. Н. Закономерности распределения изотопных отношений серы в сульфидных месторождениях Алавердского рудного района. Тез. III Всес. симп. по примен. стаб. изотопов в геохимии. М., 1970.
8. Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. «Наука», М., 1965.
9. Thode H. G., Monster J. Sulfur isotope geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas. Am. Assoc. Petr. Geologists. Mem. 4, 1965.

УДК 553.31 311

Г. Б. МЕЖЛУМЯН

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД КАМАКАРСКОГО И СВАРАНЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На территории Армянской ССР известно около ста железорудных месторождений и проявлений, которые отличаются большим разнообразием геологических условий образования, промышленным значением и степенью геологической изученности.

По формационному принципу классификации все месторождения и проявления железа республики можно группировать в семь железорудных формаций, к числу которых относится формация титаномagnetитовых руд, имеющих определенный научный и практический интерес.

Изучением Сваранцкого и Камакарского месторождений титаномagnetитовых руд в разное время занимались И. Г. Магакьян, Ю. А. Арапов, А. И. Адамян, Т. Ш. Татевосян, Э. Х. Гулян, Г. Б. Межлумян, О. П. Гююмджян и ряд других исследователей.

В последние годы в связи с прогнозно-металлогеническим исследованием железных руд различных формаций нами производилось детальное сравнительное исследование титаномagnetитовых руд Камакарского и Сваранцкого месторождений.

Данные по геологии, минералогии, геохимии, типам руд, особенностям текстур и структур руд, а также геологическим условиям образования, полученные при сравнительном анализе, позволяют детализировать и дополнить прежние представления относительно генезиса и оценки перспектив руд титаномagnetитовой формации.

Доказывается полная аналогичность Камакарского месторождения со Сваранцким, а также его принадлежность к собственно магматическому—позднемагматическому генетическому типу, т. е. фузивному типу по А. Н. Заварицкому.

На территории Армянской ССР титаномagnetитовые руды пространственно приурочены к ультраосновным-основным породам верхне-эоценовых гранитоидов Зангезура и генетически тесно связаны с ними.

В данной стадии геологической изученности в отмеченных породах титаномagnetитовое оруденение, представляющее практический интерес, известно на Сваранцком месторождении, расположенном на северном склоне г. Арамазд (центральная часть Баргушатского хребта) и на Камакарском месторождении—в пределах Мегринского плутона (район г. Каладаш). Эти месторождения титаномagnetитовых руд соответственно входят в Мегринский и Баргушатский рудные районы Памба-Зангезурской структурно-металлогенической зоны Арм. ССР [3].

Основным структурным элементом рассматриваемой зоны разрывного характера является Ширако-Зангезурский региональный разлом

глубокого заложения [1], который в Зангезуре прослеживается по линии Татев-Гиратах-Шишкерт в виде мощной взбросовой зоны, названной Шишкерт-Гиратахской [6].

Как Мегринский плутон, так и Арамаздский интрузивный массив, с ультраосновным комплексом которых пространственно и генетически тесно связаны Камакарское и Сваранцкое месторождения, сложены многофазными интрузивами пестрого и сложного петрографического состава. В их составе принимают участие граниты, гранодиориты, монциты, сиенито-диориты, сиениты, диориты, габбро-диориты, габброиды, пироксениты, амфиболиты, оливиниты, серпентиниты и их переходные разновидности. Среди перечисленных разновидностей наиболее широким развитием пользуются сиенито-диориты, монциты и диориты. Общей и характерной особенностью указанных интрузивов являются: а) полифазность их формирования, б) превалирующая роль процесса магматической дифференциации и в) общеизвестный порядок последовательности образования пород от ультраосновных-основных к кислым [2, 5].

Титаномагнетитовые руды Камакарского и Сваранцкого месторождений представляют собой ультраосновные породы, главным образом оливиниты, богатые магнетитом, титаномагнетитом, с подчиненным значением ильменита. В этом отношении правильно их назвать титаномагнетитовыми оливинитами. Руда характеризуется парагенезисом минералов магнетит-титаномагнетит-оливин, количественное соотношение которых колеблется в широких пределах. В минеральном составе титаномагнетитовых руд принимают участие также серпентин, ильменит, шпинель; в незначительном количестве—плагиоклаз, моноклиновый пироксен, амфибол, вторичный магнетит, биотит, илдингсит, пирит, халькопирит, халькозин, борнит, ковеллин, мартит, тальк и др. (табл. 1). Ильменит представлен двумя генерациями—ранней, в виде тонких пластинок в зернах магнетита, образующих пластинчатые и решетчатые структуры распада твердых растворов, и поздней (вторая)—самостоятельные ангедральные выделения, располагающиеся в межзерновых пространствах магнетита. В богатых титаномагнетитовых рудах содержание ильменита достигает 4—7%. В тесном срастании с магнетитом и титаномагнетитом постоянно присутствует шпинель (плеонаст).

Серпентин и вторичный магнетит находятся в тесном сочетании с оливином и являются результатом автометаморфического изменения последнего [4]. Серпентин обычно развивается по трещинкам и периферии зерен оливина. Иногда зерна оливина настолько сильно подвергаются серпентинизации, что они почти полностью превращены в серпентин. Вторичный магнетит в полях серпентина образует пылевидные, точечные и прожилковые микроскопические выделения с разрозненными контурами.

Титаномагнетитовые руды обоих месторождений по минеральному и химическому составу, а также их текстурно-структурным особенностям очень сходны и по внешнему облику почти не отличаются. Макроскопически они представляют собой мелко- и среднезернистые плотные поро-

Таблица 1

Сравнение минерального состава титаномagnetитовых руд
Сваранцкого и Камакарского месторождений

Группы минералов	Месторождение	
	Сваранцкое	Камакарское
Главные	оливин магнетит титаномagnetит серпентин шпинель	оливин магнетит титаномagnetит серпентин шпинель
Второстепенные	ильменит магнетит вторичный иддингсит роговая обманка актинолит плагноклаз пироксен моноклинный биотит	ильменит магнетит вторичный иддингсит роговая обманка апатит актинолит биотит пироксен моноклинный
Редкие	пирит халькопирит халькозин ковеллин борнит марит	пирит халькопирит борнит пироксен ромбич. мартит
Очень редкие	талк пироксен ромб. кальцит апатит	ковеллин халькозин кальцит

ды темно-серого, почти черного цвета, на общем темном фоне которых довольно отчетливо выделяются вкрапленники, иногда прожилки, полосы и шлиры магнетита, титаномagnetита и ильменита.

Содержание рудных вкрапленников в описываемых рудах колеблется в широких пределах—от 20 до 98%, а в рядовых характерных титаномagnetитовых рудах составляет 28—36% от общей площади аншлифа.

Подобно Сваранцким, титаномagnetитовые руды Камакарского месторождения по количественному соотношению рудных и нерудных минералов, среднему содержанию главных рудослагающих окислов— Fe_2O_3 , FeO , Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 , MgO , V_2O_5 и др. можно разделить на редковкрапленные бедные, густовкрапленные средние типы руд. Как видно из результатов химических анализов выделенных типов титаномagnetитовых руд Камакарского и Сваранцкого месторождений, содержание железа в них колеблется в небольших интервалах (табл. 2). Многочисленные химические анализы показывают, что содержание железа в рудах обоих месторождений варьирует: в бедных редковкрапленных ти-

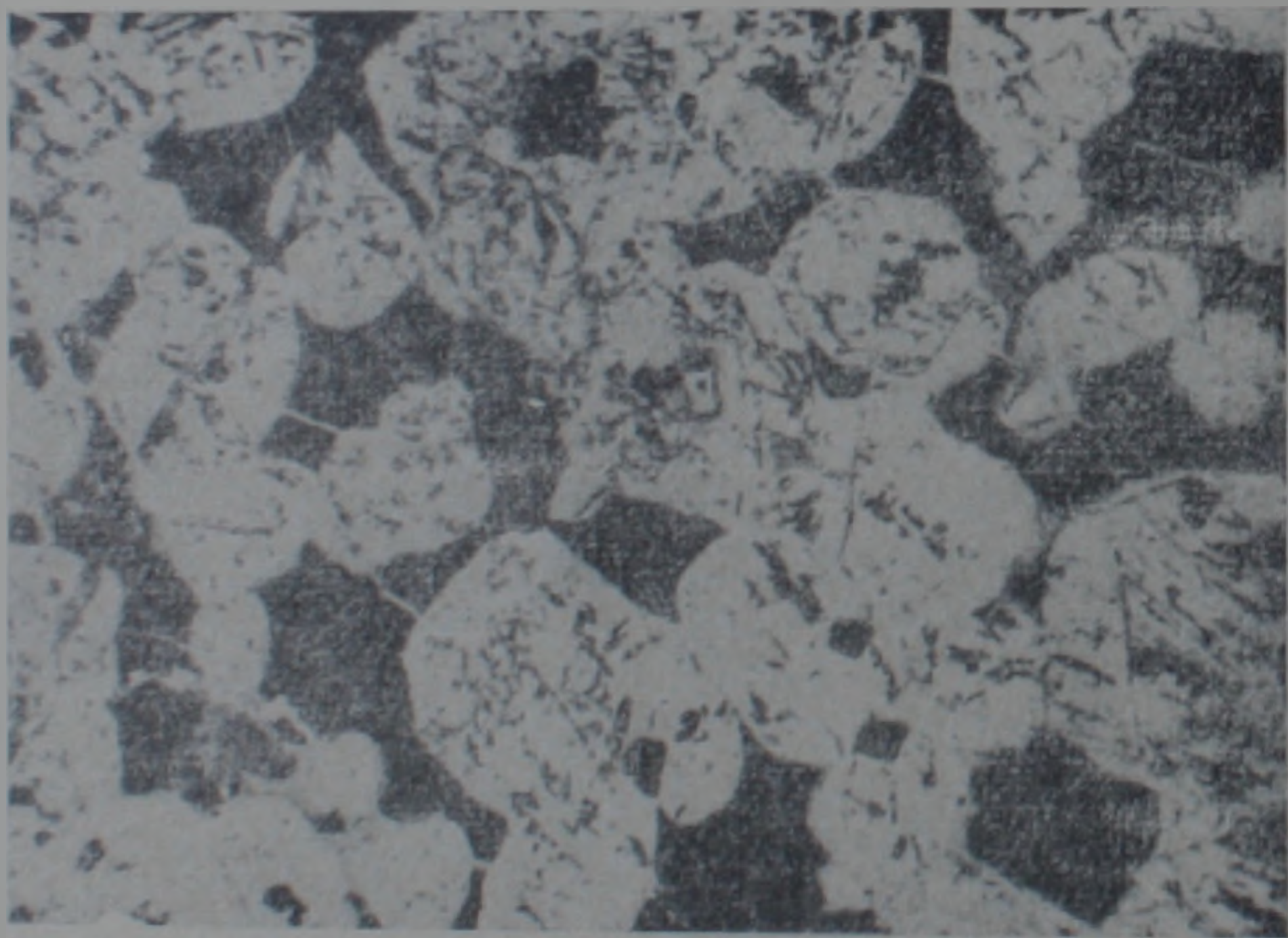
Таблица 2

Сравнение результатов химических анализов различных типов титаномагнетитовых руд Камакарского и Сваранцкого месторождений (%)

Наименование ти- пов руд	М-ние и № про	О к и с л ы													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	nnn	H ₂ O	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅
Бедные редковкра- пленные титано- магнетитовые руды	Сваранцкое 14/62	29,70	0,70	0,70	15,98	12,93	0,31	29,91	не обн.	0,46	не обн.	7,85	0,41	не обн.	0,075
	Камакарское КМ-3/64	25,26	1,09	1,40	23,19	11,87	0,38	27,11	не обн.	0,02	0,11	8,34	0,53	0,07	0,05
Средние гус- товкрапленные ти- таномагнетитовые руды	Сваранцкое 416/62	19,83	1,94	2,54	29,47	17,60	0,36	21,34	не обн.	0,26	не обн.	4,71	0,22	не обн.	0,25
	Камакарское КМ-4/64	17,61	1,45	2,25	32,93	19,10	0,25	20,20	сл	0,06	0,16	4,56	0,32	0,05	0,13
Богатые массивные титаномагнетито- вые руды	Сваранцкое 15/62	2,74	3,76	3,84	49,34	30,90	0,72	5,68	не обн.	сл.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	1,00
	Камакарское КМ-5/64	2,81	3,69	3,80	59,90	24,55	0,23	5,33	не обн.	0,10	0,10	не обн.	0,06	не обн.	0,22

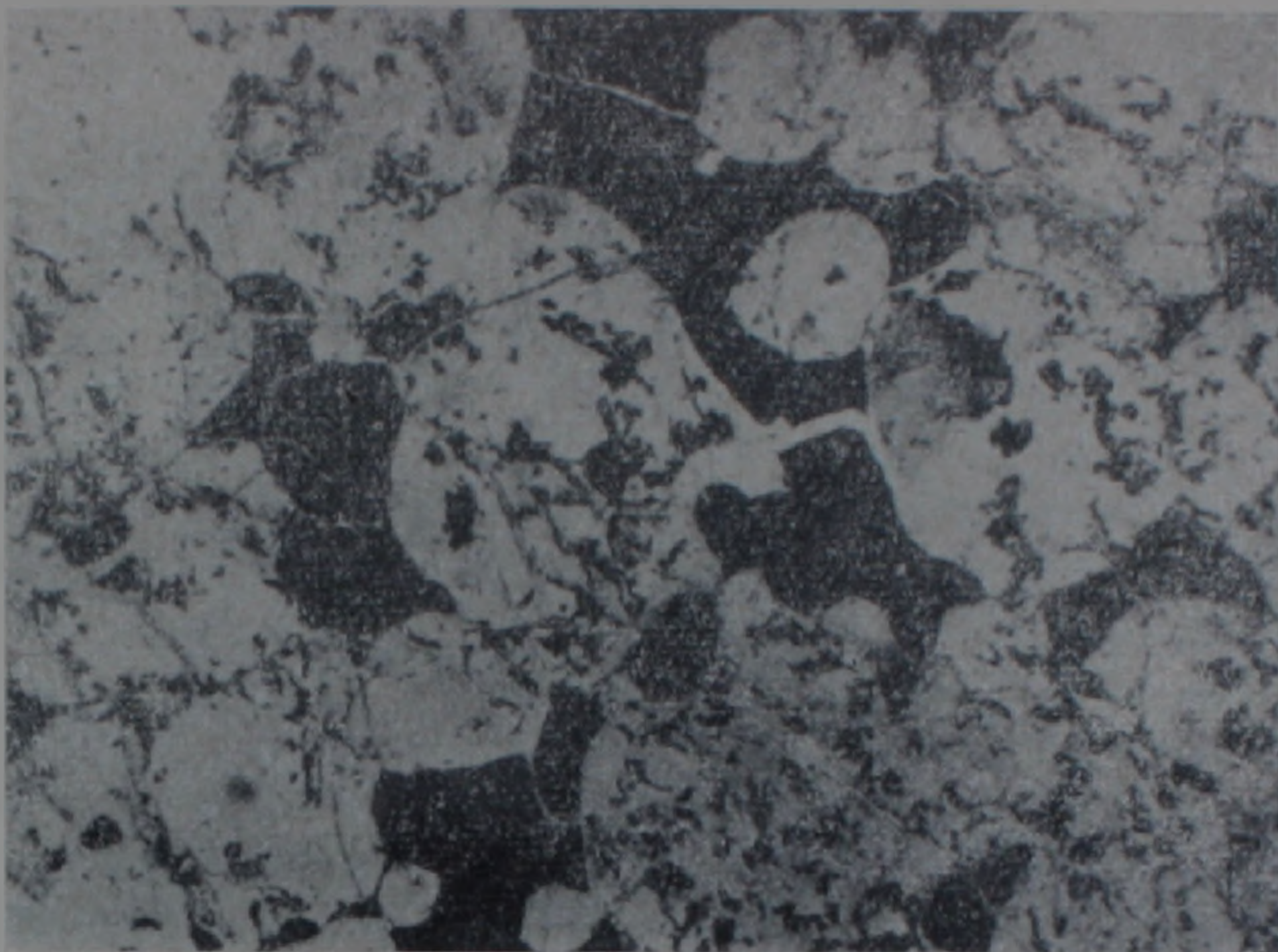
таномagnetитовых рудах от 18 до 26%; средних густовкрапленных титаномagnetитовых рудах—27—40%, в богатых массивных титаномagnetитовых рудах—42—60%. В этих типах титаномagnetитовых руд рассматриваемых месторождений в определенных пределах закономерно изменяются также и содержания остальных компонентов, на которых коротко остановимся ниже.

Роль выделенных типов титаномagnetитовых руд весьма различна. На обоих месторождениях наиболее характерным и широко развитым типом являются бедные редковкрапленные титаномagnetитовые руды. В отличие от последних, богатые массивные титаномagnetитовые руды пользуются довольно ограниченным распространением. Они отличаются также своими характерными типами текстур и структур руд. Так, если для бедных титаномagnetитовых руд характерна вкрапленная текстура с более или менее равномерным распределением и почти одинаковыми размерами рудных вкрапленников, то для средних титаномagnetитовых руд типична густовкрапленная и прожилково-вкрапленная текстура с явно неравномерным распределением рудных вкрапленников среди нерудной массы. Богатые титаномagnetитовые руды отличаются массивной текстурой, гипидноморфнозернистой и панидоморфнозернистой структурами. Редко- и густовкрапленные титаномagnetитовые руды характеризуются сидеронитовой структурой, где рудные выделения отчетливо ксеноморфны по отношению к нерудным минералам и располагаются в межзерновых пространствах последних (фиг. 1 и 2).



Фиг. 1. Сидеронитовая структура. Бедная редковкрапленная титаномagnetитовая руда. Черное—титаномagnetит, светло-серое—серпентинизированный оливин. Прозрач. шлиф., ув. X56. Камакарское месторождение.

Одной из наиболее специфических и общих особенностей титаномagnetитовых руд Сваранцкого и Камакарского месторождений явля-



Фиг. 2. Сидеронитовая структура. Бедная редковкрапленная титаномагнетитовая руда. Черное—титаномагнетит, светло-серое—серпентинизированный оливин. Прозрачн. шлиф., ув. $\times 70$ Сваранцкое месторождение.

ется постоянное присутствие структуры распада твердых растворов шпинели, нежелезистого ильменита, в зернах магнетита и титаномагнетита, что характерно для руд собственно магматического происхождения. К широко развитым структурам распада твердых растворов в этих минералах относятся пластинчатые, решетчатые и эмульсионные (фиг. 3 и 4), которые представляют собой тончайшие и закономерные прорастания шпинели и ильменита по направлениям 100; 111 магнетита. В зернах последнего ильменит образует только пластинчатые, а шпинель—точечные, штриховидные, цепочкообразные, квадратные, ромбовидные, прямоугольные, шестиугольные (часто с закругленными углами) выделения размером от едва различимых при больших увеличениях микроскопа до 0,05 мм.

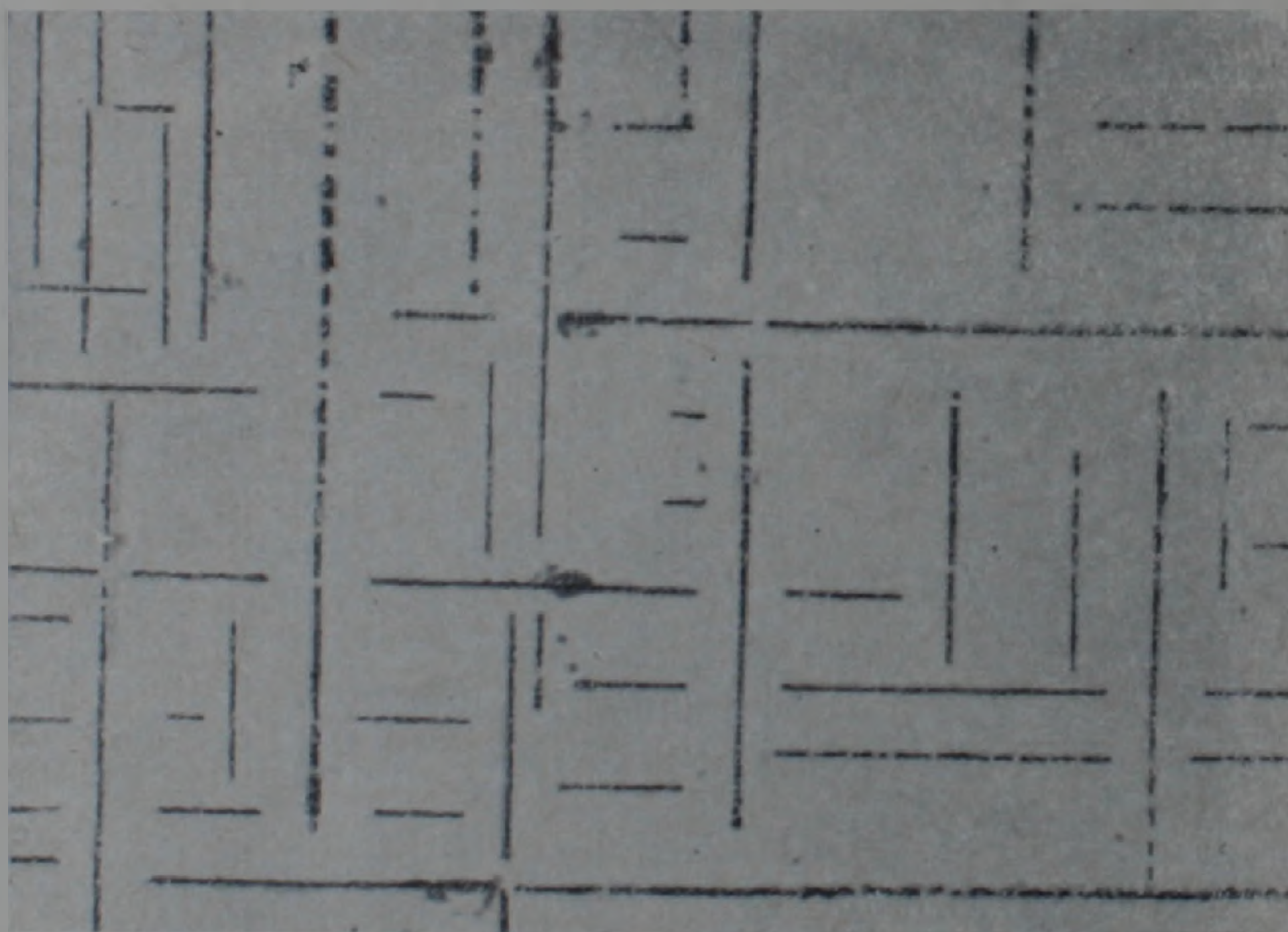
На основании низкого содержания титана и высокого—ванадия, руды Камакарского и Сваранцкого месторождений относятся к малотитанистому ванадийсодержащему типу железных руд и являются аналогами качканарских титаномагнетитовых руд, получивших широкое и всеобщее признание среди геологов, обогатителей и металлургов.

