

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