При сравнении результатов химических и полуколичественных спектральных анализов титаномагнетитовых и рудовмещающих габброидов Камакарского месторождения с аналогичными типами руд и пород Сваранцкого, обнаруживается большое сходство и соответствие по содержанию окислов железа, титана, ванадия, марганца, магния, алюминия, кремния и других компонентов.

Многочисленные полуколичественные и количественные спектральные анализы в химическом составе титаномагнетитовых руд этих место-



Фиг. 3. Решетчатая структура. Точечно-пластинчатые выделения шпинели в зернах титаномагнетита. Титаномагнетит—серый (общий фон). Полир. шлиф., ув. $\times 70$. Камакарское месторождение.



Фиг. 4. Решетчатая структура. Точечно-пластинчатые выделения шпинели в зернах титаномагнетита. Титаномагнетит—серый (общий фон). Полир. шлиф., ув. $\times 70$. Сваранское месторождение.

рождений показали тридцать, а рудовмещающих габброидов—26 элементов. Постоянно присутствуют тринадцать (Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ti, V и др.), часто—восемь элементов (Cu, Cr, Ge, Li, Zr, Sr, Ba и др.), а остальные встречаются редко (Ta, Nb, Yt, Yb, Ag, Sc, Be и др.).

В редковкрапленных бедных, густовкрапленных средних и массив-

ных богатых рудах содержание наиболее характерных и постоянно присутствующих рудных элементов колеблется в пределах: Ti—0,3—3,0 и больше; V и Ni—0,01—0,3; Mn—0,3—1,0; Cr и Co—0,01—0,03; Cu—0,001—0,01; Zn—0,001—0,1% и т. д. Содержание этих элементов в рудовмещающих габброидах соответственно в три-десять раз меньше, чем в титаномagnetитовых рудах.

Сравнительное минералого-геохимическое исследование показало, что железо, элементы его семейства, а также MgO, SiO₂ и Al₂O₃ в титаномagnetитовых рудах и рудовмещающих габброидах рассматриваемых месторождений подчиняются общим закономерностям распределения. Сущность установленных геохимических особенностей заключается в том, что в различных типах титаномagnetитовых руд и рудовмещающих габброидов Камакарского и Сваранцкого месторождений наблюдается прямая корреляционная связь между содержаниями железа, титана и ванадия, т. е. с увеличением содержания железа закономерно увеличивается содержание этих элементов [5].

Наиболее высокое содержание MgO и SiO₂ характерно для бедных редковкрапленных титаномagnetитовых руд, обусловленных большим количеством магнезиального оливина в их составе. В противоположность этому наименьшее содержание MgO (5,33—5,68%) установлено в богатых массивных рудах, обусловленных отсутствием оливина и наличием мельчайших выделений шпинели (плеонаста) во всех зернах magnetита и титаномagnetита.

Корреляционная же связь между содержаниями железа, магния и кремния обратная, т. е. с повышением содержания железа уменьшается содержание MgO и SiO₂. Выявленные особенности распределения железа и элементов его группы, а также магния и кремния хорошо увязываются с нашими представлениями относительно геологических условий образования этих месторождений.

По направлению от наиболее ранних к более поздним разностям породы основного-ультраосновного комплекса Мегринского плутона и Арамаздского интрузива наблюдается закономерное увеличение абсолютного и относительного содержания суммы окислов железа. С увеличением содержания железа наблюдается также и концентрация его спутников—титана, ванадия больше, нежели никеля, кобальта, хрома и марганца. Повышение концентрации как железа, так и его сопутствующих элементов происходит в поздней стадии рудообразования.

Геологические условия образования титаномagnetитовых руд изменялись во времени и пространстве, что привело к накоплению двух типов титаномagnetитовых руд: раннемагматического и позднемагматического.

Раннемагматические титаномagnetитовые руды образовались почти одновременно с вмещающими габброидами, которые представлены в виде небольших линз, гнезд, шпир и невыдержанных жил. Этот тип ору-денения отличается небольшими размерами рудных дифференциатов и быстро выклинивается на глубинах 150—200 м.

Позднемагматический тип титаномагнетитового оруденения, в противоположность раннемагматическому, имеет резкие интрузивные контакты с вмещающими габброидами и является более поздним образованием по отношению к последним. Позднемагматические титаномагнетитовые руды представлены крутопадающими дайкообразными, линзовидными и жиллообразными секущими телами, которые простираются на расстоянии 1000—1200 м, в отдельных случаях до 1400—1500 м, при мощности 30—40 м, иногда 60—90 м. Этот тип оруденения прослеживается до глубины 800 м и более.

Титаномагнетитовое оруденение контролируется прототектоническими структурами вмещающих габброидов. Выделяются две стадии развития прототектонических структур—ранняя и поздняя. Ранние прототектонические структуры представлены параллельными трещинками и трещиноватыми зонами меридионального и субмеридионального простирания, которые развиты в верхних и приповерхностных частях дифференцированных габброидов и характеризуются невыдержанностью на небольших глубинах. К этим прототектоническим структурам относятся также элементы первичной стратификации (псевдостратификации) габброидов: первичная полосчатость и трахитоидность.

Раннемагматический тип титаномагнетитового оруденения контролируется прототектоническими структурами ранней стадии, а позднемагматический тип—поздними прототектоническими структурами.

Поздние прототектонические структуры являются наложенными и отличаются большими размерами. К ним приурочены крупные дайкообразные, линзовидные и жиллообразные вышеотмеченные титаномагнетитовые рудные тела. Прототектонические поздние структуры представляют собой главные рудоконтролирующие структуры, локализирующие титаномагнетитовое оруденение.

Таким образом, проведенное сравнительное исследование приводит к нижеследующим выводам:

1. Однотипность минерального и химического состава титаномагнетитовых руд сравниваемых месторождений, сходность их геохимических и текстурно-структурных особенностей, а также приуроченность этого типа оруденения к дифференцированным комплексам ультраосновных—основных пород верхнеэоценовых гранитоидов, позволяют Камакарское титаномагнетитовое месторождение считать типичным аналогом Сваранцкого.

Из вышесказанного следует, что Камакарское титаномагнетитовое месторождение, подобно Сваранцкому, относится к собственно магматическому (гистеромагматическому) генетическому типу с переходом от раннемагматического к позднемагматическому. Формирование этих месторождений протекало в длительное время, от жидкого состояния магмы вплоть до окончательной раскристаллизации остаточного рудного расплава, причем главная масса титаномагнетитовых концентраций образовалась в позднемагматическом этапе рудообразовательного процесса.

2. Общность закономерностей распределения окислов железа и элементов его группы, а также кремния, алюминия, магния и других компонентов в титаномагнетитовых рудах, сходный химический состав этих руд и элементов-примесей в акцессорных и рудных титаномагнетитах Камакарского и Сваранцкого месторождений свидетельствуют о единстве магматического очага Мегринского плутона и Арамаздского интрузива и об общности условий их формирования; одинаковом направлении хода эволюции интрузивных процессов, что привело к промышленным концентрациям однотипных титаномагнетитовых руд.

3. Закономерная пространственная приуроченность титаномагнетитового оруденения Камакарского и Сваранцкого месторождений к породам ультраосновного—основного комплекса говорит в пользу титаномагнетитовой металлогенической специализации указанного комплекса. Следовательно, область развития ультраосновных—основных пород в Зангезуре рассматривается как перспективный район в отношении обнаружения титаномагнетитовых руд. Поэтому необходимо в пределах развития этих пород Зангезура произвести поисково-разведочные работы с целью выявления новых промышленных запасов титаномагнетитовых руд и оценки их перспектив.

Институт геологических наук

АН АрмССР

Поступила 24.III.1972.

Գ. Բ. ՄԵԺՐԻՄՅԱՆ

ԿԱՄԱՔԱՐԻ ԵՎ ՍՎԱՐԱՆՑԻ ՏԻՏԱՆԱՄԱԳՆԵՏԻՏԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՀԱՄԱՐԱՏԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ-ի տիտանամագնետիտային հանքանյութերի մանրամասն ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս Կամաքարի տիտանամագնետիտային հանքավայրը համարելու Սվարանցի հանքավայրի տիպիկ նմանակը:

Փաստական նյութի վերլուծությունից հետևում է, որ Կամաքարի տիտանամագնետիտային հանքանյութերը Սվարանցի նման պատկանում են բուն մագմատիկական զեննտիկական տիպին և ունեն անցումային բնույթ՝ վաղ մագմատիկականից դեպի ուշ մագմատիկական: Երկրաբանական պայմանների նման փոփոխական բնույթը վկայում է այն մասին, որ այդ հանքավայրերը ձևավորվել են մեծ ժամանակահատվածում՝ սկսած մագմայի հեղուկ լիճակից ընդհուպ մինչև նրա մնացորդային հանքային հալոցքի բյուրեղացումը, ըստ որում տիտանամագնետիտային հանքանյութերի հիմնական կուտակումները տեղի են ունեցել հանքառաջացման պրոցեսի վերջին էտապում:

Պարզված է, որ Կամաքարի և Սվարանցի տիտանամագնետիտային հանքայնացումները տարածականորեն համապատասխանաբար հարում են Մեղրու պլուտոնի և Արամապղի ինտրուզիվ զանգվածի առաջացման առաջին ֆազայի հիմքային և ուլտրահիմքային ապարներին և զեննտիկորեն կապված են նրանց հետ:

Կամաքսիթի և Սվարանցի տիտանամագնետիտային հանքանյութերում երկաթի և նրա խմբի տարրերի (Ti, V, Cr, Ni, Co, Mn), ինչպես նաև սիլիցիումի, ալյումինի, մագնեզիումի թթվածնային միացությունների և այլ կոմպոնենտների տեղաբաշխման գեոքիմիական առանձնահատկությունների ընդհանրությունը, ակցեսոր և հանքային տիտանամագնետիտների քիմիական կազմի և իատնուրդների պարունակության խիստ նմանությունը որոշակի կերպով վկայում են Մեղրու պլուտոնի և Արամաղղի ղանգվածի առաջացման մագմատիկական օջախի միասնական լինելու և, մյուս կողմից, նրանց ձևավորման պրոցեսների միևնույն էվոլյուցիոն բնույթի մասին:

Այսպիսով, բացահայտված օրինաչափությունները թույլ են տալիս Զանգեզուրում տարածված ուտրահիմքային-հիմքային ապարների տարածման շրջանները, տիտանամագնետիտային հանքայնացման տեսակետից, համարել հեռանկարային: Նշանակում է, Զանգեզուրի այդ ապարների տարածման շրջաններում տիտանամագնետիտային հանքանյութերի նոր պաշարների հայտնաբերելու նպատակով պետք է կատարել որոնման և հետախուզական աշխատանքներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Гулян Э. Х., Татевосян Т. Ш. Баргушатская группа интрузивов. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, геологич. описание «Недра», М., 1970.
3. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.
4. Межлумян Г. Б. О генезисе Сваранцского железорудного месторождения. Известия АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XIII, № 1, 1960.
5. Межлумян Г. Б. Некоторые особенности геохимии железа, титана и ванадия в магнетитовых рудах и вмещающих габброидах Сваранцского месторождения. Вопросы минер. и петрогр. Арм. ССР. Записки Арм. отд. ВМО, вып. 3, Ереван, 1966.
6. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.

УДК 553.411.9

Ш. О. АМИРЯН

КЛАССИФИКАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР И ИХ ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Разнообразие процессов и геологических условий минералообразования приводит к многообразию месторождений, отличающихся по способу образования, минералого-геохимическим особенностям, форме и условиям залегания рудных тел, физико-химическим условиям рудоотложения и другим признакам.

Классификация месторождений полезных ископаемых, т. е. определение классификационной принадлежности месторождения позволяет оценить масштабы оруденения и промышленную ценность руд, определить закономерности образования и распределения руд, выяснить возможности комплексного извлечения ценных компонентов руд и выявить перспективные участки оруденения.

Существуют многочисленные схемы классификации месторождений полезных ископаемых. Одни исследователи в основу классификации положили геоструктурные признаки формирования месторождений, другие—формы рудных тел, третьи—минеральный состав, температуру и глубину образования руд, четвертые—отношение месторождений к магматическим породам, пятые—магматические уровни и рудные формации, пространственное положение месторождений относительно изверженных и вмещающих их пород, стадии развития магматических очагов, механизм минералообразования, тектономагматические комплексы и т. д.

С развитием учения о рудных месторождениях классификационные схемы стали более детальными и многообразными. В этих схемах стали применять новые подразделения—серии, группы, типы, классы, подклассы, комплексы, формации, генетические ряды, минеральные типы и другие.

Кроме общих классификационных схем, затрагивающих также месторождения золота, существуют такие схемы, которые относятся только к золоторудным месторождениям. В этих схемах в основном исходят из формационного принципа группировки золоторудных месторождений.

До пятидесятых годов в рудных формациях Армянской ССР выделялись золото-сульфидная и россыпная формации руд. Далее, с открытием новых месторождений золота, число золоторудных формаций намного возросло. И. Г. Магакьяном и автором [10] данной статьи выделялись золото-теллурические, золото-сульфидные, золото-шеелитовые, колчеданные с золотом и россыпные (аллювиальные и элювиальные) формации золотых руд. Еще позже нами сначала для Севано-Амассийской структурно-металлогенической зоны, а затем для всей территории

республики [4, 5, 6], выделялись убогосульфидные, малосульфидные, умеренно сульфидные и существенно сульфидные месторождения.

С. А. Мовсесян [11] золоторудные месторождения Армянской ССР подразделил на шесть промышленных типов, в зависимости от состава руд, формы рудных тел и приуроченности к определенным типам пород.

А. Р. Давтян и П. М. Бартикян золоторудные месторождения делят на две группы: собственно золоторудные и золотосодержащие, которые дальше делятся на генетические классы и рудные формации.

В данной статье приводится более расширенная классификация золоторудных месторождений Армянской ССР, в основу которой положены установленные золотоносные минеральные ассоциации. Такими формациями являются: 1) золото-сульфидно-теллуровая с золото-арсенопиритовым, золото-пирит-халькопиритовым, золото-полисульфидным, золото-теллуровым и золото-антимонитовым типами; 2) золото-сульфидная с золото-медно-висмутовым, золото-полиметаллическим, золото-арсенопиритовым, золото-сульфоантимонитовым типами; 3) золото-шелитовым и золото-полиметаллическим типами; 4) золото-свинцово-сурьмяная с золото-полиметаллическим, золото-сульфоантимонитовым и золото-антимонитовым типами; 5) золото-кварцевая; 6) вторичные кварциты с золотом; 7) железная шляпа колчеданных месторождений и 8) золотоносные россыпи с типами аллювиальными (русловыми, террасовыми, долинными), элювиальными, делювиальными и пролювиальными.

Все формации золотых руд, за исключением россыпей, относятся к гидротермальной группе, образованной на малой глубине и приповерхностных условиях при средней, низкой температуре.

По содержанию сульфидов среди золоторудных месторождений выделяются все типы по Н. В. Петровской [12]—убогосульфидные (Лалигюх, Капутсар, Гамзачиман), малосульфидные (Меградзор, Сарнахпюр, Арчасар и др.), умеренно сульфидные (Зод, Тей, Личквас, Гегарчин, Азатек, Арманис и др.), существенно сульфидные (Тандзут).

Золото-сульфидно-теллуровая формация представлена Зодским, Меградзорским месторождениями и двумя небольшими проявлениями (Сарнахпюр и Намазелян), но по запасам и содержанию благородных и редких элементов занимает одно из ведущих мест.

Золото-сульфидно-теллуровая формация парагенетически связана с олигоцен-досреднемиоценовыми штоками и дайками, внедрившимися в поздние и конечные этапы геотектонического развития Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской структурно-металлогенических зон.

Главнейшими формами рудных тел этой формации являются жилы, прожилковые зоны, гнезда, карманы, рудные столбы, приуроченные к габбро, перидотитам, монцонитам, сиецитам, граносиенит-порфирам, липарит-порфирам, порфиритам, туффитам и туфобрекчиям.

Околорудные изменения пород представлены лиственитизацией основных и ультраосновных пород и пропилитизацией и аргиллизацией остальных.

Руды сложного минерального состава. В них установлены самородные минералы (золото, серебро, висмут, теллур, сурьма), сульфиды (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, висмутин, киноварь, линнит, полидимит, вазсит, арсенопирит, антимонит и др.), арсениды (никеллин, леллингит, раммельсбергит, смальтин и др.), сульфосоли (теннантит, тетраэдрит, станнин, буланжерит, геокронит, айкинит и др.), теллуриды (алгаит, мелонит, калаверит, креннерит, сільванит, гессит, петцит, теллуrowисмутит, тетрадимит, нагнаит, колорадонит и др.), окислы, силикаты, сульфаты, теллулаты, карбонаты и др. [1,6].

Отмеченные минералы образуют различные природные ассоциации, отложившиеся в результате многостадийного развития рудного процесса [6].

Золото в рудах представлено как в самородной форме, так и в виде теллуридов. Пробность золота высокая—825—953. Золото-серебряное отношение составляет от 1:10 до 1:2. Для отдельных минеральных типов руд оно разное. Так, например, для пирит-халькопиритовых руд оно составляет 1:3, пирит-арсенопирит-полиметаллических—1:5, пирит-арсенопиритовых—1:1,5, золото-полиметаллических—1:3, золото-теллуrowых—1:2—1,3:1.

Проявление золота связано с определенными стадиями рудного процесса—золото-арсенопиритовой, золото-полисульфидной, золото-полиметаллической золото-пирит-халькопиритовой, золото-антимонитовой и золото-теллуrowой.

Характерными элементами руд являются: Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Au, Ag, Bi, Te, Se, Cd, нередко Ni, Co, Hg, In, Sn.

Золото-сульфидная формация самая многочисленная по числу объектов. Проявления этой формации установлены во всех трех структурно-металлогенических зонах. На основании генетической связи с другими формациями здесь выделяются месторождения, связанные с медно-молибденовой формацией (Тей, Личквас, Ихрут и др.) и с медно-колчеданной (Шаумян-Халадж, Лалигюх, Арманис и др.).

Золото-сульфидная формация представлена золотоносными кварц-карбонат-полиметаллическими, пирит-висмутин-халькопиритовыми, золото-арсенопиритовыми, золото-сульфоантимонитовыми жилами и ору-денными зонами раздробленных пород, прослеживающихся на несколько сот метров по простиранию и на глубину, при мощности от 0,2 до 10 и нередко более метров.

Минеральный состав руд довольно сложен и многообразен. В них участвуют окислы, сульфиды, сульфосоли Pb, Cu, Bi, Ag, As, Sb, нередко теллуриды Pb, Bi, Ag и Au. Преобладающими минералами являются сульфиды, а из жильных—кварц и карбонаты.

Характерными изменениями пород являются пропилитизация и аргиллизация. Рудные тела находятся как в интрузивных породах, так и в порфиритах и их туфобрекчиях. По возрасту золото-сульфидные месторождения считаются олигоцен-миоценовыми. Только отдельные представители этой формации (Шаумян-Халадж и др.) считаются более

древними. Генетически они связываются с очагами средней и умеренно кислой магмы.

Рудообразование имеет многостадийный характер [6], где золото приурочено к определенным стадиям. Золото в рудах представлено преимущественно в форме самородного золота и только в редких случаях — теллуридов. Золото по химическому составу высокопробное — 780—927.

Золото-серебряное отношение для различных минеральных типов различно и варьирует в пределах от 1:145 до 1:5.

В рудах золото-сульфидных месторождений, кроме золота установлены повышенные содержания серебра, висмута, селена, теллура, меди, цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, кадмия, нередко ртути, индия, таллия, галлия, германия.

В связи с тем, что золото-сульфидные месторождения находятся в самых различных геологических условиях, поэтому они характеризуются большим разнообразием минералого-геохимических особенностей [5, 6, 8, 9].

Золото-шеелитовая формация на территории республики представлена единственным Гамзачимацким месторождением, расположенным в Севано-Амасийской зоне. Оно в генетическом отношении связано с очагом граносиенитовой интрузии.

Золоторудное оруденение здесь представлено убогой золото-сульфидной и золото-шеелитовой минерализацией, которая наложена на кварц-пиритовую и кварц-молибденитовую. Образуют они маломощные жилы и пологопадающие зоны в граносиенитах и порфиритах.

Рудовмещающие граносиениты серицитизированы, пиритизированы и окремнены, а порфириты — хлоритизированы и эпидотизированы.

Руды описанной формации бедны как золотом, так и сульфидами. Золото представлено тонкодисперсными частицами и теллуридами [4].

В составе руд установлены магнетит, гематит, шеелит, золото, киноварь, молибденит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кренерит, гессит и другие минералы. Из жильных минералов присутствуют кварц, кальцит, манганокальцит.

В связи с тем, что руды бедны сульфидами, в них низка концентрация благородных и редких элементов. Золото-серебряное отношение для этих руд составляет 1:10—1:2.

Золото-свинцово-сурьмяная формация представлена двумя небольшими месторождениями — Азатекским и Софи-бина.

Золото-свинцово-сурьмяные руды генетически тесно связаны с небольшими интрузивными массивами миоценовых гранитоидов. Представлены они небольшими жилами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации, которые находятся в эоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах.

Преобладающими типами руд в этой формации являются полиметаллические, сульфоантимонитовые и антимонитовые с невысоким содержанием золота. Зато они характеризуются повышенной концентрацией серебра, висмута и сурьмы.

В составе руд, кроме обычных сульфидов, установлены многие сульфосоли Pb, Sb, Au, Cu. Золото в рудах представлено исключительно в самородном виде.

Руды этой формации характеризуются самым низким золото-серебряным отношением, которое варьирует в пределах 1:160—1:15 [2].

Золото-кварцевая формация представлена небольшими линзообразными жилами и линзами кварца с убогой сульфидной минерализацией в породах метаморфической толщи Памбакского и убого-сульфидными кварцевыми жилами в эоценовой вулканогенной толще Айоцдзорского рудных районов (Зар, Ванкидзор, Капутсар).

Кроме кварца в жилах установлены тонкие включения пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Золото установлено пробирными анализами и характеризуется низкими содержаниями (0,5—16,4 г/т). В жилах низки также содержания серебра и других элементов. Золото-серебряное отношение составляет 1:50.

Вмещающие жилы породы окварцованы и эпидотизированы. Жилы нередко прослеживаются на 1 и более км., при мощности до 2 м.

Вторичные кварциты с золотом имеют широкое распространение, но немногие из них имеют практическое значение (Кавартское). Повышенные концентрации золота установлены в тех кварцитах, которые сопровождаются сульфидной минерализацией.

Вторичные кварциты образовались за счет различных вулканогенных пород в различные металлогенические эпохи. Они обычно развиваются вдоль крупных разрывных нарушений и имеют вытянутую пластинчатую форму. Вторичные кварциты сложены из кварца, алунита, диоксидита, пиррофиллита, серицита, карбоната. Из рудных минералов в них установлены: пирит, халькопирит, сфалерит, золото, галенит, блеклые руды.

Сульфидная минерализация в виде прожилок и вкрапленности развивается по вторичным кварцитам.

Золото во вторичных кварцитах очень мелкое и распределено крайне неравномерно, в различных весовых соотношениях, достигая в редких случаях промышленных концентраций.

Форма золотинок жилковидно-пластинчатая, комковидная, пленочная, реже губчатая и дендритовидная. Золото-серебряное отношение в золотоносных вторичных кварцитах составляет 1:3.

Железная шляпа сульфидных месторождений с золотом хорошо представлена на Тандзутском серноколчеданном месторождении, где она образует полосу близширотного простирания, длиной 2—2,5 км при средней ширине 300—400 м и мощности 10—20 м. Содержание золота на отдельных участках железной шляпы колеблется в пределах нескольких г/т.

Золотоносные россыпи имеют небольшое развитие. Среди них выделяются следующие типы: элювиальные, аллювиальные, делювиальные. Аллювиальные россыпи подразделяются на русловые, долинные и террасовые, которые сравнительно хорошо развиты в районах

золоторудных месторождений Зод, Меградзор и Гамзачиман, в долинах рек Масрик, Агстев и Мармарик. Элювиальные, делювиальные и пролювиальные россыпи развиты непосредственно на золоторудных месторождениях.

В россыпях золото ассоциирует с различными минералами, в зависимости от минерального состава коренных источников, питающих россыпи. Размер зерен доходит до 150,5 г, преобладает фракция меньше 1 мм. Проба золота 750—960. Содержание золота в россыпях составляет несколько г/м³ песка.

Обобщая вышесказанное, можно отметить, что среди выделенных золоторудных формаций по масштабам развития и запасам первостепенное значение имеют золото-сульфидно-теллурическая и золото-сульфидная, за ними следуют золото-свинцово-сурьмяная, золото-шеелитовая и др.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 15.IX.1972.

Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԴԱՍԱԿԱՐԳՈՒՄԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ ԲՆՈՒԹԱԿԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանի ոսկու հանքավայրերի մանրամասն ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս առանձնացնելու հետևյալ ֆորմացիաներն իրենց բնորոշ ոսկեբեր միներալային տիպերով՝ ոսկի-սուլֆիդ-տելուրային, ոսկի-սուլֆիդային, ոսկի-շեելիտային, ոսկի-կապար-ծարիրային, ոսկի-քվարցային, ոսկեբեր երկրորդային քվարցիտների, կոլչեդանային հանքավայրերի երկաթե գլխարկի և ցրոնային:

Ոսկի-սուլֆիդ-տելուրային ֆորմացիան (Զոդ, Մեղրաձոր) կապված է վերին երրորդականի գրանիտոիդների դաշկանների և շտոկների հետ: Հանքանյութերում ոսկին ներկայացված է բնածին ոսկու և տելուրիդների ձևով: Ոսկու հարգը կազմում է 825—953, Au:Ag — 1:10—1:2:

Ոսկի-սուլֆիդային ֆորմացիան (Թեյ, Լիճքվազ, Շահումյան և այլն) գենետիկորեն կապված է տարրեր հասակի մագմատիկ առաջացումների հետ: Ոսկին ներկայացված է հիմնականում բնածին ոսկու ձևով: Ոսկու հարգը կազմում է 780—927, իսկ Au:Ag — 1:145—1:5:

Ոսկի-շեելիտային ֆորմացիան (Համգաչիման) կապված է ստորին օլիգոցենի գրանոսիենիտների հետ: Հանքանյութերն աղքատ են և սուլֆիդներով, և ոսկով: Au:Ag կազմում է 1:10—1:2

Ոսկի-կապար-ծարիրային ֆորմացիան (Աղստեկ, Սոֆի-բինա) գենետիկորեն կապված է միոցենի հասակի գրանիտոիդների հետ: Ոսկին հիմնականում ներկայացված է բնածին հատիկներով: Հանքանյութերում գերակշռում են Pb և Sb սուլֆաաղերը: Au:Ag տատանվում է 1:160 մինչև 1:15 սահմաններում:

Ոսկի-քվարցային ֆորմացիան (Կապուտսար, Զառ, Վանքի-ձոր) աղքատ է սուլֆիդներով և ոսկով: Au:Ag կազմում է 1:50: Հանքամարմինները մի

դեպքում գտնվում են հնագույն մետամորֆային, իսկ մյուս դեպքում՝ երրորդականի հրաբխածին հաստվածքի ասպարններում:

Ոսկեբեր երկրորդային քվարցիտների ֆորմացիան (Կավարտ) ունի լայն տարածում, բայց ոչ մեծ արդյունաբերական նշանակություն: Ոսկին ներկայացված է նուրբ հատիկներով: $Au:Ag$ հավասար է 1:3, ոսկու մի քանի զրտ պարունակությամբ:

Սուլֆիդային հանքավայրերի օքսիդացման զոնան (Տանձուտ) բնորոշ է ոսկու բավականին մեծ պարունակությամբ: Ոսկին գտնվում է հիպերգեն միներալների հետ միասին:

Ոսկեբեր ցրոններն ունեն ոչ մեծ տարածում: Նրանցից կարևոր են Մասրիկ (Սոթ), Աղստև և Մարմարիկ գետերի ցրոնները:

Թվարկված ֆորմացիաներից կարևոր են՝ ոսկի-սուլֆիդ-տելուրայինը և ոսկի-սուլֆիդայինը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. К минералогии золоторудных месторождений. ДАН Арм. ССР, т. XXXI, № 4, 1960.
2. Амирян Ш. О., Акопян А. Г. О золоторудной минерализации на одном сурьмяно-полиметаллическом месторождении Айодзорского рудного района. Науч. тех. сборник. Геслогия и горное дело, № 3—4, 1963.
3. Амирян Ш. О., Карапетян А. И. Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения. Известия АН Арм. ССР, серия геол.-геогр. наук, т. XVII, № 2, 1964.
4. Амирян Ш. О. К минералогии и золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 3, 1966.
5. Амирян Ш. О. Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личквасского золоторудного месторождения. Известия АН Арм. ССР, серия геол.-геогр. наук, т. XIX, № 6, 1966.
6. Амирян Ш. О. Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 4, 1968.
7. Амирян Ш. О. К условиям образования Меградзорского золоторудного месторождения. Записки Арм. отд. ВМО, вып. 4, 1970.
8. Амирян Ш. О., Тунян Г. А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 5, 1971.
9. Амирян Ш. О. Новое в минералогии и геохимии руд Арманинского золото-сульфидного месторождения. ДАН Арм. ССР, т. LIV, № 2, 1972.
10. Мигакьян И. Г. и Амирян Ш. О. Геология Армянской ССР, т. VI, Металлические полезные ископаемые, «Золото». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1967.
11. Мовсисян С. А. К вопросу об основных закономерностях размещения рудных месторождений Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1969.
12. Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях Зап. ВМО, нов. серия, т. 84, 1955.

УДК 553.447

В. О. ПАРОНИКЯН

К ГЕНЕЗИСУ ПРИВОЛЬНЕНСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Привольненское месторождение находится у одноименного села в северной части Армянской ССР. Вопросы его геологического строения, минералогии, геохимии руд и особенно генезиса в литературе обсуждались многократно [1, 2, 3, 5, 6, 7]. Несмотря на это, месторождение в генетическом отношении до сих пор остается спорным.

Сбор и обработка материалов по месторождению нами произведены в течение 1958—1960 гг., дополнительно—в 1968 году. Полученные результаты уточняют и в определенной степени дополняют прежние исследования и в то же время вносят некоторые коррективы в существующие представления о генезисе руд.

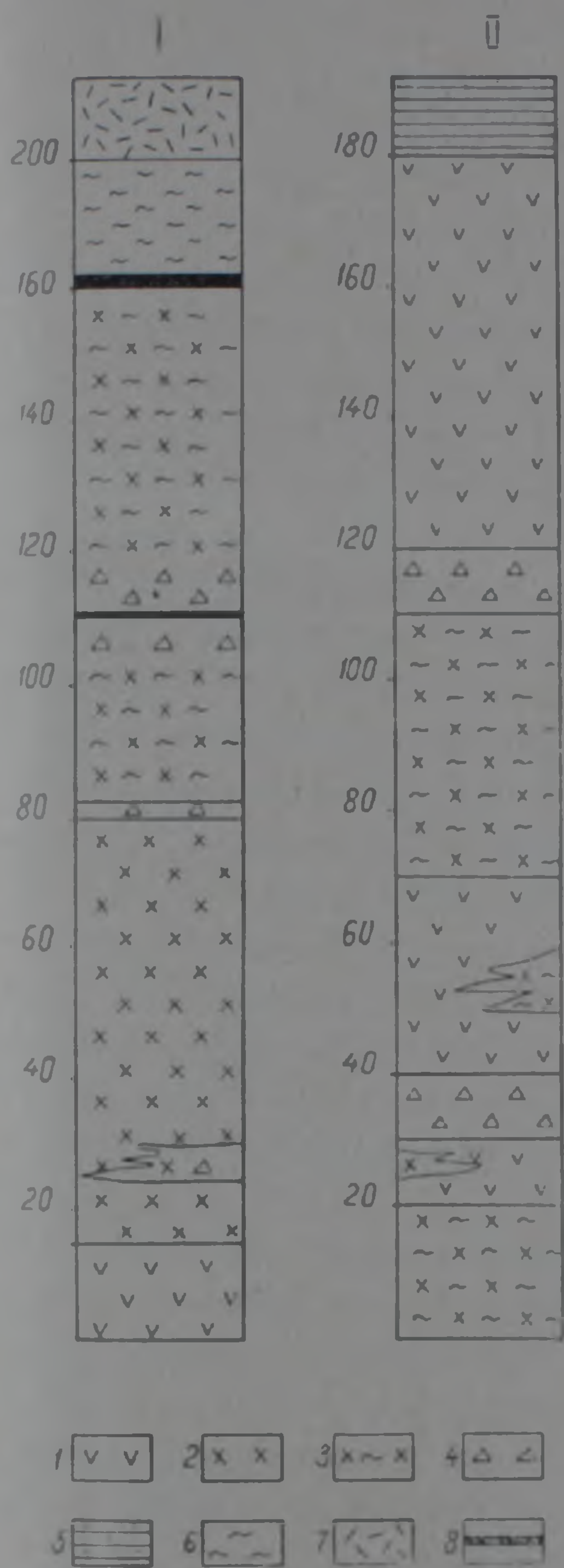
Привольненское рудное поле приурочено к краевому прогибу Севано-Амасийской зоны, заполненному осадочно-вулканогенными породами среднего, а по радиологическим данным—среднего-верхнего эоцена. В пределах месторождения спокойное залегание пород (углы падения слоистых образований не превышают $15\text{--}20^\circ$) осложняется второстепенной складчатостью брахиантиклинального и брахисинклинального типов, преимущественно северо-западного простирания. Довольно интенсивно развиты также тектонические нарушения северо-западного и северо-восточного [7, 8] простираний, обуславливающие блоковые перемещения отдельных участков.

По известным причинам существует разногласие относительно стратиграфического положения некоторых типов вулканических образований. Нижеприведенная схема последовательности формирования пород близка таковой, принятой В. Е. Гогиняном и Н. Д. Хачатряном, между тем как их номенклатура в более полном виде дана П. С. Саакяном и В. М. Саакян [7].

По отношению к маркирующему—рудноносному горизонту выделяются подстилающая и надрудная толщи. Первая состоит из горизонтов андезито-базальтовых порфиритов и фельзитовых пород. Андезито-базальтовые порфириты составляют нижние части разреза и развиты преимущественно в северных и северо-восточных участках рудного поля. Горизонт фельзитовых пород, преимущественно кислого состава, охватывает главную часть разреза месторождения (фиг. 1). Этому горизонту на участке г. Медной подчинены небольшие штоки андезито-базальтовых порфиритов.

Надрудная толща состоит из вулканических пород основного, среднего и в меньшей степени кислого состава. Дайковые породы на месторождении имеют резко ограниченное распространение. По-видимому,

пострудная дайка на участке г. Медной представлена роговообманково-двупироксеновым андезитом.



Фиг. 1. Геологические разрезы: I—по юго-западному склону г. Черемша; II—по юго-восточному склону г. Медной. 1. Андезиты и андезито-базальты, 2. Андезито-дациты, дациты и липаритовые фельзит-порфиры, 3. Липаритовые фельзит-порфиры, 4. Вулканические брекчии липаритовых и дацитовых фельзит-порфиров, 5. Туфопесчаники рудоносного горизонта, 6. Гидротермально измененные липаритовые фельзит-порфиры и их пирокластиты, 7. Кварциты, 8. Рудоносные пласты.

Рудоносный горизонт состоит в основном из мелко-среднезернистых туфопесчаников мощностью до 150 м, которые в различных частях разреза вмещают минерализованные пластообразные и линзообразные тела мергелистых известняков. К рудоносному горизонту следует отнести также верхние части фельзитовых пород с преобладающей ролью пирокластических образований.

Обломки в туфопесчаниках представлены плагиоклазом, кварцем, сильно измененным цветным минералом и эффузивами преимущественно кислого состава. Плагиоклаз (андезин) подвергается интенсивной карбонатизации, слабой эпидотизации и серицитизации; цветные минералы полностью опацитизированы и хлоритизированы. Цементом в туфопесчаниках является карбонатное, слюдисто-хлоритовое, кремнистое, иногда и серицитовое вещество. В туфопесчаниках постоянно присутствует магнетит, редко отмечаются мелкие включения пирита, халькопирита и сфалерита.

Оруденелые маломощные пласты (средние значения мощности варьируют в пределах 0,4—1,2 м) приурочены частью к верхним горизонтам фельзитовых пород, но главным образом к туфопесчаникам. Оруденелые пласты почти повсеместно интенсивно гидротермально метаморфизованы; реликты первичных осадков сохранены лишь в локальных участках. Эти породы известны под названием известковистых туфопесчаников или же рудоносных аргиллитов с повышенным содержанием карбонатного вещества [7]. Судя по реликтам, эти породы первоначально, по-видимому, представляли мергелистые известняки, в которых местами сохранены остатки фораминифер.

Для участка г. Медной в составе рудных тел главная роль принадлежит хлорит-эпидотовой [7] или же кварц-хлорит-эпидотовой ассоциациям (много глинистого вещества, мало серицита), к которым приурочено халькопирит-гематитовое оруденение. На участках Черемша, Вьючный и Круглый бугор галенит-сфалеритовое оруденение локализовано в известковистых скарноидах, состоящих из карбоната, кварца, граната, хлорита, эпидота, амфибола, пироксена, волластонита, серицита и др. В различных участках рудных тел соотношения указанных минералов претерпевают значительные колебания. Наблюдается ряд минеральных ассоциаций и фаций, связанных между собой сложными сочетаниями.

В рудах участка Черемша наиболее характерной является гранат-карбонатная ассоциация; типичны также ассоциации: эпидот-хлоритовая, эпидот-амфиболовая (кальцит, кварц, хлорит, актинолит, эпидот) и монокварцевая. Для отдельных участков рудных тел характерны также гранат-амфиболовая, гранат-эпидотовая, хлоритовая, хлорит-карбонатная ассоциации. Галенит-сфалеритовое оруденение тяготеет обычно к более низкотемпературным фациям известковистых скарноидов, сопровождавшихся интенсивной тремолитизацией. Аналогичные же парагенетические сочетания минералов наблюдаются в рудоносных породах участка Круглый бугор. Здесь характерными являются ассоциации: карбонат-гранатовая, эпидотовая (эпидозиты—по В. М. Саакян), кремнисто-серицитовая, гранат-пироксеновая (кальцит, кварц, диопсид,grossуляр, тремолит, актинолит). В рудах участка Вьючный, кроме того, характерны такжеgrossуляр-флогопитовая (grossуляр, флогопит, кальцит, реже хлорит) и гранат-волластонитовая (grossуляр, волластонит, кальцит) ассоциации.

Для рудных пластов характерно ритмичное чередование тонких полосок различного состава, обусловленное, главным образом, изменчивым составом первичных осадков в микрослоях. В горизонтальном и вертикальном направлениях рудных тел наблюдается чередование полосок, состоящих преимущественно из граната, граната с эпидотом и хлоритом, хлорита с эпидотом, карбоната с эпидотом, кварц-полевошпатового агрегата и т. д.

Оруденелые породы характеризуются изменчивым химическим составом. От туфопесчаников рудоносного горизонта они достаточно четко отличаются повышенными концентрациями Fe_2O_3 и CaO . Туфопесчаники рудоносного горизонта по содержанию множества элементов-примесей достаточно близки к фельзитовым породам. От вулканогенных толщ месторождения они отличаются регионально пониженными (в 1,5—3 раза) фоновыми содержаниями компонентов сульфидных руд месторождения (Cu, Pb, Zn).

Абсолютный возраст пород определялся К-Аг методом для различных типов. Полученные результаты радиологических исследований показывают несущественные различия (41—46 млн. лет) между возрастами пород различных горизонтов и петрографических типов. Наиболее древними являются липаритовые фельзит-порфиры II горизонта

($46 \pm 1,5$ млн. лет) и андезито-базальтовые порфириты I горизонта ($45 \pm 1,5$ млн. лет). Близок к указанным значениям и абсолютный возраст пород надрудной толщи (41—44,9 млн. лет), а также дайки андезита г. Медной (42,3 млн. лет). В целом вулканогенные толщи близодновозрастные и по абсолютному возрасту относятся к верхам среднего и низам верхнего эоцена.

Структурный контроль оруденения изучен далеко недостаточно. В региональном структурном плане Привольненское рудное поле приурочено к участкам сочленения Севано-Амасийской и Алаверди-Кафанской структурно-фациальных зон. По границам указанных зон, часто между образованиями юры и эоцена проходит крупная зона разлома, которая в северо-западном направлении прослеживается более чем 40 км. Этот Марц-Овандаринский разлом [2] во многих пунктах от устья р. Марц до сел. Привольное достаточно четко отбивается полосой сильно раздробленных и гидротермально измененных пород. Рудная минерализация на этой полосе контролируется обычно более мелкими сопряженными (главным образом продольными) разломами. Минерализация Привольно-Марцигетской полосы составляет единый генетический ряд медно-серноколчеданных, медно-гематитовых и полиметаллических руд (иногда с повышенным содержанием золота), местами связанных друг с другом фациальными переходами. Локальные северо-западные и северо-восточные разломы в пределах рассматриваемого рудного поля обеспечивали широкий доступ гидротермальных растворов в осадочно-вулканогенные толщи эоцена. При этом особенно интенсивно избирательному метасоматозу подвергаются известковистые горизонты туфо-осадочной толщи.

Обобщая данные исследований количественных соотношений отдельных типов пород, их химического состава, особенностей поведения элементов-примесей и др., автор склонен считать, что третичный комплекс вулканогенных и субвулканических образований Привольненского рудного поля можно параллелизовать с известной в литературе [4] липаритовой формацией¹.

Вещественный состав руд

Вещественный состав руд рассматриваемого месторождения изучен довольно детально [3, 7]. Полученный нами фактический материал в определенной степени дополняет прежние исследования и частично изложен выше. Здесь приводятся некоторые краткие данные по распределению рудного вещества.

Как заметили выше, минеральный состав рудоносных пластов довольно сложный по количеству нерудных минеральных видов и их пара-

¹ Следует отметить, что автором достаточно подробно изучены вулканические и субвулканические породы всех горизонтов рудного поля и лишь в силу ограничения объема настоящей статьи результаты этих исследований не приводятся (Ред.).

генетическим соотношениям. В то же время их рудно-минеральный состав довольно простой: главными являются сфалерит, галенит, гематит и халькопирит при резко подчиненной роли пирита. Очень редко встречаются алтант, теллуровисмутит и самородное серебро. Для месторождения можно выделить следующие парагенетические ассоциации: кварц-хлорит-эпидот-халькопирит-гематитовая и галенит-сфалеритовая (с гематитом) в скарноидных породах. Первая ассоциация характерна для участка г. Медной. В рудах, наряду с смешанными гематит-халькопиритовыми агрегатами, нередко отмечаются тонкие полосы (мощностью до 3—5 см) мономинерального халькопирита или же чешуйчатого гематита. В этих рудах присутствует также сфалерит с эмульсиевидными включениями халькопирита и реже галенита.

Галенит-сфалеритовый тип в скарнондах характерен для остальных участков месторождения. Оруденение здесь имеет как вкрапленный, так и тонкослоистый характер. По мощности рудоносных пластов отмечается чередование полосок гематита (с пиритом и сфалеритом) с полосками галенит-сфалеритового состава. Для руд в целом обычна ассоциация галенита, сфалерита и гематита при небольшой роли халькопирита и пирита.

Пирит образует дисперсные оолитовидные мелкие выделения (размером от 0,004—0,008 мм и больше), а также кристаллически зернистые агрегаты кубической формы. В рудах рассеивается вне зависимости от других рудных минералов.

Сфалерит представлен коричневой и темно-коричневой разностями при значительной роли черных и буровато-черных. Зернистые его агрегаты вместе с галенитом и гематитом развиваются обычно в интерстициях скарновых минералов, ксеноморфно повторяя идиоморфные очертания последних (особенноgrossуляра). Трещинки катаклаза в сфалерите (и других рудных минералах) отмечаются редко. Они выполнены иногда волосяными прожилками позднего карбоната вместе с кварцем (халцедоноподобным). Эмульсиевидные частицы распада халькопирита в сфалерите присутствуют постоянно (в количестве до 1—2% его массы, в среднем 0,1—0,2%). Сфалерит нередко замещается халькопиритом, галенитом и тонкозернистым гематитом.

Халькопирит образует аллотриоморфно-зернистые и ксеноморфные агрегаты. Его количество уменьшается в последовательности участков—г. Медная, Круглый бугор, Выючный и Черемша; в этом же направлении падает количество эмульсиевидных его частиц в сфалерите. В просмотренных шлифах халькопирит замещает сфалерит и в свою очередь замещается галенитом и гематитом.

Галенит количественно уступает только сфалериту (отношение $Zn:Pb$ для месторождения в среднем составляет 1,9—2,1:1). Характерны кристаллически-зернистые, часто ксеноморфные агрегаты. По данным А. А. Коджояна (1968) галенит содержит мелкие (размером 0,002—0,005 мм) изометрические выделения алтанта.

Гематит присутствует во всех вышеуказанных типах руд. В халькопирит-гематитовой ассоциации для него характерны крупночешуйчатые идиоморфные агрегаты. В свинцово-цинковых рудах присутствует как чешуйчатый, так и тонкозернистый, возможно, перекристаллизованный гематит. Описываемый минерал во многих случаях отчетливо замещает сульфиды меди, свинца и цинка.

По данным химических и спектральных анализов, в рудах месторождения присутствует большое число элементов-примесей (табл. 1). Наиболее типичными из них, которые вместе с тем могут представлять практический интерес, являются Cd, Se, Te, Ag, Bi, In и Co [7, 8]. Для медно-гематитовых руд к ним, согласно спектральным исследованиям, следует причислить и золото. В связи с этим указанные руды вместе с широко развитыми зонами гидротермально измененных пород (особенно вторичные кварциты) могут представлять определенный интерес с точки зрения золотоносности.

Характерной особенностью руд рассматриваемого месторождения являются очень низкие содержания в сфалерите германия и галлия. Из приведенной таблицы 1 следует, что Cd и In в основном накапливаются в сфалерите, Se, Te, Bi—в халькопирите и особенно галените.

Соображения о генезисе руд

Генезис Привольненского месторождения в литературе обсуждался многократно [1, 2, 3, 5, 6, 7] и нередко с противоположных точек зрения. Последнее обстоятельство связано с некоторыми геологическими и морфологическими особенностями месторождения: пластообразной формой рудных тел и согласным их залеганием с осадочно-вулканогенными толщами эоцена; широким развитием в рудах слоистых структур; отсутствием интрузивных пород около месторождения. Этими и другими мотивировками пользуются сторонники осадочной гипотезы [7], к которой близка также эксгальационно-осадочная гипотеза [3], согласно которой оруденение связано с фумарольно-сульфаторной деятельностью эоценового вулканизма, обогатившей морской бассейн свинцом, цинком, медью и серой, которые впоследствии были отложены.

Многие исследователи, однако, придерживаются гипотезы гидротермального происхождения руд [2, 5, 7]. Оруденение при этом рассматривается как телетермальное низкотемпературное [5], связанное с не-вскрытым очагом гранитоидов третичного возраста.

Следует отметить, что в формулировках генезиса месторождения не было уделено должного внимания особенностям минерального состава руд и парагенетическим соотношениям минералов, которые, кстати, достаточно хорошо были известны сторонникам осадочной гипотезы. Как уже было отмечено выше, свинцово-цинковое оруденение рассматриваемого месторождения приурочено к скарнондам, формировавшимся за счет первоначальных маломощных осадков мергелистых известняков. Они приурочены к толще осадочно-вулканогенных пород среднего-верх-

Таблица 1

Средние содержания некоторых элементов-примесей в главных рудных минералах

Название минерала	Содержания элементов в ‰														
	по данным химических анализов						по данным приближенно-количественных спектральных анализов								
	Se	Te	Cd	Ge	Ga	In	количество проб	Co	Ti	V	Ag	Bi	Cd	Te	Ga
Пирит	$\frac{0,004}{2}$	$\frac{0,0039}{2}$		не обн. 2			6	0,026	0,012	0,0023	0,0014	—	—	—	0,0024
Халькопирит	$\frac{0,0105}{2}$	$\frac{0,0021}{2}$		$\frac{0,00053}{1}$			8	—	0,23	0,0005	0,016	0,0016	0,03	—	0,001
Гематит	$\frac{0,001}{5}$	$\frac{0,0008}{5}$		$\frac{0,0002}{5}$	$\frac{0,0011}{5}$	$\frac{0,0022}{4}$	15	—	0,023	0,013	0,0002	0,0005	—	—	0,0017
Сфалерит	$\frac{0,0115}{1}$	$\frac{0,0068}{1}$	$\frac{0,17}{7}$	$\frac{0,00014}{11}$	$\frac{0,00034}{12}$	$\frac{0,0026}{6}$	37	0,05	0,03	до 0,0003	0,0035	до 0,001		до 0,025	до 0,001
Галенит	$\frac{0,009}{9}$	$\frac{0,0072}{9}$					38	0,0005	0,015	—	0,0076	0,0044	0,017	0,0075	—

* В знаменателе—количество анализов.

него эоцена, в которой чисто осадочные фации играют подчиненную роль. Скарноиды состоят из различных минеральных ассоциаций и фаций, охватывающих как высокотемпературные (гранатовая, гранат-волластонитовая, гранат-пироксеновая), так и относительно более низкотемпературные (эпидот-хлоритовая, хлорит-карбонатная, монокварцевая, кварц-карбонатная) области рудообразования. Сторонниками осадочной гипотезы [7] главным рудообразующим скарновым минералам приписывается метаморфическое происхождение. При этом предполагается погружение территории на глубину порядка 4 км с повышением температуры до 120°.

Этому объяснению формирования скарноидов следует обратить должное внимание, поскольку правильное решение этого вопроса позволит объективно оценить генетические особенности данного месторождения. Нам, однако, представляется маловероятным формирование скарноидов при температуре порядка 120° или даже 200°. Для образования высокотемпературных фаций, например, гранат-волластонитовой¹ требуется температура не ниже 400°. Эта температура может быть достигнута гораздо глубже (3—4 км), т. е. на глубинных метаморфических зонах. В таком случае следовало бы ожидать метаморфические преобразования и сильное нарушение первоначальных залеганий не только рудоносных мергелистых известняков, но и осадочно-вулканогенных толщ в целом. Фактически в данном рудном поле мы имеем очень спокойные залегания вулканических и осадочных пород, без заметных признаков метаморфизма (динамометаморфизма), за исключением широко развитых гидротермальных метасоматитов, контролирующихся трещинной тектоникой.

Если метаморфические преобразования в рудах происходили бы после отложения рудного вещества (как это предполагает осадочная гипотеза [7]), то следовало бы ожидать повсеместное замещение галенита и сфалерита (и др. рудных минералов) скарновыми минералами (гранатом, волластонитом, пироксеном, амфиболом и др.). Подобное взаимоотношение, однако, нигде не наблюдается и не описано в литературе. Наоборот, как отмечено выше, рудные минералы этого месторождения выступают в качестве цементирующего вещества, ксеноморфно повторяя характерные морфологические особенности скарновых минералов. Гранат, будучи одним из наиболее ранних минералов, повсеместно подвергается разъеданию и разложению последующими образованиями. В целом для месторождения характерна нормальная последовательность формирования как рудных, так и нерудных минералов при отсутствии или слабом проявлении катакластических структур и других признаков их метаморфизма.

¹ Волластонит—известный индикаторный минерал, который образуется путем реакции $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$. Он очень чувствителен к внешнему давлению. При давлении 1 атм. температура образования волластонита составляет 404° и резко возрастает при увеличении давления.

Против гипотез осадочного или эксгалационно-осадочного происхождения руд можно привести еще следующие не менее важные данные: присутствие на различных гипсометрических уровнях 9—11 минерализованных, невыдержанных пластов и весьма неравномерное распределение оруденения в них; низкие фоновые концентрации свинца, цинка и меди в туфопесчаниках рудоносного горизонта и, наоборот, отчетливо выраженная положительная специализация указанными компонентами вулканических и субвулканических пород основного, среднего и особенно кислого состава; постоянное присутствие в сфалеритах эмульсионных частиц распада халькопирита; присутствие в составе руд ряда типоморфных элементов-примесей, не характерных для месторождений осадочного происхождения.

По комплексу минералов и их парагенетическим соотношениям вряд ли целесообразно рассматриваемое месторождение причислять к группе низкотемпературных, включая и кварц-эпидот-хлорит-халькопирит-гематитовую ассоциацию, которая довольно характерна для Севано-Амасийской зоны (Анкадзорская группа, Якшатова балка и др.) и локализуется обычно в экзоконтактовых участках третичных интрузивных комплексов.

Вышеперечисленные данные позволяют нам руды Привольненского месторождения отнести к гидротермальной скарново-полиметаллической формации, формировавшейся в условиях средних и высоких температур. Генетически оно связано с очагом пород липаритовой (риолитовой) формации среднего-верхнего эоцена, представленной в пределах рудного поля как эффузивными, так и субвулканическими фациями. Рассматриваемое месторождение, по-видимому, можно считать довольно близким аналогом некоторых скарново-полиметаллических месторождений Тетюхинского района Южного Приморья или же месторождения Трепча в Югославии. В связи с этим в практическом и теоретическом отношении вряд ли можно считать оправданным параллелизацию его с низкотемпературными рудами типа Миссисипи или Каратау, которые характерны для субплатформенных областей, развиваются в мощных карбонатных толщах, при почти полном отсутствии каких-либо изверженных пород.

В заключение следует отметить, что наша трактовка генезиса месторождения требует несколько иного подхода к изучению и промышленной оценке данного месторождения. Необходимо принять во внимание то обстоятельство, что скарноворудные формации свинца и цинка по примеру многих рудных регионов могут характеризоваться достаточной устойчивостью и выдержанностью важных в промышленном отношении параметров.

Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ

ՊՐԻՎՈԼՆԵՆՍԵՆ ԿԱՊԱՐ-ՅԻՆԻ ԷԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԾԱԳՄԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բերվում է վերոհիշյալ հանքավայրի կտրվածքը կազմող նստվածքային-հրաբխածին ապարների բնութագրումը, ինչպես պետրոգրաֆիական, այնպես էլ գեոքիմիական տեսակետից: Ռադիոլոգիական ուսումնասիրությունները (K—Ar մեթոդ) թույլ են տալիս անջատված լիպարիտային ֆորմացիայի ապարներին վերագրելու միջին-վերին էոցենի հասակ:

Տրվում են հանքանյութերի հանքային և ոչ հանքային միներալների պարագենետիկ փոխհարաբերությունները:

Ստացված փաստացի նյութը, ինչպես նաև գրականության տվյալների վերլուծությունը, հնարավորություն են տալիս ուսումնասիրվող հանքավայրը վերագրելու հիդրոթերմալ ծագման սկանդին-բաղմամետաղային ֆորմացիային:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аслаян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1965.
3. Григорян Г. О. К вопросу о генезисе Привольненской группы полиметаллических месторождений в Армянской ССР. Тр. Управл. геологии и охраны недр Арм. ССР, Изд. Ергосуниверситета, т. 11, 1959.
4. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», М., 1964.
5. Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. «Недра», М., 1969.
6. Мкртчян С. С., Пиффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А. Алавердский рудный район (геология и рудоносность). Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1968.
7. Саакян П. С., Сиакян В. М. Рудоносная туфоосадочная формация Лорийского бассейна. Докл. советск. геологов к IV Международному конгрессу по седиментологии. Госгеолтехиздат, М., 1960.

УДК 553.2

Г. А. АМБАРЦУМЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ
ОРУДЕНЕНИЯ В КАФАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Познание закономерностей пространственного размещения оруденения является одной из наиболее важных задач при разведке месторождений и поисках новых рудных тел, так как от этого зависят выбор направления и методика геолого-поисковых разведочных работ.

В локализации оруденения и формировании месторождений, как известно, существенную роль играют структурный, литологический и магматический факторы.

В соответствии с этими факторами, естественно, и следует рассматривать закономерности размещения оруденения Кафанского рудного поля.

Закономерности размещения оруденения на Кафанском месторождении впервые были освещены в работах А. Эрна и Л. К. Конюшевского. Позднее эти вопросы частично были освещены М. П. Русаковым, В. Г. Грушевым, а затем были рассмотрены в работах В. Н. Котляра, Б. С. Вартапетяна, Ю. А. Арапова, С. С. Ванюшина, С. С. Мкртчяна, И. Г. Магакьяна, Ю. Г. Аветисяна, В. Т. Акопяна, Г. А. Амбарцумяна и др.

Породы и их стратиграфия

В пределах рудного поля площадью 40 кв. км (рудники Ленгруппы и им. Шаумяна занимают 7—8 кв. км) основное развитие имеют вулканогенно-осадочные толщи нижнего и верхнего байоса, а также аналогичные образования верхнего оксфорда-кимериджа. Породы эти собраны в брахиантиклинальную асимметричную складку северо-западного (310° — 330°) простирания, с погружением на северо-запад и юго-восток. В ядре складки обнажаются вулканогенные породы средней юры, а на крыльях—вулканогенные образования верхней юры. За пределами рудного поля к северу и югу установлены нижне- и верхнемеловые и третичные вулканогенно-осадочные породы.

Толщи пород нижнего и верхнего байоса, а также оксфорд-кимериджа прорваны дайками и штоками кварц-порфиров и альбитофиров. Значительное развитие в районе приобретают также дайковые и штоковые тела интрузий габбро-диабазового и габбро-диоритового состава, прорывающие породы как нижнего и верхнего байоса, так и верхней юры, а за пределами Кафанского рудного поля—и породы нижне- и верхнемелового возраста.

Среди эффузивных толщ нижнего байоса широкое развитие приобретают эпидотизированные брекчиевидные андезитовые порфириды и их

пирокласты, а среди толщ верхнего байоса—кварцевые и бескварцевые андезитовые и андезито-дацитовые порфириты и их лавобрекчии.

Рудовмещающими для колчеданного оруденения являются породы верхнего байоса.

Структура рудного поля

В пределах Кафанского рудного поля разрывные структуры приобретают весьма широкое развитие; они в основном укладываются в три системы: северо-западная ($310-330^\circ$), близширотная ($280-290^\circ$), северо-восточная ($10-20^\circ$).

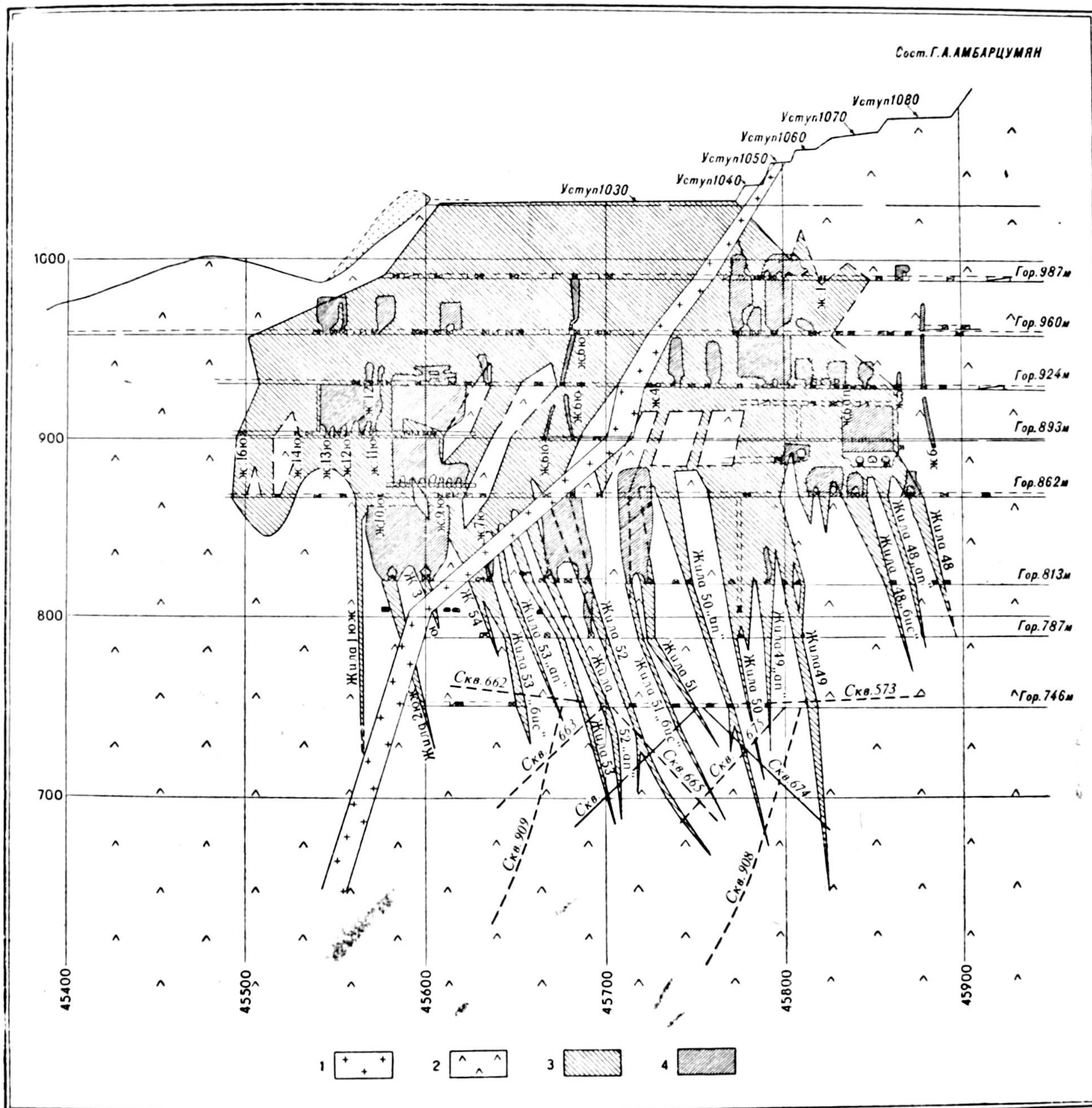
Ведущее значение имеют разрывы северо-западного простирания, менее—запад-северо-западного (широтные) и северо-восточного направления. Продольные (по отношению к складчатости) разрывы являются в большинстве случаев рудоконтролирующими. Рудные тела штокеркового и жильного типа, как правило, контролируются продольными разломами и приурочены к сопровождающим их зонам интенсивной трещиноватости.

Геологическая структура Кафанского рудного поля формировалась в зависимости от прочностных свойств горных пород региона. А. О. Белицкий [2], изучая упругие свойства пород района, пришел к следующим выводам: 1. Вулканогены нижнего байоса, представленные андезитовыми порфиритами, имеют повышенные прочностные свойства. 2. Туфоосадочные породы нижнего и верхнего байоса обладают более пластическими свойствами, создавая смятия и изгибы; хрупких деформаций в породах нет. 3. Андезиты и андезито-дацитовые порфириты верхнего байоса обладают низкими упругими свойствами и значительной прочностью на сжатие, в силу этого в них часты трещины скола и отрыва. 4. Направление тектонических сил, надо полагать, имело немаловажное значение в формировании трещин скола и отрыва.

Учитывая все вышеизложенное, становятся вполне очевидными причины широкого развития дизъюнктивных дислокаций большой протяженности (до 5—8 км) именно в андезитовых и дацитовых порфиритах верхнего байоса.

Общее число разломов на месторождении свыше 20, из них главнейшими являются: 1) Мец-Магаринский, 2) Каварт-джурский, 3) Барабатур-Халаджский, 4) Башкендский, 5) Восточно-Саядкарский, 6) Западно-Саядкарский, 7) Хотананский, 8) Западно-Тежадинский, 9) Норашенинский, 10) Базал-Юртский, 11) Западный, Восточный и Центральный Шаумяновские, 12) Контактный, 13) Алунитовый и др.

Многие из указанных разломов являются рудоконтролирующими, т. к. рудные тела нередко располагаются в их лежащем боку. Б. С. Вартапетяном [4, 5] было установлено наличие на месторождении особого типа разломов—«экранирующих крыш», в которых два или три разлома сверху сходятся в одной точке, а книзу расходятся в разные стороны. Такие рудоконтролирующие разломы на месторождении в отдельных



Фиг. 1. Рудник им. Комсомола. Схематический продольный разрез по зоне прожилково-вкрапленного оруденения (составил Г. А. Амбарцумян). 1—габбро-диориты; 2—андезито-дацитовые и дацитовые порфиры; 3—рудные тела; 4—отработанные блоки.

формационными подвижками, что, например, установлено на Кавартджурском, Экранирующем (Контактовом) и других разломах.

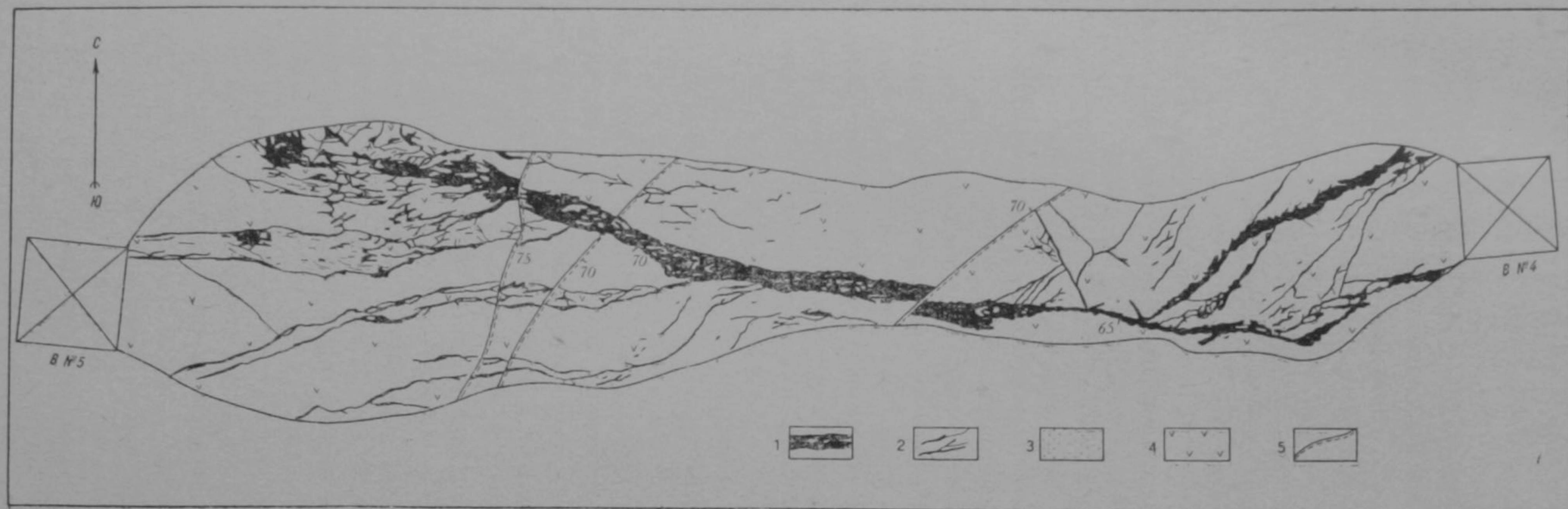
Характерной особенностью рудоконтролирующих разломов рудного поля является то, что вдоль них приобретают развитие полосы интенсивной трещиноватости, смятия и гидротермального изменения пород, где часто встречаются «слепые» рудные жилы и зоны минерализации штокверкового типа. Ширина таких полос достигает 100—150 м. Все рудоконтролирующие разломы, тяготея в основном к приосевой части Кафанской брахиантиклинали, располагаются на ее крыльях, сложенных плотными породами, склонными к разрывам. В соответствии с изложенным становится вполне ясной огромная роль структур в размещении оруденения, связанного с разломами и сопровождающими их зонами интенсивной трещиноватости горных пород.

Вторым существенно важным фактором в локализации оруденения в Кафанском рудном поле является литологический состав горных пород. Хорошим примером литологического контроля оруденения может служить рудник им. Комсомола.

На глубоких горизонтах этого рудника, сложенных, главным образом, однородными порфиритами основного состава, оруденение носит жильный характер, а на верхних горизонтах, среди сильно окварцованных разностей этих же пород—монокварцитов, развивалось оруденение прожилково-вкрапленного типа (фиг. 1). Совершенно очевидно, что среди относительно однородных пород—порфиритов возникли выдержанные трещины, тогда как в кварцитах образовалась система различно ориентированных мелких трещин.

Рудные тела жильной формы с четкими контактами, выдержанными элементами залегания и мощностей, в основном встречаются в порфиритах, для которых характерны массивная и симметрично полосчатая текстуры руд с постепенным выклиниванием оруденения. Жилы в лавобрекчиях характеризуются изменчивостью простирания, состава и текстур руд, а также наличием апофиз (например, жила 5—сев. рудника 7—10) и мелких ответвлений в виде прожилков. Жилы эти иногда переходят в зоны прожилково-вкрапленных руд (фиг. 2).

Помимо структурного и литологического контроля, для оруденения Кафана несомненно большое значение имели и физико-химические условия, в которых находились рудоносные гидротермальные растворы, вступившие в контакт с вмещающими породами, а тем самым и во взаимообменные с ними реакции. В этом отношении андезито-дациты, как более кислые, а, следовательно, и более щелочные разности, безусловно, являются более склонными к «выщелачиванию», что и способствовало более интенсивному гидротермальному метасоматозу боковых пород и оседанию в благоприятных участках (пустоты, каверны, трещиноватые зоны и пр.) рудных минералов в виде жил, гнезд, штокверков и других типов рудной минерализации. Несомненно, именно в силу этих свойств андезитов и андезито-дацитов верхнего байоса и их лавобрекчий колчеданная рудная минерализация и сосредотачивается в области развития



Фиг. 2. Рудник 7—10, жила 5 сев. Фотосъемка кровли блока 3 на высоте 23 м от горизонта 1045 м с геологической обработкой. 1—халькопиритовая жила; 2—кварцхалькопиритовые прожилки; 3—вкрапленность пирита; 4—туфобрекчия порфириров; 5—зона разломов и перемятых пород.

рассматриваемых пород. Вполне аналогичные явления, как известно, имели место и среди кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса в северо-восточной части Малого Кавказа на Кедабекском, Чирагидзорском и Алавердском колчеданных месторождениях.

И, наконец, особо важное значение в металлогеническом отношении для развития в регионе рудопроявлений приобретает магматический фактор в локализации рудной минерализации. Геохимическое изучение путем спектрального анализа андезито-дацитовых порфиров верхнего байоса и их лавобрекчий, в части развития в них некоторых металлов и рассеянных элементов показало, что рассматриваемые магматические породы, как в интрателлурическую стадию (формирование вкрапленников авгита и плагиоклаза), так и в стадию остаточной кристаллизации пород были особенно заражены медью, менее цинком и свинцом. Содержание меди в эффузивах верхнего байоса, как правило, превышает кларк в 2—3 раза и более. Это указывает на то, что магматический очаг эффузий верхнебайосского возраста имел большие потенциальные возможности в части развития металлогенических явлений. Это, естественно, могло быть усилено за счет обособления в этом очаге магмо-продуктов при внедрении субвулканических интрузий в целом того же кислого состава. Таковыми, как известно, в Кафани многие геологи считают дайковые и штоковидные тела кварц-порфирового и альбитофирового состава, секущие в основном эффузивы верхнего байоса. Кстати говоря, геохимическое изучение эффузий и кварц-порфировых и альбитофировых интрузий, а также и рудных тел показало, что в них элементы малых металлов, как сурьма и мышьяк, встречаются лишь в нижекларковых содержаниях, что вообще свойственно колчеданным рудам верхнебайосской металлогенической эпохи северо-восточной части Малого Кавказа. Для третичной же металлогении эти элементы являются весьма характерными, образуя промышленно ценные месторождения (в Грузии сурьмяное месторождение Зопхито, в Нахичеванской АССР сурьмяно-мышьяковое месторождение Дарридаг, в Армении буланжеритовое месторождение Азатек и пр.).

Возраст указанных выше субвулканических интрузий кварцевых порфиров и альбитофиров, приобретающих здесь большое развитие в основном среди поля верхнебайосских андезитовых и андезито-дацитовых порфиров, большинством геологов определяется как верхнебайосский. Важен при этом тот факт, что рассматриваемые интрузии содержат медепроявления и вблизи них, как правило, размещаются и промышленно-ценные рудные тела.

Некоторые геологи (Б. С. Вартапетян, В. Н. Котляр и др.) на основании установленного в некоторых случаях прорывания дайками кварцевых порфиров и альбитофиров вулканогенно-осадочных толщ верхней юры, считают возраст этих интрузий третичным.

В связи с этим следует отметить, что в Алавердском рудном районе за последние годы наряду со среднеюрскими установлены также третичные кварц-порфиры и альбитофиры.

В целом изучение магматических пород региона показало, что магматический фактор в размещении оруденения для региона имеет весьма существенное значение.

В ы в о д ы

Подводя итоги произведенному анализу закономерностей пространственного размещения рудопроявлений Кафана, можно прийти к нижеследующим выводам:

1. Ведущую роль в пространственном размещении оруденения Кафана играли дорудные разломы в приосевой части брахиантиклинали, во многом регионального значения, с опережающей их системой и сопровождающими зонами интенсивной трещиноватости пород. Продольные и частью диагональные разломы (по отношению к складчатости), совместно с сопровождающими их полосами интенсивной трещиноватости пород, контролируют рудные тела и участки в пределах Кафанского месторождения.

Разломы, по-видимому, в процессах оруденения сыграли роль рудоподводящих каналов и рудных экранов, а сопряженные с ними зоны тектонических трещин служили благоприятными рудовмещающими структурами.

2. Весьма важным фактором в локализации оруденения и развитии в породах метасоматических процессов являлся литологический состав эффузивно-пирокластических толщ верхнего байоса, характеризующихся различными упругими свойствами пород, что при благоприятных условиях и способствовало развитию в них разломов, зон смятия и интенсивной трещиноватости. Породы порфиритового ряда на месторождении с их малой упругостью и значительной хрупкостью (андезитовые и др. порфириты верхнего байоса) при тектонических подвижках способствовали формированию крупных разрывов и развитию зон интенсивной трещиноватости, являющихся путями выноса металлоносных гидротермальных растворов.

Существенную роль в процессе рудного метасоматоза сыграл химический состав рудовмещающих кислых пород.

3. Вполне аналогичные геологические условия и закономерности пространственного размещения колчеданных руд, как известно, установлены для Кедабекского, Алавердского и Чирагидзорского колчеданных месторождений в северо-восточной части Малого Кавказа.

4. Дальнейшие поисково-разведочные работы в пределах «Большого Кафана» (всего рудного поля) следует проводить в соответствии с установленными выше закономерностями.

Производственный геологоразведочный трест
УЦМ СМ Армянской ССР

Поступила 19.IX.1972.

Գ. Ա. ՀԱՄԲԱՐՉՈՒՄՅԱՆ

ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԱՐԱԾԱԿԱՆ ՏԵԴԱՔԱՇԵՄԱՆ ՕՐԻՆԱՀԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հանքայնացման տարածական տեղաբաշխման օրինաչափությունների իմացությունը կարևոր նշանակություն է ձեռք բերել հանքավայրերի հետախուզման և նոր հանքամարմինների որոնման գործում:

Հանքայնացման տեղայնացման մեջ որոշիչ դեր են կատարում ստրուկտուրային, լիթոլոգիական և մագմատիկ գործոնները:

Ղափանի հանքադաշտում կատարված երկարամյա հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ հանքայնացման տեղաբաշխման մեջ առաջատար դերը պատկանում է ստրուկտուրային գործոնին՝ Ղափանի բրախիանտիկլինալի մերձառանցքային մասում զարգացած մինչհանքային խզումներին և նրանց հարող խիստ ձեղքավորված ապարների զոնաներին: Պակաս դեր չի կատարում նաև էֆուզիվ ապարների լիթոլոգիան, որը նպաստում է նրանց մեջ խզումների ու ձեղքավորված զոնաների առաջացմանը: Մագմատիկ գործոնը կարևոր է հանքայնացման օջախի հարցի լուսաբանման առումով:

Հետազոտ որոնողա-հետախուզական աշխատանքները Ղափանի հանքադաշտում անհրաժեշտ է կատարել, ելնելով սահմանված օրինաչափություններից:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аюлян В. Т., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1969.
2. Белицкий А. О. Упругие и прочностные свойства горных пород. Тр. ИГЕМ, вып. 48, 1961.
3. Ванюшин С. С. Основные закономерности локализации оруденения в Кафанском рудном поле. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVII, № 2, 1964.
4. Вартапетян Б. С. К вопросу о контролирующей структуре Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и технич. наук, № 4, 1943.
5. Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1965.
6. Конюшевский Л. К. Отчет о геологическом исследовании месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветинской губернии. Материалы для геологии Кавказа, серия III, кн. X, 1911.
7. Котляр В. Н. Структуры Зангезурского рудного поля. Известия АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, № 2, 1938.
8. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.
9. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
10. Русаков М. П., Грушевой Б. Г. Зангезур, его промышленное лицо и перспективы. Разведка недр, № 19, 20, 1934.
11. Эрн А. Отчет об исследованиях Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елизаветинской губернии. Материалы для геологии Кавказа серия 3, кн. IX, 1910.

УДК 550.34.016

Б. К. КАРАПЕТЯН, С. С. СИМОНЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЗАИМОВОЗДЕЙСТВИЯ
МЕЖДУ ОСНОВАНИЕМ И ФУНДАМЕНТОМ ЗДАНИЙ
В НАТУРЕ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ

Для расчета зданий и сооружений на сейсмостойкость, а также прогнозирования сейсмического воздействия, необходимо иметь достоверные данные о сейсмической нагрузке. При этом важно суметь правильно оценить изменение интенсивности сейсмических колебаний при их передаче от грунта фундаменту сооружения, то есть учесть взаимодействие между ними.

Таким образом, изучение фактора взаимодействия крайне необходимо для выявления истинных величин сейсмических сил, передаваемых сооружению при землетрясении. С этой точки зрения наиболее целесообразным является изучение поведения сооружений в натуре во время землетрясений или при сейсмозрывных воздействиях. В случае колебаний сооружений, размеры которых в плане соизмеримы с длиной волн, распространяющихся от источника возмущения, движущаяся волна будет достигать различных точек основания сооружения в различные моменты времени и сдвиг по фазе будет зависеть от длины сооружения и скорости распространения колебаний в грунте. Эффект такого сдвинутого по времени воздействия на сооружения может очень сильно отличаться от случая одновременного смещения всего основания.

Изучение вопроса взаимодействия начато более 20 лет тому назад. Однако полной ясности в этом вопросе не имеется и до настоящего времени. Вкратце остановимся на некоторых основных исследованиях, проведенных в этом направлении и приведем наши предложения и полученные при этом результаты.

Пожалуй Д. Хаузнер является первым исследователем, обратившим внимание на уменьшение сейсмического эффекта воздействия в результате имеющего место взаимодействия между фундаментом сооружения и его основанием (грунтом). Им были изучены записи ускорений грунта и фундамента в зданиях Арвинтехапечи при землетрясении 21 июля 1952 года. Регистрировались ускорения как в продольном, так и в поперечном направлениях. На основе этих данных были вычислены четыре спектральные кривые (по две для каждого из направлений). В результате оказалось, что величины этих ускорений не совпадают между собою. Ускорения на фундаменте получились существенно меньше, чем на грунте [8]. А. Г. Назаров в результате теоретических исследований пришел к выводу, что при землетрясении различные точки фундамента в один и тот же момент находятся в несколько различных условиях из-за распространяющейся сейсмической волны, которая несущественна:

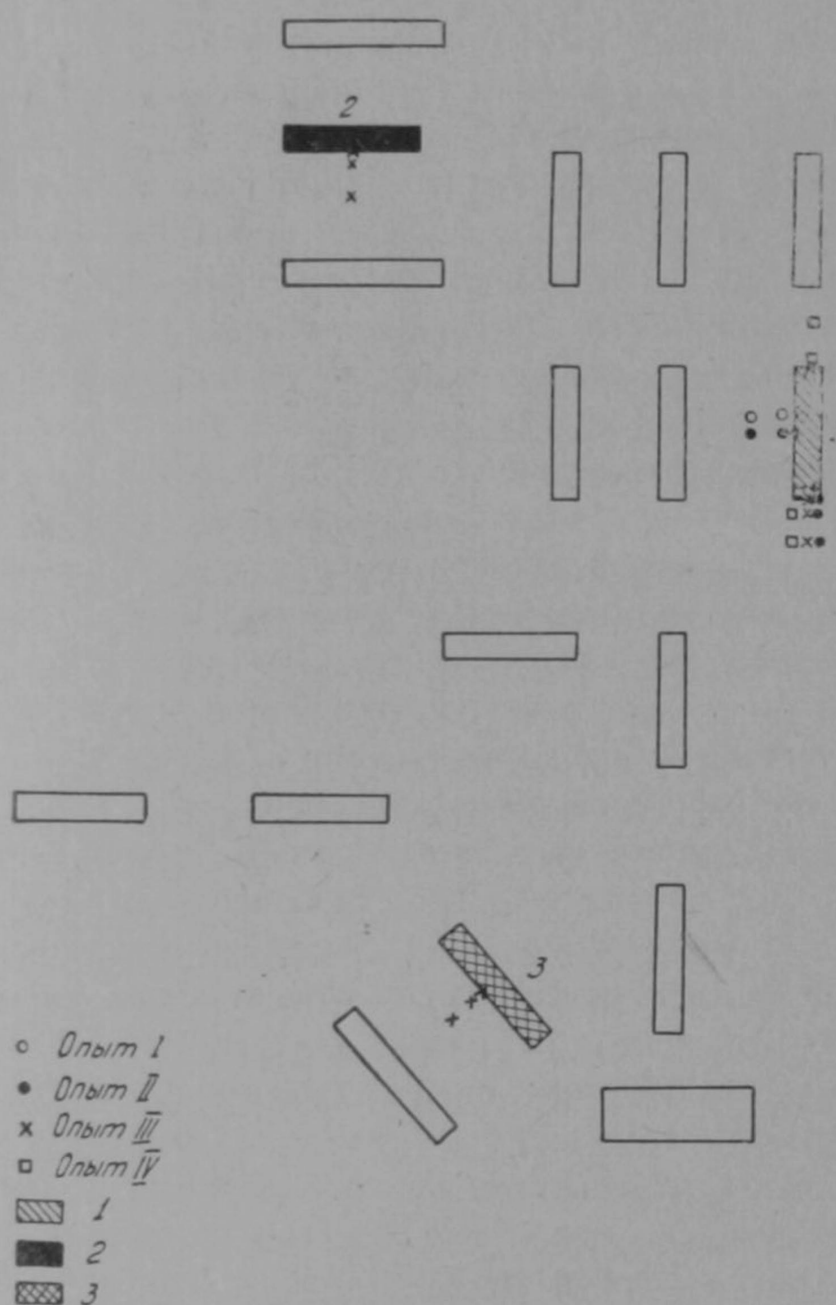
при относительно малых размерах фундамента [4]. А. П. Сеницыным теоретически исследовано влияние бегущей сейсмической волны на колебания массивных сооружений. Решалась задача о вертикальных колебаниях бесконечно жесткого сооружения, расположенного на упругом основании. Автор отмечает, что с увеличением отношения l/λ (λ — длина сейсмической волны, l — длина сооружения) амплитуда колебаний сооружений уменьшается [7]. Ш. Г. Напетваридзе в своих исследованиях по сейсмостойкости гидротехнических сооружений предлагает при расчете сейсмической нагрузки учитывать зависимость отношения размера основания сооружения к длине волны [5]. Б. К. Карапетян при исследовании взаимодействия сооружений с грунтом в натуре показал, что при передаче сейсмической энергии от грунта фундаменту сооружений в ряде случаев она существенно уменьшается [1]. Е. С. Медведева теоретически доказала, что интенсивность сейсмического воздействия на здания зависит от угла подхода упругой волны и от соотношения скоростей распространения продольных волн в грунте и на фундаменте. Если соотношение скоростей распространения продольных волн в грунте и на фундаменте равно 1,3, то наибольшее воздействие продольная волна оказывает при углах $\alpha = 15-45^\circ$. Если соотношение скоростей равно 0,4, то суммарные инерционные силы достигают максимума, когда $\alpha = 60^\circ$ [3]. Вопросу взаимодействия посвящены также работы В. А. Нечаева [6], Н. Д. Красникова [2] и др.

В отличие от проведенных до настоящего времени исследований по выявлению фактора взаимодействия между основанием и фундаментом сооружения, когда в каждом случае рассматривается конкретное здание или сооружение, мы предлагаем изучение проводить на участке, застроенном большим количеством зданий и сооружений. При этом будет иметь место не только взаимодействие между основанием и фундаментом отдельных зданий и сооружений, но и взаимное влияние этих зданий и сооружений друг на друга, то есть будет наблюдаться сложная картина взаимовоздействия¹. Помимо этого мы считаем, что следует учитывать и ряд других факторов, как влияние отдельных волн и направление от источника колебаний, состояние резонанса, интенсивность, спектральный состав колебаний и др.

Нами рассматривается участок, застроенный 4—5-этажными домами, имеющими период основного тона свободных колебаний 0,25—0,40 сек (фиг. 1). Грунтами основания здания являются песчано-галечниковые отложения с несущей способностью 2,5 кг/см². Приборы были установлены на расстояниях 0,5; 2,0; 20,0 м от различно ориентированных зданий (параллельно, перпендикулярно и под углом к воздействию), а также на фундаментах этих зданий.

Были изучены 4 сейсмовзрывных воздействия, которые на исследуемом участке имели интенсивность 3—5 баллов. Расстояние от места

¹ Термин «взаимовоздействие» введен нами в отличие от «взаимодействия» и является более общим понятием.

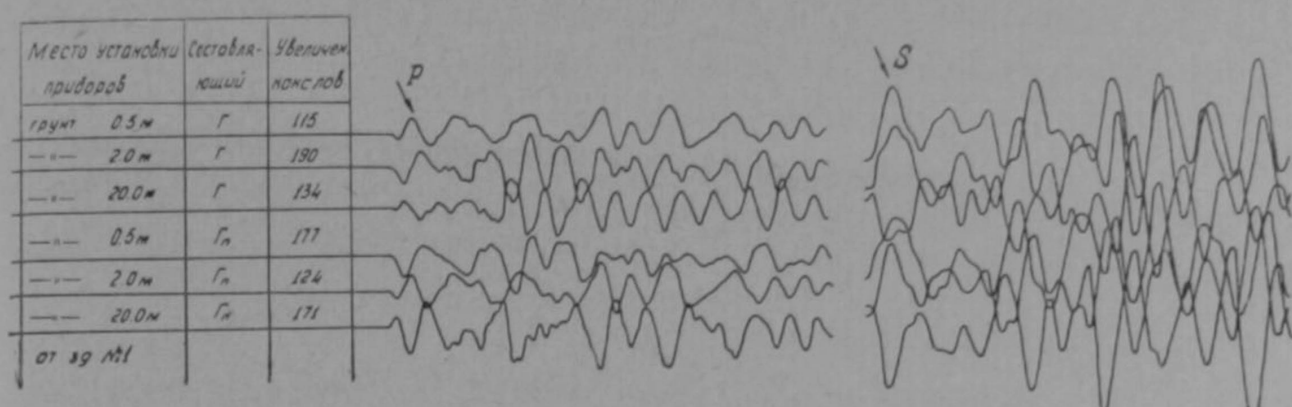


Фиг. 1. Схема расположения приборов на плане исследуемого участка. взрыва было более 100 км. Длительность сейсмозрывных колебаний в среднем составляла 15 сек. На записях имелась возможность четко выделить продольные и поперечные волны (фиг. 2).

Полученные данные сведены в таблицу 1, где приводятся максимальные смещения продольных и поперечных колебаний и соответствующие им периоды.

Перейдем к анализу полученных экспериментальных данных и укажем некоторые закономерности, которые нам удалось установить.

При I опыте замсы проводились у здания № 1 на грунте в двух точках (на расстояниях 20 и 2 м), а также на фундаменте здания по линии, перпендикулярной к направлению взрыва. Таким образом, приборы записывали колебания в трех точках по двум взаимно перпендикулярным составляющим (в направлениях малой оси здания—Г и большой оси здания—Гп). Получилось, что на грунте (на различных расстояниях) и в здании (на фундаменте) максимальные смещения мало отличаются как по продольным, так и по поперечным волнам. Периоды колебаний как продольных, так и поперечных волн получились в среднем 0,5 сек.



Фиг. 2. Запись колебаний грунта в различных точках от здания № 1 при опыте 1.

Во время II опыта приборы были установлены по двум взаимно перпендикулярным направлениям вдоль линии взрыва (с торца здания № 1) и перпендикулярно (с фасада того же здания). Записи проводились по двум горизонтальным составляющим, ориентированным по главным осям здания. Рассмотрение величин максимальных смещений показывает, что на грунте на различном удалении от здания с приближением к нему они уменьшаются. Это особенно заметно при анализе данных приборов, расположенных вдоль линии взрыва (как по продольным, так и поперечным волнам). При этом разница для колебаний в двух взаимно перпендикулярных направлениях существенная—большие величины получились по линии взрыва. Что касается данных, полученных с помощью приборов, расположенных поперек линии взрыва, то в этом случае никакой разницы в двух взаимно перпендикулярных направлениях не получалось, конечно, для одних и тех же точек. Разница в величинах максимальных смещений на грунте у здания и в здании практически не наблюдается.

III опыт примечателен тем, что, в отличие от двух предыдущих опытов, приборы были установлены на грунте, поблизости от трех различно ориентированных по отношению к взрыву зданий (№ 1, № 2, № 3) на различном удалении от них. При этом у двух зданий (№ 1 и № 2) замеры производились вдоль линии взрыва, а у здания № 3 под углом, примерно 45° . Этот взрыв был несравненно слабее двух предыдущих и поэтому не наблюдалось большой разницы в показаниях приборов, расположенных на различных расстояниях от каждого из зданий. Однако, с другой стороны, ясно видно, что величины максимальных смещений уменьшаются с удалением рассматриваемых зданий от места взрыва. Но в этом случае расстояние от взрыва не может иметь значения, поскольку взрыв производился на очень большом удалении от зданий (более 100 км), в то время как расстояние между крайними зданиями всего 0,4 км. Здесь, видимо, сказывается влияние самих зданий, в результате чего происходит уменьшение сейсмозрывного воздействия.

При IV взрыве приборы были установлены перед зданием № 1 и за ним (по его длине) на грунте, а также в здании в обоих торцах. При этом взрыве очень четко выявилась роль здания как преграды на пути

Таблица 1

Величины максимальных смещений и соответствующие им периоды колебаний

№ опыта	№ здания (направление)	Место установки	Составляющая	Расстояние от здания в м	Продольная волна		Поперечная волна	
					макс. смещ. в мм	период в сек.	макс. смещ. в мм	период в сек.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I	1	Грунт	Г	20	0,16	0,48	0,37	0,44
		Грунт	Гп	20	0,65	0,52	0,62	0,62
		Грунт	Г	2	0,18	0,56	0,36	0,44
		Грунт	Гп	2	0,54	0,48	0,72	0,57
		Подвал	Г	—	0,21	0,50	0,45	0,44
		Подвал	Гп	—	0,61	0,44	0,62	0,52
II	1 (с торца)	Грунт	Г	20	0,26	0,30	0,40	0,35
		Грунт	Гп	20	0,35	0,30	0,55	0,36
		Грунт	Г	2	0,12	0,50	0,27	0,40
		Грунт	Гп	2	0,25	0,30	0,34	0,35
		Грунт	Г	0,5	0,16	0,45	0,25	0,30
		Грунт	Гп	0,5	0,17	0,40	0,30	0,40
		Подвал	Г	—	0,12	0,35	0,22	0,46
		Подвал	Гп	—	0,17	0,41	0,30	0,35
	1 (с фасада)	Грунт	Г	20	0,25	0,40	0,34	0,35
		Грунт	Гп	20	0,25	0,30	0,37	0,35
		Грунт	Г	2	0,15	0,35	0,29	0,50
		Грунт	Гп	2	0,17	0,35	0,30	0,35
		Грунт	Г	0,5	0,13	0,35	0,30	0,50
		Грунт	Гп	0,5	0,14	0,40	0,29	0,40
III	1	Грунт	Г	20	0,07	0,36	0,16	0,4
		Грунт	Гп	20	0,07	0,34	0,20	0,35
		Грунт	Г	2	0,06	0,29	0,14	0,3
		Грунт	Гп	2	0,07	0,31	0,20	0,35
		Грунт	Г	0,5	0,03	0,41	0,08	0,45
		Грунт	Гп	0,5	0,06	0,34	0,12	0,4
	2	Грунт	Г	20	0,03	0,27	0,04	0,22
		Грунт	Гп	20	0,05	0,24	0,06	0,14
		Грунт	Г	2	0,04	0,19	0,04	0,27
		Грунт	Гп	2	0,04	0,24	0,06	0,28
		Грунт	Г	0,5	0,04	0,17	0,06	0,24
		Грунт	Гп	0,5	0,03	0,24	0,05	0,29
	3	Грунт	Г	20	0,07	0,32	0,13	0,36
		Грунт	Гп	20	0,13	0,30	0,15	0,34
		Грунт	Г	2	0,05	0,37	0,12	0,37
		Грунт	Гп	2	0,11	0,36	0,12	0,41
		Грунт	Г	0,5	0,07	0,38	0,13	0,41
		Грунт	Гп	0,5	0,10	0,36	0,13	0,43
IV	1 (ближний торец)	Грунт	Г	20	0,16	0,35	0,42	0,40
		Грунт	Г	2	0,11	0,35	0,30	0,40
		Грунт	Гп	2	0,17	0,30	0,45	0,40
		Грунт	Г	0,5	0,10	0,35	0,32	0,40
		Грунт	Гп	0,5	0,12	0,32	0,32	0,55
		Подвал	Г	—	0,09	0,35	0,30	0,40
		Подвал	Гп	—	0,10	0,42	0,27	0,40
		Грунт	Г	2	0,06	0,30	0,18	0,40
	1 (дальний торец)	Грунт	Гп	2	0,08	0,35	0,15	0,45
		Грунт	Г	0,5	0,04	0,30	0,12	0,40
		Грунт	Гп	0,5	0,08	0,30	0,18	0,40
		Подвал	Г	—	0,09	0,35	0,33	0,40
		Подвал	Гп	—	0,11	0,30	0,27	0,45

распространения сейсмических волн, а именно, у ближнего торца (от взрыва) произошло уменьшение сейсмического эффекта по мере приближения к зданию; далее в здании сейсмическое воздействие не изменилось и осталось постоянным как в ближнем, так и дальнем торце, а за зданием на грунте оно опять-таки уменьшилось. При этом следует отметить, что величины максимальных смещений по поперечным волнам получились намного больше (примерно в 2,5 раза), чем по продольным волнам.

В результате проведенного исследования получена сложная картина взаимодействия каждого здания на другие, их влияние как преград на пути распространения сейсмических волн, возрастание взаимодействия с увеличением интенсивности колебаний. Следует полагать, что при этом будет играть роль механизм очага землетрясения, спектральный состав колебаний грунта, а также приближение к состоянию резонанса.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 12.VI.1972.

Բ. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ս. Ս. ՍԻՄՈՆՅԱՆ

ՍԵՅՍՄԻԿ ՏԱՏԱՆՈՒՄՆԵՐԻ ԺԱՄԱՆԱԿ ԳԲՈՒՆՏԻ ԵՎ ԿԱՌՈՒՅՎԱԾՔԻ
ՄԻՋԵՎ ՓՈԽՆԵՐԳՈՐԾՈՒԹՅԱՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ԱՐԳՅՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ն փ ն լ մ

Գրունտի և կառուցվածքի հիմնատակի միջև եղած փոխներգործության ուսումնասիրումն անհրաժեշտ է կառուցվածքում երկրաշարժի ժամանակ առաջացող սեյսմիկ ուժերի իրական մեծությունները պարզաբանելու համար:

Ի տարբերություն նախորդ հետազոտողների, երբ ամեն դեպքում դիտարկվում է որոշակի շենք, ուսումնասիրությունները կատարվում են մեծ թվով շենքերի տեղամասում:

Այս դեպքում փոխներգործություն է տեղի ունենում ոչ միայն առանձին շենքերի հիմնատակերի և հիմքերի միջև, այլև՝ միմյանց միջև:

Վերոհիշյալ ուսումնասիրությունները կատարվել են 4—5 հարկանի շենքերի համար, որոնք կառուցված են 400×400 մ չափսեր ունեցող տեղամասում: Ուսումնասիրությունները կատարվել է 3—5 բալ ինտենսիվություն ունեցող 4 սեյսմիկ ազդեցությունների դեպքում: Շենքերի փոխազդեցությունից ստացվում է բարդ պատկեր՝ նրանք սեյսմիկ ալիքների տարածման ճանապարհին հանդես են գալիս որպես պատնեշ: Սեյսմիկ ազդեցության ինտենսիվության աճի հետ միաժամանակ աճում է շենքերի փոխներգործությունը:

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапетян Б. К. Колебание сооружений, возведенных в Армении «Айастан», Ереван, 1967.

2. Красников Н. Д. К вопросу оценки динамической прочности и устойчивости гидро-сооружений при взрывных воздействиях. Бюлл. по инж. сейсмологии, № 6, Ереван, 1970.
3. Медведева Е. С. Воздействие сейсмических волн на фундамент сооружения. Мат. всесоюз. совещ. по проектированию и строительству сейсмостойких зданий и сооружений. М., 1971.
4. Назаров А. Г. О взаимодействии между фундаментом сооружения и основанием при землетрясении. Тр. Тбилисского геофизического ин-та, т. VI, 1939.
5. Напетваридзе Ш. Г. Влияние протяженности сооружения на величину сейсмической силы. Тр. ин-та строительной механики и сейсмостойкости АН Груз. ССР, том IX, 1963.
6. Нечаев В. А. Взаимодействие грунта и сооружения при землетрясении. Труды ин-та сейсмостойкости строительства и сейсмологии АН Тадж. ССР, том VIII, Душанбе, 1960.
7. Синицын А. П. Новые задачи динамики плит на упругом основании. Изд. ВИА, М., 1963.
8. Housner G. W. Interaction of Building and Ground during an Earthquake. Bull. S. S. A., Number 3, vol. 47, 1957.

УДК 550.3.

Д. С. ГРИГОРЯН

ОБ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ АБОВЯНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

Абовянское апатит-магнетитовое месторождение представляет собой крупную зону оруденения среди вмещающих андезитовых порфиров, закрытую лавовыми образованиями. Над месторождением наблюдается интенсивное аномальное магнитное поле ΔZ , достигающее 40000 гамм.

В основу оценки запасов месторождения мы положили оценку объема руды на основании формулы [3]:

$$V_p = \frac{M - I_b \cdot V}{I_p - I_b}, \quad (1)$$

где: M — магнитный момент всей возмущающей массы месторождения; I_p , I_b — соответственно средняя эффективная намагниченность руды и измененных магнитных вмещающих пород месторождения;

V — объем всей возмущающей массы месторождения.

Величина M магнитного момента в принципе вполне определяется значениями наблюдаемой аномалии ΔZ . Мы рассмотрели этот вопрос применительно к негоризонтальной поверхности наблюдений, в условиях горного рельефа [1].

В результате вычислений для магнитного момента, соответствующего всей возмущающей массе Абовянского месторождения, получили [2]:

$$M = 20,3 \cdot 10^6 \text{ CGSM} \cdot \text{м}^3$$

В отличие от магнитного момента, определение величин средних эффективных намагниченностей руд I_p и вмещающих пород I_b , как известно, принципиально невозможно только по наблюдаемому аномальному полю. Мы решили эту задачу путем сопоставления данных по трем представительным геологическим разрезам и соответствующим аномалиям ΔZ вдоль разведочных линий.

Геологические разрезы представляют собой вертикальные сечения возмущающей массы, состоящие из зон с различным содержанием рудного компонента. Эти зоны геологами подразделены на типы: а) массивные руды; б) брекчиевидные и прожилково-вкрапленные руды; в) вмещающие андезитовые порфиры.

Обозначим площади зон в разрезе через S_j , где j — номер типа, k — номер зоны, соответствующей данному типу. В рассматриваемом нами случае имеется три типа ($j = 1, 2, 3$).

Геологическо-геофизическая характеристика месторождения дает основание для того, чтобы месторождение представить в виде вытянутой в горизонтальном направлении оруденелой зоны.

Аппроксимируем месторождение моделью в виде совокупности параллельных горизонтальных цилиндров, заполненных возмущающей массой, для которых:

1) вертикальная плоскость заданного разреза перпендикулярна их осям;

2) контуры сечений совпадают с контурами площадей S_k^j ;

3) длины ограничены простиранием аномалии ΔZ ;

4) в плоскости разреза возмущающие массы цилиндров совпадают с возмущающими массами, соответствующими областям S_k^j .

Среднюю эффективную намагниченность для каждого типа можно выразить следующим образом:

$$I_j^j = \frac{\sum_{k=1}^{n_j} I_k^j \cdot V_k^j}{\sum_{k=1}^{n_j} V_k^j}, \quad (2)$$

где I_j^j — средняя эффективная намагниченность для типа с номером j , n_j — число объемов V_k^j в суммарном объеме V^j соответствующем типу j .

Принимая направление намагниченности вертикальным, для аномалии ΔZ от рассматриваемой модели в точках профиля наблюдений $x; h(x)$ можно записать:

$$(\Delta Z(x; h(x)) = \sum_{j=1}^3 \sum_{k=1}^{n_j} I_k^j \iiint_{V_k^j} \frac{2(h(x) - \zeta)^2 - \eta^2 - (x - \xi)^2}{[(x - \xi)^2 + \eta^2 + (h(x) - \zeta)^2]^{5/2}} d\xi d\eta d\zeta. \quad (3)$$

Если в левую часть равенства (3) подставить наблюденную аномалию ΔZ , то равенство (3) можно будет рассматривать как уравнение относительно величин I_k^j .

$$\Delta Z(x; h(x)) = \sum_{j=1}^3 \sum_{k=1}^{n_j} I_k^j \cdot \omega_k^j(x), \quad (4)$$

где:

$$\omega_k^j(x) = \iiint_{V_k^j} \frac{2(h(x) - \zeta)^2 - \eta^2 - (x - \xi)^2}{[(x - \xi)^2 + \eta^2 + (h(x) - \zeta)^2]^{5/2}} d\xi d\eta d\zeta.$$

Обозначим через p число точек наблюдений на профиле. Уравнение (4) сведем к системе p уравнений:

$$\Delta Z(x^l; h(x^l)) = \sum_{j=1}^3 \sum_{k=1}^{n_j} I_k^j \cdot \omega_k^j(x^l) \quad (5)$$

Применительно к рассматриваемой задаче можно считать, что число зон S_k^i меньше числа точек наблюдений, систему в этом случае можно решить методом наименьших квадратов.

Для определения средних эффективных величин мы выбрали три представительных, опорных разреза. При выборе представительного разреза исходили из того, чтобы, во-первых, контуры сечений в плоскости разреза были по возможности достоверными, т. е. выбирался разрез с достаточно большим числом скважин, пересекающих интересующие нас рудные зоны. Во-вторых, разрез выбирался по возможности в эпицентральной зоне наблюдаемой аномалии ΔZ . Это давало наибольшее основание связывать аномалию ΔZ по линии наблюдений в плоскости разреза с распределением возмущающей массы в данном рассматриваемом разрезе.

Вычисления показали, что наблюдаемую кривую ΔZ можно достаточно хорошо объяснить, если ограничиться одним эффективным параметром для каждого типа, т. е. рассмотреть систему уравнений (5) относительно трех величин $I^{(1)}$, $I^{(2)}$, $I^{(3)}$.

В результате счета на ЭВМ для трех указанных разрезов получили следующие величины $I^{(1)}$, $I^{(2)}$, $I^{(3)}$, в единицах CGSM.

№ разреза	$I^{(1)}$	$I^{(2)}$	$I^{(3)}$
1	0,32	0,017	0,008
2	0,088	0,058	0,001
3	0,094	0,045	0,012

Средневзвешенное относительно площадей зон S_k^i по трем разрезам значение средней эффективной намагниченности I_p для брекчиевидных, вкрапленных и массивных руд оказалось равным 0,06 CGSM.

Для вмещающих измененных пород аналогичная средневзвешенная величина I_b оказалась равной 0,01 CGSM.

Объем V , входящий в формулу (1) вычислили по формуле $V = S \cdot H$, где: S — площадь аномалии ΔZ , входящая в вычисленный магнитный момент. $S = 0,8$ кв. км. Глубину H выбрали таким образом, чтобы действием возмущающих масс, находящихся возможно на глубине более чем H , можно было пренебречь. Можно показать, что наблюдаемая аномалия ΔZ с точностью порядка $1 - 2\%$ объясняется возмущающими массами, расположенными до глубины $H = 2$ км.

Считая $I_p = 0,06$ CGSM и, что в пределах „активной“ зоны вмещающие породы имеют величину намагниченности $I_b = 0,01$ CGSM, для оценки запасов руды можно получить нижнюю границу:

$$P > 284 \cdot 10^6 \text{ т}$$

Справедливость наших выводов подтверждают новые данные геологической разведки.

В заключение отметим, что при оценке перспективной площади достаточно сначала на основе анализа аномалии ΔZ выбрать один-два разведочных профиля с достаточно густым шагом скважин на каждом профиле для того, чтобы получить контуры рудных зон по представительным разрезам достаточно уверенно. После этого можно дать предварительную, достаточно объективную оценку запасов на основе вычисления величины магнитного момента M и средних эффективных намагниченностей руд I_r и вмещающих пород I_v . Такая оценка, в отличие от чисто геологической, даст большую экономию средств на бурение.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 28.III.1972.

Դ. Ս. ԳՐԻԳՐԻԱՆ

ԱՐՈՎՅԱՆԻ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ
ՄԱԿՆԻՍԱԿԱՆ ՀԱՆՈՒՅԹԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Արովյանի երկաթի հանքավայրի օրինակի վրա ցույց է տրված մագնիսա-հետախուզության տվյալների օգտագործման նպատակահարմարությունը, երկաթի հանքավայրերի պաշարների նախնական գնահատման համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Григорян Д. С., Полонский А. М. О вычислении магнитного момента по аномалии ΔZ наблюдаемой на негоризонтальном рельефе. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1972.
2. Григорян Д. С. О вычислении магнитного момента для Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1972.
3. Полонский А. М. Алгоритмы решений некоторых задач геофизики. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1971.

УДК 91 (091)

Д. Р. НАЗАРЕТЯН

ПОЧВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В. В. ДОКУЧАЕВА НА АРМЯНСКОМ НАГОРЬЕ

Большое значение для науки имели путешествия по Кавказу и, в частности, по Армянскому нагорью великого русского естествоиспытателя В. В. Докучаева.

В истории русского естествознания имя В. В. Докучаева стоит в ряду крупнейших ученых, проложивших новые пути в науке. Он по праву считается отцом науки о почве—почвоведения, с его именем связано установление основных географических закономерностей в размещении природных тел.

Проводя многочисленные экскурсии с целью изучения поверхностных отложений России, В. В. Докучаев пришел к выводу, что представления о почве, как о верхнем рыхлом слое земли, ошибочны и не могут служить основанием для овладения свойствами почвы в интересах повышения плодородия.

Занявшись более глубоким изучением состояния почвоведения, В. В. Докучаев убеждается, что в сущности никакой науки о почве не существует. В. В. Докучаев писал, что до него в России «...не было собрано ни одной почвенной коллекции, не сделано ни одного физического, ни одного химического анализа, почвы наносились на карты или со слов местных жителей, или на основании личных наблюдений... только цвета почвы, лежащей в поле» [6].

Зарождение генетической географии почв стало возможно лишь после того, как В. В. Докучаев в 1879 г., в результате двухлетних полевых почвенных исследований, пришел к убеждению, что почвы являются функциями «климата, материнских горных пород, возраста страны, растительности и рельефа местности», что они представляют собой совершенно особое «естественно-историческое тело» [11], а не «одну из горных пород», как было принято думать в то время.

В. В. Докучаев имел великого предшественника в лице крупного русского ученого-самородка М. В. Ломоносова, давшего первое и совершенно правильное, с точки зрения генетического почвоведения, высказывание о черноземе и его происхождении. «Нет сомнений,—писал он,—что чернозем не первозданная материя, он произошел от согнития животных и растительных тел со временем» («Правда», 1948, № 234).

По поручению «Вольного экономического общества» В. В. Докучаев берется за изучение почв России. В течение двух лет он собрал огромный материал о почвах черноземной полосы. Результаты его исследо-

ваний были изложены в капитальном труде «Русский чернозем» (1883) и ряде небольших работ на эту же тему.

В своих трудах В. В. Докучаев впервые дал правильное объяснение почвы и вскрыл закономерности ее развития и географического распространения.

В конце 90-х годов, когда В. В. Докучаев подошел к вершинам научных обобщений и начал нащупывать общие закономерности, управляющие географическим распределением почв и вообще природных комплексов по лику земли, он счел необходимым опереться на личные наблюдения для твердого обоснования этих законов [10].

Он предпринимает ряд путешествий и экспедиций по югу России, приведших к созданию учения о зонах природы, а также к обоснованию необходимости зонального подхода при решении практических вопросов агрономии. В. В. Докучаев получил предложение Закавказского Статистического Комитета посетить Закавказье и провести здесь предварительное ознакомление со здешними почвами для того, «чтобы решить вопрос, применим ли к Закавказью естественно-исторический, так называемый нижегородский способ оценки земель (примененный и в Полтавской губернии), и если да, то какие изменения и дополнения следует ввести в него, ввиду местных особенностей природы и хозяйства Закавказья?» [4].

Почвенные исследования Кавказа и, в частности, трехкратное посещение Армении (1898, 1899, 1900) дали ему возможность применить уже имеющееся положение П. Турнефора, А. Гумбольдта и Н. А. Северцова о вертикальном чередовании природных зон. После Н. А. Северцова идею зональности в зоогеографии развил М. А. Мензбир; А. Н. Бекетов и Ф. Кеппен устанавливают аналогичную закономерность для растительного покрова. Н. А. Северцов и П. П. Семенов—Тян-Шанский выделили и описали вертикальные пояса в горах Средней Азии [9]. Эти труды, несомненно, сыграли роль в формировании докучаевского учения о зонах природы в целом. Огромная заслуга В. В. Докучаева заключается в том, что он впервые показал всеобщее значение закона мировой зональности; зоны Докучаева—это генетические естественно-исторические области, характеризующиеся закономерным сочетанием климата, горных пород, почв, растительности, животного мира и сельскохозяйственной деятельности человека.

До В. В. Докучаева неоднократно выделялись климатические, ботанико-географические и зоогеографические зоны, но изучение их ограничивалось установлением самых общих связей между климатическими зонами и растительностью, между растительностью и животным миром. Даже А. Гумбольдт не распространял влияние климата на горные породы, не говоря уже о почве, которую он вообще не отделял от минеральной оболочки [9].

Оценивая значение В. В. Докучаева в деле изучения почв Кавказа, его ученик проф. С. А. Захаров в 1923 г. писал о том, что важным мо-

ментом в истории познания почв Кавказа явилось исследование, произведенное им в летние месяцы 1898 и 1899 гг. [7]. В результате этого исследования ученый мастерски нарисовал картину распределения почвенного покрова Кавказа и дал краткую характеристику наиболее типичных почв. Великий ученый «своими исследованиями привлек внимание широких кругов почвоведов к почвам Кавказа», показав «какой теоретический интерес представляет этот разнообразный в природном отношении край» [8].

В. В. Докучаев приезжал на Кавказ с целью изучения его почв три раза подряд—в 1898, 1899, 1900 гг. и каждый раз он посещал непосредственно и Армению. А. И. Читчян в своей монографии «Василий Васильевич Докучаев и наука о почве» [13] делает упор на его «двукратном посещении Армении», по всей вероятности, не учитывая третий и последний приезд Докучаева в 1900 г., когда ученый был болен и не смог совершить намеченных маршрутов. Существуют воспоминания С. А. Захарова «Последние годы деятельности В. В. Докучаева. С Докучаевым на Кавказе в 1900 г.»—об их совместном пребывании в Лори (Степанаван) [7].

По поводу приглашения В. В. Докучаева на лето 1898 г. в журнале «Известия КОРГО» (т. 2, вып. 1, стр. 119) говорилось о том, что «профессор В. В. Докучаев, известный почвовед произвел естественноисторические исследования почв в Нижегородской и Полтавской губерниях... Закавказский Статистический Комитет пригласил профессора В. В. Докучаева посетить Закавказье, ознакомиться с особенностями этой страны в почвенном отношении и затем составить общий план производства земельных оценок края».

Газета «Кавказ» проливает дополнительный свет на цель приезда В. В. Докучаева. В № 207 от 8 августа 1898 г. газета сообщала, что 5-го августа в Тифлис прибыл член Комитета при Министерстве Земледелия и Государственных имуществ проф. В. В. Докучаев, командированный в наш край для исследования кавказских почв с целью правильного обложения земельных угодий денежными сборами».

Каков был маршрут первой кавказской экспедиции В. В. Докучаева? Из Тифлиса он отправился через Сурамский перевал в Батумский округ. Отсюда путь В. В. Докучаева шел на юго-восток через Боржом, Бакурнани на высокий перевал Цхрацкаро. Спустившись с перевала, он осмотрел Ахалкалакскую котловину «с крайне неправильным рельефом» и, миновав город Ахалкалаки, «через черноземное» Духоборское плоскогорье и Александрополь доехал до Эривана, который «лежит на типичных белых, как мука, сильно мергелистых, мучнистых почвах» [4].

Из Еревана В. В. Докучаев поехал на север, к потухшему вулкану Алагез (Арагац), откуда он повернул на восток к озеру Севан... «На пути Эривань-Гокча,—писал Докучаев,—можно встретить по склонам Алагеза рыхлый черный вулканический песок,—вероятно, тот самый, который служит почвой для известных итальянских виноградников...» [4]. Он осмотрел и Кура-Араксинскую низменность. В. В. Докучаева очень

заинтересовывают встреченные им во многих местах черноземные почвы, похожие на те, которые он встречал на равнинах европейской части России. Он указывает, что «наиболее тучный чернозем, содержащий от 9 до 10% органических веществ, находится... на востоке до 2400 м, по северным склонам Алагеза и по пути оттуда к Гокче» [6].

До В. В. Докучаева на эти черноземы так же, как и на некоторые другие почвы Закавказья, смотрели как на своеобразную выветрившуюся вулканическую породу. В. В. Докучаев решительно возражает против этого, говоря, что это «превосходный чернозем, до 60 см мощности, чистый, настоящий русский чернозем, ничего общего с вулканическими горными породами не имеющий» [4].

Исследователи деятельности В. В. Докучаева (Б. Б. Полынов, И. А. и Л. А. Крупениковы, В. К. Имадалзе) считают, что им впервые доказано наличие в Закавказье черноземных почв, не замеченных, к его удивлению, ни одним из предыдущих исследователей. «На Кавказе было немало ученых натуралистов, местных и приезжих; по нему путешествовали даже специалисты почвоведы, еще в прошлом году (1897) он был осмотрен целым съездом русских и иностранных геологов, а чернозем ведь не иголка» [4].

Но отрывочные сведения относительно того, что характерной почвой Армянского нагорья является чернозем уже раньше встречаются в литературе [14, 1].

Ряд авторов XIX в. (Марков, Ханагов, Парвицкий, Ерицов, Каменский, Гласко, Тер-Маркаров и др.), затрагивая почвы горных районов Армении в связи с их плодородием и указывая там наличие чернозема, дают им самую разнообразную характеристику. Но окончательно этот факт был установлен В. В. Докучаевым.

В «Обзрении российских владений за Кавказом» (1836) указывается, что Лорийская степь Армении покрыта черноземом, там же отмечается наличие чернозема между Ереваном и оз. Севан, т. е. речь идет о черноземах Разданского района. Это первые и довольно точные сведения, появившиеся в русской литературе о наличии на Армянском нагорье черноземов.

Ю. Гагеместер в своей работе, вышедшей в 1848 г., говорит, что нагорная часть Армении покрыта «толстым слоем чернозема». Наличие таких черноземов он особо подчеркивает для бассейна оз. Севан, который наряду с Ленинанским плато считает житницей страны [2].

И. Шопен, разбирая «качество почвы» Армении в средней полосе, констатирует черноземы, местами «тучные», которые в области пологих склонов переходят в «легкие» и «рыхлые». Далее он пишет, что там, где растительность обильнее, чернозем «плотней и жирней» [14]. Этим он подчеркивает связь между качеством чернозема и характером растительного покрова.

А. И. Воейков [1] отмечает, что на Армянском нагорье в Александропольском уезде (ныне Ленинанский), а также в районе Эрзерума,

в восточной Анатолии, степи с климатом, близким климату «средней России, с глубоким снегом зимой с черноземной почвой».

В своих докладах и многочисленных статьях В. В. Докучаев отмечал на Ленинанском плато наличие «каштановых почв» и «каштановых черноземов», а по склонам Алагеза и на пути из Еревана к озеру Севан—«типичный чернозем». Выше черноземов Докучаев отмечает «частью типичные петербургские дерновые земли, бурые и буровато-темные, несомненно торфянистые, а частью и подзолистые земли или почвы эйлагов» [4].

Ниже черноземов Араратской равнины, в районе Еревана, он отмечает «белозем». Однако наличие «белоземов» в Араратской равнине ставится под «сомнение почвоведом Армении» [11].

По В. В. Докучаеву, выше каштановых и темно-каштановых почв (1100—1700 м) в Армении залегают черноземы (1700—2100 м), а выше последних начинаются «эйлажные»—горно-луговые почвы. Эта последовательность смены почв с высотой совершенно правильно была отмечена В. В. Докучаевым для Ахтинского (Разданского) района, где проходил его маршрут, но такая смена почв с высотой, которая легла в основу докучаевской схемы вертикальной зональности почв, для других районов Армении не совсем применима [11].

В то же время им были описаны и «эйлажные (горно-луговые) почвы для некоторых пунктов плоскогорья и было указано их место среди вертикальных почвенных зон, что подтвердилось позднее и наблюдениями К. Д. Глинки.

Будучи на Кавказе, В. В. Докучаев послал в Киев, проходившему там в 1898 г. X съезду русских естествоиспытателей и врачей, телеграмму с сообщением о главнейших результатах своих исследований на Кавказе. Эта телеграмма была оглашена на заседании агрономической секции съезда 26 августа [8]. Приводим текст этого важного в истории науки документа: «Потрудитесь доложить подходящим секциям съезда, что почвы Кавказа можно и следует разбить на следующие районы и пояса: 1) полярная зона Казбека, Эльбруса, Алагеза и Арарата, 2) альпийские луга или район светло-серых дерновых почв, 3) черноземные ковыльные и кустарниковые степи Северного Кавказа и 2/3 Западного Закавказья до 8 тыс. футов, 4) белые известковые почвы и солонцы нижнего течения Куры и Аракса, 5) красноземные почвы западного черноморского хребта Сурами. Вообще Кавказ—классическая страна для изучения закономерных соотношений между климатом, растительным и животным царством, высотой местности и почвами...»

Свои важнейшие выводы, теоретические открытия В. В. Докучаев сформулировал следующим образом: «Если при равенстве всех других условий, возраст или высота данных местностей различна, то и почва будет неодинакова... Можно считать окончательно установленным не только нахождение типического чернозема на Кавказе, но и существование здесь ряда вертикальных почвенных зон, теснейшим образом связан-

ных с известными климатическими и растительными особенностями местных горных возвышенностей» [5].

Еще в 1807 г. А. Гумбольдт в книге «Идеи о географии растений» обосновал теорию растительно-климатических зон и установил аналогию их с зонами вертикальными. Эта теория явилась одной из самых крупных прогрессивных идей мирового естествознания, одним из наиболее крупных его достижений в первой половине XIX в. Обосновав, что суша земного шара разделяется на ряд широтных зон, отличающихся друг от друга по климату, растительному и животному миру, Гумбольдт в то же время не только не заметил, что эти зоны отличаются и по почвам, что существует закономерная связь почв с другими элементами природы, но и прямо отрицал эту связь [8].

Честь создания генетической теории происхождения почв, учения о закономерной связи между почвой и другими элементами природы, о вертикальной зональности почв принадлежит, таким образом, В. В. Докучаеву. В окончательном обосновании этой теории почетную роль сыграли наблюдения и выводы В. В. Докучаева по изучению почв Кавказа и, в частности, Армении.

Авторы книги «Докучаев 1846—1903 гг.», вышедшей в 1948 г., И. и Л. Крупениковы отмечают большое стремление русского ученого к Кавказу.

«Кавказ полюбился Докучаеву. В его последних работах чувствуется такая же теплота в отношении к Кавказу и его природе, как некогда к черноземным степям. Разнообразие кавказской природы и почв поразило Докучаева... какое величие, какие потрясающие красоты» [10].

После первой поездки на Кавказ В. В. Докучаев в 1899 г. опубликовал небольшую брошюру под названием «К учению о зонах природы», ставшую вехой в истории русского и мирового почвоведения. Автор считал брошюру первой главой обширной работы, но, как известно, болезнь и смерть не дали ему возможность выполнить свой творческий замысел.

Изучение Кавказа В. В. Докучаев продолжал в 1899 г. по личной инициативе, при материальной поддержке Кавказского отдела РГО. Это последнее обстоятельство позволило В. В. Докучаеву пригласить двух помощников—своих учеников—А. С. Мещерского и А. И. Набоких. Помимо них в экспедиции за свой счет принимал участие кандидат Петербургского университета М. В. Карчевский.

Экспедиции удалось осмотреть пространство до 23 млн. десятин и собрать многочисленные почвенные, геологические, ботанические и гипсометрические данные. В. В. Докучаев также посетил Карсскую область, где им во многих местах было установлено распространение черноземов.

В результате полевых исследований 1899 г. В. В. Докучаев представил Кавказскому отделу РГО рукописную карту и предварительный отчет. Существенным итогом экспедиции было окончательное обоснование закона о вертикальной зональности: «...почвенные полосы одевают и наш Кавказ, но они расположены здесь не с севера на юг, как в низин-

ной Европейской России, а благодаря весьма значительным возможностям Кавказского перешейка (до 18 тысяч футов), имеющим, как известно, свои особые климатические, растительные и иные физико-географические особенности—снизу вверх от прибрежий Черного (латериты) и Каспийского (южные аэральные белоземы) морей к полярным вершинам Эльбруса, Казбека, Алагеза, Арарата и других, причем черноземный пояс занимает в вулканическом Закавказье высоты, примерно, от 5 до 7 с лишним тысяч футов» [5].

В этой схеме распределения почв Кавказа в свете современных представлений имеются существенные недочеты, ибо высотная зональность не является, по существу, повторением широтной зональности, т. к. первая развивается на фоне широтных зон, в горах создаются специфические климатические и физико-географические условия. И все же трудно переоценить значение почвенных исследований В. В. Докучаева, поскольку, выявленная им закономерность высотной зональности явилась той основой, на которой в дальнейшем развивались исследования почв, а также и ландшафтов Кавказа [3].

В 1900 г. В. В. Докучаев вновь отправляется на Кавказ вместе с С. А. Захаровым. Последний выступает с интересными воспоминаниями об этой экспедиции [7]. Небезынтересно отметить, что при исследовании Лорийской степи В. В. Докучаевым и С. А. Захаровым, местное население отнеслось к ним весьма радушно и тепло. Это обстоятельство привело В. В. Докучаева к мысли, что «армянское население с уважением относится к науке и почитает ученых» [7].

Идея о зональности почв встретила и своих противников. Так, А. И. Набоких [15], указывал, что не везде «при одинаковых высотных условиях установлена полная серия чередования зональных почв». Хотя трудами многих поколений докучаевцев—почвоведов, климатологов, геоботаников и зоологов подтверждено наличие закономерных чередований природных зон, между тем, по словам того же А. Набоких, в Лорийской степи, на Алагезе и т. п. можно наблюдать, в связи с изменением влажности, удивительно правильные смены почв с поднятием по отлогим склонам гор в высоту [12].

Свидетельством признания заслуг В. В. Докучаева является то, что в июле 1900 г. на Парижской международной выставке за экспонированную коллекцию кавказских почв ему была присуждена высшая награда Grand Prix. На этом выдающемся по условиям тогдашнего времени международном смотре крупнейших достижений докучаевская школа, как и весь русский отдел почвоведения, имела большой успех, что явилось признанием передовой роли и приоритета русской науки.

Դ. Ռ. ՆԱԶԱՐԵԹՅԱՆ

Վ. Վ. ԴՈԿՈՒՉԱԵՎԻ ՀՈՂԱԴԻՏԱԿԱՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՈՆԱՇԽԱՐՀՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխարհագրական գիտության համար մեծ նշանակություն ունեն ռուս իռոշորագույն բնախույզ Վ. Վ. Դոկուչաևի ճանապարհորդությունները Կովկասում և, առանձնապես, Հայկական լեռնաշխարհում:

Նշյալ վայրերում 1898, 1899 և 1900 թվականներին կատարած հետազոտությունները հնարավորություն տվեցին Վ. Վ. Դոկուչաևին վերջնականապես ձևավորելու բնական ուղղաձիգ գոնաների օրինաչափությունները:

Դոկուչաևի գործունեության ուսումնասիրողները (Բ. Բ. Պոլինովը, Ի. Ա. և Լ. Ա. Կրուպենիկովները, Վ. Կ. Իմեդաձեն) գտնում են, որ Անդրկովկասում սեահողերի գտնման փաստը առաջին անգամ ապացուցել է Դոկուչաևը: Այս պնդումը ճիշտ չէ, քանի որ Դոկուչաևից շատ առաջ գրականության մեջ եղել են հիշատակումներ Հայկական լեռնաշխարհում սեահողերի առկայության վերաբերյալ (Փ. Շոպեն, Ա. Վոյեյկով, Վ. Լեխկոբիտով և ուրիշներ):

Իր գեկույցներում ու հոգվածներում Դոկուչաևը նշում է Լենինականի սարավանդում շագանակագույն հողերի, իսկ «Նրևանից դեպի Սևանա լիճ» ճանապարհին տիպիկ սեահողերի առկայության մասին:

Վ. Վ. Դոկուչաևի ուսումնասիրությունների համաձայն Հայաստանում շագանակագույն հողերից բարձր գտնվում են սեահողերը (1700—2100 մ բարձրությունների վրա), որից ավելի բարձր՝ էյլադային (լեռնա-մարգագետնային) հողերն են: Այս հաջորդականությունը ճիշտ է միայն Հայկական լեռնաշխարհի մի մասի՝ Արարատյան գոգավորության համար, որտեղով և ընթացել է Դոկուչաևի մարշրուտը:

Հայկական լեռնաշխարհում Վ. Վ. Դոկուչաևի կատարած հետազոտությունների էական արդյունքը ուղղաձիգ գոտիականության օրինաչափության վերջնական հիմնավորումն է:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб, 1884.
2. Гагемейстер Ю. А. Новые очерки Закавказья. СПб. 1848.
3. Гвоздецкий Н. А., Федчина В. Н., Азатьян А. А., Донцова З. Н. Русские географические исследования Кавказа и Средней Азии «Наука», М., 1964.
4. Докучаев В. В. Доклад Закавказскому Статистическому комитету об оценке земель вообще и Закавказья в особенности. Тифлис, 1899.
5. Докучаев В. В. Предварительный отчет об исследованиях на Кавказе летом 1899 г. Тифлис, 1899.
6. Докучаев В. В. Учение о зонах природы. Географиздат, 1948.
7. Захаров С. А. Последние годы деятельности В. В. Докучаева. Почвоведение, № 1, 1939.
8. Имедадзе В. К. Великий русский ученый В. В. Докучаев и его ученики в Грузии Тбилиси. Заря Востока, 1955.
9. Исаченко А. Г. Основные вопросы физической географии. Л. изд. ЛГУ, 1953.

10. Крупениковы И. и Л. Путешествия и экспедиции В. В. Докучаева. Изд., АН СССР, М., 1949.
11. Мириманян Х. П. Черноземы Армении. М.—Л., 1940.
12. Набоких А. К вопросу о почвенных классификациях. Ежегодник по геологии и минералогии, т. 4, 1900—1901.
13. Читчян А. И. Василий Васильевич Докучаев и наука о почве. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1946.
14. Шопен И. Исторический памятник состояния Армянской области в эпоху присоединения к России. СПб., 1852.

ПАМЯТИ ВЫДАЮЩЕГОСЯ УЧЕНОГО

(К 80-летию академика АН АрмССР И. В. Егиазарова)

Исполнилось 80 лет со дня рождения выдающегося советского ученого в области энергетики, гидроэнергостроительства и гидравлики академика АН Арм. ССР Ивана Васильевича Егиазарова.

И. В. Егиазаров родился в 1893 г. в г. Тбилиси, где окончил реальное училище. После окончания Петербургского электротехнического института в 1916 г. он был оставлен при институте для подготовки к научной и педагогической деятельности.



В 1920 г., когда по инициативе и указанию В. И. Ленина была организована под председательством академика Г. М. Кржижановского Государственная комиссия по электрификации России (ГОЭЛРО), к работе в ней, в числе других специалистов энергетиков был привлечен И. В. Егиазаров. Им были разработаны проблемы, связанные с электроснабжением Петрограда от ГЭС на рр. Свирь и Волхов, а также некоторые вопросы электрификации Кавказа.

В 1922 г. Иван Васильевич был избран профессором кафедры гидроэлектрических силовых установок Петроградского электротехнического института. В 1935 г. И. В. Егиазарову была присвоена ученая степень доктора технических наук без защиты диссертации.

И. В. Егиазарову принадлежит заслуга организации при Ленинградском электротехническом институте им. В. И. Ленина гидроэлектри-

ческой лаборатории, которая в 1931 г. была передана Всесоюзному научно-исследовательскому институту (ВНИИГ) им. Б. Е. Веденеева. В этой лаборатории были проведены гидравлические исследования сооружений: Дзорагетской, Канакерской, Чирчикской, Верхне-Свирской и других гидростанций. Эта лаборатория в свое время являлась одной из ведущих гидролабораторий СССР, специализировавшихся в области гидравлических исследований на пространственных моделях различных вопросов гидравлики гидротехнических сооружений.

В 1943 г. И. В. Егiazаров переезжает в Армению, где он работает заведующим кафедрой использования водной энергии Ереванского политехнического института и в Армянском филиале АН СССР. В 1943 г. И. В. Егiazаров был избран действительным членом Академии наук Арм. ССР, членом Президиума Академии, академиком-секретарем отделения физико-математических, естественных и технических наук. Тогда же в составе Академии наук Арм. ССР был организован Водноэнергетический институт, директором которого до 1957 г. был И. В. Егiazаров.

С 1957 г. до конца своей жизни (1971 г.) Иван Васильевич был консультантом этого института, вошедшего в состав нового Института водных проблем и гидротехники Минводхоза Арм. ССР.

В сфере научной деятельности И. В. Егiazарова особое место принадлежит разработкам в области теории и практики гидравлического моделирования на основе теории подобия и размерностей. В частности, большое развитие получила теория движения двухфазных потоков, успешно использованная им при исследовании селевых потоков. Весьма интересные результаты применения теории моделирования получены в сложном вопросе исследования гидравлического удара. Особенно широкое применение методы моделирования получили при лабораторных исследованиях гидротехнических сооружений гидростанций Севан-Разданского каскада, проведенных под руководством И. В. Егiazарова.

Учитывая широкую эрудицию и большие заслуги Ивана Васильевича в области гидравлического и гидроэнергетического экспериментирования, ему было поручено производство лабораторных исследований волновых явлений на модели Куйбышевского гидроузла, результаты которых впоследствии были приняты правительственной комиссией.

Свой огромный опыт инженера и исследователя Иван Васильевич с готовностью передавал производственным организациям, консультируя их при проектировании гидротехнических объектов.

И. В. Егiazаров многократно участвовал в научных командировках за границу. В Бельгии он был в качестве участника XIV Международного судоходного конгресса, в Голландии он принял участие в учредительном собрании Международной ассоциации по гидравлическим исследованиям (МАГИ), одним из организаторов которой он являлся. В 1947 г. Иван Васильевич посетил Англию и Шотландию в составе делегации Верховного Совета СССР, а в 1957 г. — Португалию и Францию, где на VII конгрессе МАГИ был избран почетным членом этой международной ассоциации и членом-корреспондентом Тулузской Академии

Известия, XXVI, 2—6

наук. В 1958 и 1959 гг. он выступил с докладами в лаборатории Института водного хозяйства в Праге. В 1968 г. Иван Васильевич был избран почетным доктором Будапештского технического университета.

Перу И. В. Егназарова принадлежит много научных работ из различных областей гидроэнергетики, гидравлики, моделирования и др. Особое место среди них занимает курс: «Гидроэлектрические силовые установки», в 3-х томах. Том I, который вышел в 1924 г., в течение 25 лет служил учебным пособием для всех электротехнических и гидротехнических вузов СССР.

До конца своей жизни И. В. Егназаров являлся членом ученых советов Института водных проблем и гидротехники, Института энергетики, членом Совета по проблемам водного хозяйства АН СССР, председателем научного Совета по борьбе с селевыми явлениями АН Арм. ССР и членом других республиканских и союзных научных организаций.

Наряду с большой научной, педагогической и организационной деятельностью, И. В. Егназаров, с присущей ему энергией, активно участвовал в общественной жизни страны. Он избирался депутатом Ленинградского и Ереванского горсоветов, депутатом Верховного Совета СССР.

Советское правительство высоко оценило большие заслуги И. В. Егназарова, наградив его орденом Ленина, почетными грамотами и медалями. В 1961 г. он был удостоен почетного звания заслуженного деятеля науки Армянской ССР.

Большую заслугу имеет И. В. Егназаров в деле воспитания научно-технических кадров нашей республики в области гидроэнергетики, гидротехники и гидравлики, которым охотно передавал свои обширные познания и огромный опыт инженера, ученого, экспериментатора.

И. В. Егназарова отличала высокая научная эрудиция и принципиальность, большие научно-организаторские способности, которые, в сочетании с необыкновенным трудолюбием и талантом исследователя и лектора, выдвинули его в число ведущих специалистов Советского Союза.

Научная и инженерная общественность с благодарностью вспоминает имя неугомимого ученого, большого патриота гидротехнической науки.

Отделение наук о Земле
АН Армянской ССР
Научно-исследовательский
институт водных проблем
и гидротехники

АЛЕКСАНДР ПЕТРОВИЧ ДЕМЕХИН

В январе 1973 года исполнилось 20 лет со дня кончины выдающегося гидрогеолога Александра Петровича Демехина, долгие годы проработавшего в Армении и нашедшего здесь свою вторую родину.

Родился А. П. Демехин в 1900 году в селе Издешково Смоленской области. Окончил Московскую Горную Академию. Приехал в Армению в 1931 году в командировку от Бальнеологического Института на Кавказских Минеральных Водах для производства разведочных работ в Арзни. Полюбив Армению, он остался здесь навсегда.



Арзни был первым армянским курортом, развивающимся на минеральных водах. Для того, чтобы курорт крепко встал на ноги, его надо было на долгие годы обеспечить минеральной водой. Александр Петрович провел здесь самое серьезное, самое тщательное картирование, в деталях разработал и претворил в жизнь широкий план разведочных работ.

В результате им впервые было установлено происхождение арзнинских минеральных вод, а именно—приуроченность их мощного подземного потока к древнему руслу р. Раздан, погребенному под наносами и лавами. Поток воды получает питание в обширных лавовых нагорьях, что должно обеспечить большой дебит арзнинских вод. Вопрос о размахе курортного строительства в Арзни был решен.

Немногие знают, что, еще задолго до открытия ереванского месторождения каменной соли, А. П. Демехин предсказал его возможное наличие только на основании химического состава арзнинских и шордж-дризорских минеральных вод. Здесь надо сказать, что в своем деле А. П.

Демехин обладал очень тонкой интуицией—чувством, присущим большим специалистам. Он удивительно точно намечал места заложения разведочных скважин и всегда получал наиболее интересные и обещающие результаты. Так было при работах в Арзни, так было в Джермуке и Дилижане. После него в этих районах работало очень много специалистов, но и до сих пор места заложения Демехиным первых скважин остаются наиболее удачными.

А. П. Демехин привлек внимание бальнеологов и гидрогеологов и к таким известным сейчас минеральным водам, как Татев, Севан, Ара-рат и многие другие. Везде он с предельной точностью расшифровывал происхождение минеральных вод и намечал пути вывода их запасов на поверхность с наименьшими затратами. А трудности на его пути тогда стояли большие. Достаточно сказать, что буровое оборудование в такие районы, как Джермук, приходилось доставлять вьюками на лошадях и мулах по бездорожью.

За 22 года своей работы в Армении А. П. Демехин посетил почти все выходы минеральных вод, им впервые была составлена их научная сводка, написано несколько книг: «Арзни», «Джермук», «Минеральные воды бассейна р. Арпа» и многие др.

Но изучением минеральных вод далеко не ограничивалась большая и плодотворная деятельность А. П. Демехина. Он занимался также изучением инженерно-геологических и сейсмических условий республики. Его многочисленные геологические обоснования промышленного и гражданского строительства в Армении являются образцовыми по своему качеству и добросовестному отношению к делу. Ему принадлежит приоритет открытия урартской крепости Кармир-блур и материальной культуры палеолита в Арзни. Им также были найдены на Гегамском хребте наскальные изображения—следы доисторического человека.

Долгие годы А. П. Демехин был директором Института геологических наук Академии наук Армянской ССР, а до этого—главным инженером Армянского геологического управления. Много лет преподавал в Ереванском государственном университете и Политехническом институте. В Институте курортологии и физиотерапии Минздрава Арм. ССР он заведовал отделом изучения курортных ресурсов.

И в памяти всех, кто когда-либо соприкасался с ним в его большой и многогранной деятельности, Александр Петрович Демехин остался жить навсегда. В Институте геологических наук ему удалось сплотить крепкий трудоспособный и товарищеский коллектив благодаря тому, что в своем отношении к сотрудникам он умел сохранять и высокую требовательность к работе и ровные дружеские отношения.

Раньше существовала хорошая традиция называть минеральные источники именами их открывателей (источники Славяновский, Смирновский и др.). Постепенно о ней забыли. Геологи Армении много раз просили назвать какой-нибудь источник в Арзни или Джермуке «Демехинским».

Уже писалось, что 20 октября 1967 года Ученый совет Ин-

ститута геологических наук Академии наук Армянской ССР и тогда же торжественная юбилейная конференция в Арзни, посвященная 40-летию курорта, обратились к правительству Армянской ССР с просьбой принять решение об увековечивании памяти Александра Петровича Демехина либо установкой бюста на территории курорта, либо присвоением имени А. П. Демехина одному из источников и санаториев. Вероятно, надо еще раз повторить нашу просьбу.

ПАМЯТИ УЧИТЕЛЯ

Трудно примириться с мыслью, что больше нет среди нас Сергея Дмитриевича Четверикова, трудно поверить, что больше мы не услышим его интересные лекции и заразительный веселый смех.

21 декабря 1972 года в 80-летнем возрасте оборвалась нить его деятельности.

Всю свою жизнь он связал с геологией и особенно с минералогией и петрографией. Около 50-ти лет он преподавал в ВУЗ-ах Москвы!



любимые им дисциплины. Но большая часть его работы была связана с Московским геологоразведочным институтом, где после смерти В. И. Лучицкого он в течение ряда лет заведовал кафедрой петрографии и геологическим факультетом Московского государственного университета. Именно с МГУ связаны самые яркие страницы его плодотворной научной деятельности. Его научные интересы в основном связываются с только развивающейся интересной и перспективной областью технической минералогии и петрографии как природных, так и искусственных технических продуктов. Впервые в ВУЗ-ах СССР, а именно МГРИ и МГУ им читался курс физико-химической минералогии и петрографии.

Перу Сергея Дмитриевича принадлежит более 100 научных работ, посвященных самым различным вопросам минералогии и петрографии. Его интересные, своеобразные учебники по кристаллооптике и петрогра-

фии стали настольными книгами не только студентов, но и минералогов и петрографов.

Однако, пожалуй, самое большое достоинство Сергея Дмитриевича—его педагогическая деятельность. Он умел не только работать со студентами, но и вовлекать в сложные дебри научной работы. В настоящее время его многочисленные ученики работают в самых различных уголках нашей страны и за ее рубежом.

С Сергеем Дмитриевичем связано также бурное развитие петрографических исследований в нашей республике. Его учениками являются все поколения армянских петрографов, среди которых два доктора и три кандидата наук. Сегодня они работают в Институте геологических наук АН Армянской ССР, Ереванском государственном университете и в других геологических учреждениях. Сергей Дмитриевич консультировал ряд работ по технической минералогии и петрографии, выполнявшихся в Армении.

Память о прекрасном человеке и замечательном ученом навсегда останется в сердцах его многочисленных друзей, учеников и коллег.

Э. Г. МАЛХАСЯН, Т. Ш. ТАТЕВОСЯН

Т. А. АВАКЯН, В. В. БАКУНЦ

ВЫЕЗДНАЯ СЕССИЯ НТС МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР И НАУЧНОГО СОВЕТА ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ АН СССР

Сессия состоялась 17—21 октября в г. Казани на тему: «Состояние и перспективы дальнейшего освоения сырьевой базы кремнистых пород СССР (опок, диатомитов, трепелов)».

Необходимость созыва сессии, в которой приняли участие представители производственных и научных организаций всех союзных республик, была вызвана тем, что диатомиты и другие кремнистые породы в последние годы нашли широкое применение при решении некоторых технических задач в ряде развивающихся отраслей народного хозяйства. К ним относятся атомная и ядерная энергетика, гидрометаллургия редких и радиоактивных металлов, радиохимия, пищевая и химическая промышленность и др.

Программа сессии состояла из двух частей. В первую часть вошли доклады в основном теоретического характера, посвященные вопросам генезиса различных типов кремнистых пород, номенклатуры и вещественного состава этих пород, закономерностей их размещения в различных геолого-структурных условиях.

Из многочисленных докладов, зачитанных на сессии и относящихся к первой части программы, отметим лишь доклад И. Ц. Хворовой (ГИИ АН СССР)—«Главные структурно-фациальные обстановки кремнеаккумуляции в фанерозое», В. Н. Силантьева (ВНИИ геологии нерудн. ископ.)—«Закономерности размещения и формирования вулканогенно осадочных месторождений диатомитов, опок, трепелов», З. И. Глезера (ВСЕГЕИ)—«Диатомовые водоросли мезокайнозоя и их роль в образовании кремнистых пород».

К этой серии докладов относится также зачитанный нами доклад П. П. Цамеряна и Т. А. Авакяна—«Вещественный состав и условия образования диатомитовой толщи Сисианского месторождения».

Ко второй части программы можно отнести доклады, посвященные в основном вопросам сырьевых ресурсов, технологии переработки и перспектив использования в народном хозяйстве диатомитов и других кремнистых пород.

Среди них были зачитаны следующие доклады по армянским диатомитам: В. В. Бакунц (Армгипроместпром)—«Состояние изученности диатомитовых ресурсов Армянской ССР и перспективы использования их в народном хозяйстве»; В. В. Казначеева (Гос. НИИ основной химии, Харьков)—«Исследование диатомитов Арм. ССР в качестве сырья для производства вспомогательных фильтровальных материалов»;

А. Арутюнян (Управление геологии СМ Арм. ССР) — «Диатомиты Армянской ССР и их применение» и др.

В других докладах отмечались сырьевые ресурсы отдельных республик и областей, различные области их применения, число которых достигает многих десятков.

Известные в Советском Союзе диатомитовые месторождения не отличаются высоким качеством сырья по содержанию кремнекислоты и присутствию в нем вредных примесей (окиси железа, алюминия). Этим, по-видимому, и объясняется пока отсутствие в нашей стране промышленной переработки природного сырья в фильтровальные порошки, которые приходится импортировать из-за границы по довольно высокой цене.

Потребность в диатомитовых порошках в нашей стране (так же, как и в капиталистических странах) в последние годы растет быстрыми темпами и в 1985 г., по предварительным расчетам, достигнет 500 тыс. тонн. В США производство фильтровальных порошков уже сейчас превышает это количество.

Сессия в своих решениях отметила важное народнохозяйственное значение обсуждаемой проблемы и необходимость создания соответствующего производства и расширения сырьевой базы кремнистых пород с проведением широких научно-исследовательских работ.

Особое внимание при этом было уделено диатомитам Армении, где сырьевые ресурсы значительны и позволяют создать на их базе производство фильтровальных материалов.

В решениях, принятых на сессии, отмечена необходимость формирования строительства опытного завода по производству фильтровальных средств в Армянской ССР и продолжения геологоразведочных и исследовательских работ на месторождениях диатомитов в нашей республике.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Министерство местной промышленности

Поступила 27.XI.1972

Э. А. ХАЧАТУРЯН, Э. Г. МАЛХАСЯН

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В период с 29 января по 1 февраля 1973 года в г. Москве проводил свою работу Первый Всесоюзный палеовулканологический симпозиум по проблеме «Эволюция вулканизма в истории Земли», организованный Академией наук, Министерством геологии и Министерством высшего и среднего специального образования СССР.

Выбор этой тематики главным образом был обусловлен тем, что вопросы эволюции геологических явлений и процессов в последние годы привлекают пристальное внимание исследователей, и отчетливо вырисовывается значение вулканизма, как фактора, оказывающего огромное влияние на седиментацию и рудообразование и, следовательно, играющего важную роль не только в геологической теории, но и в практике.

В работе симпозиума приняли участие представители многочисленных научных и производственных организаций и учебных заведений Союза общей численностью более 400 человек.

Симпозиум открыл профессор В. И. Влодавец, затем с вступительным словом выступил академик-секретарь Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР, академик В. И. Смирнов. С докладом «О значении исследований эволюции геологических процессов в истории Земли» выступил академик А. Л. Яншин.

К обсуждению на симпозиуме были выдвинуты три главные темы:

1. Вулканогенные формации и проблема эволюции вулканической деятельности.

2. Хронологические закономерности размещения вулcano-тектонических структур.

3. Вулканогенное рудообразование и его эволюция.

О значительном интересе специалистов к этому симпозиуму свидетельствует большое число докладов—на обсуждение было представлено свыше 200 докладов. Однако, как в своем докладе отметил И. В. Лучицкий, к сожалению, далеко не все доклады рассматривали главную проблему, предложенную к обсуждению (это вызвано было изучением сравнительно небольших территорий и ограниченных хронологических интервалов). Несмотря на это, представленный материал даже в таком виде внес большую лепту в палеовулканологические исследования страны.

На симпозиуме большой интерес вызвали доклады И. В. Лучицкого «Некоторые общие вопросы изучения эволюции вулканической деятельности», Г. М. Фремда «Опыт применения формационного метода к изучению эволюции процессов вулканизма», Е. К. Мархина «Метод актуализма в палеовулканологических реконструкциях», А. Е. Святловского

«Вулканические и вулканогенно-тектонические структуры, их взаимосвязь и эволюция», В. И. Смирнова, Г. С. Дзоценидзе и В. Н. Котляра «Рудоносность вулканогенных формаций и вулканогенные месторождения», С. И. Набоко «Эволюция современных гидротермальных систем» и др.

Следует отметить, что наша республика, будучи страной широко проявленного классического палеовулканизма с многочисленными месторождениями и проявлениями вулканогенного типа, к сожалению, на этом симпозиуме была представлена только одним докладом (Э. Г. Малхасян «Роль вулканизма в формировании колчеданных месторождений Армении»). Нам кажется, что геология Армении, с ее разнообразием и богатой историей исследований, на Всесоюзных форумах должна быть представлена более широко.

В последний день симпозиума методом демонстрационной информации были представлены иллюстрационные материалы по различным регионам Союза (отдельные материалы по Армении были представлены сотрудником отдела рудных месторождений ИГН АН Арм. ССР К. М. Мурадяном).

Симпозиум в принятых решениях отметил необходимость усиления дальнейших работ в области палеовулканонологических исследований.

Было также принято решение обратиться с ходатайством в Министерство высшего и среднего специального образования СССР о внесении в учебные планы геологических факультетов ВУЗ-ов специального курса «Вулканонология» и о создании учебного пособия по этой дисциплине.

Следующий симпозиум по палеовулканонологии состоится в 1975 году в г. Новосибирске.

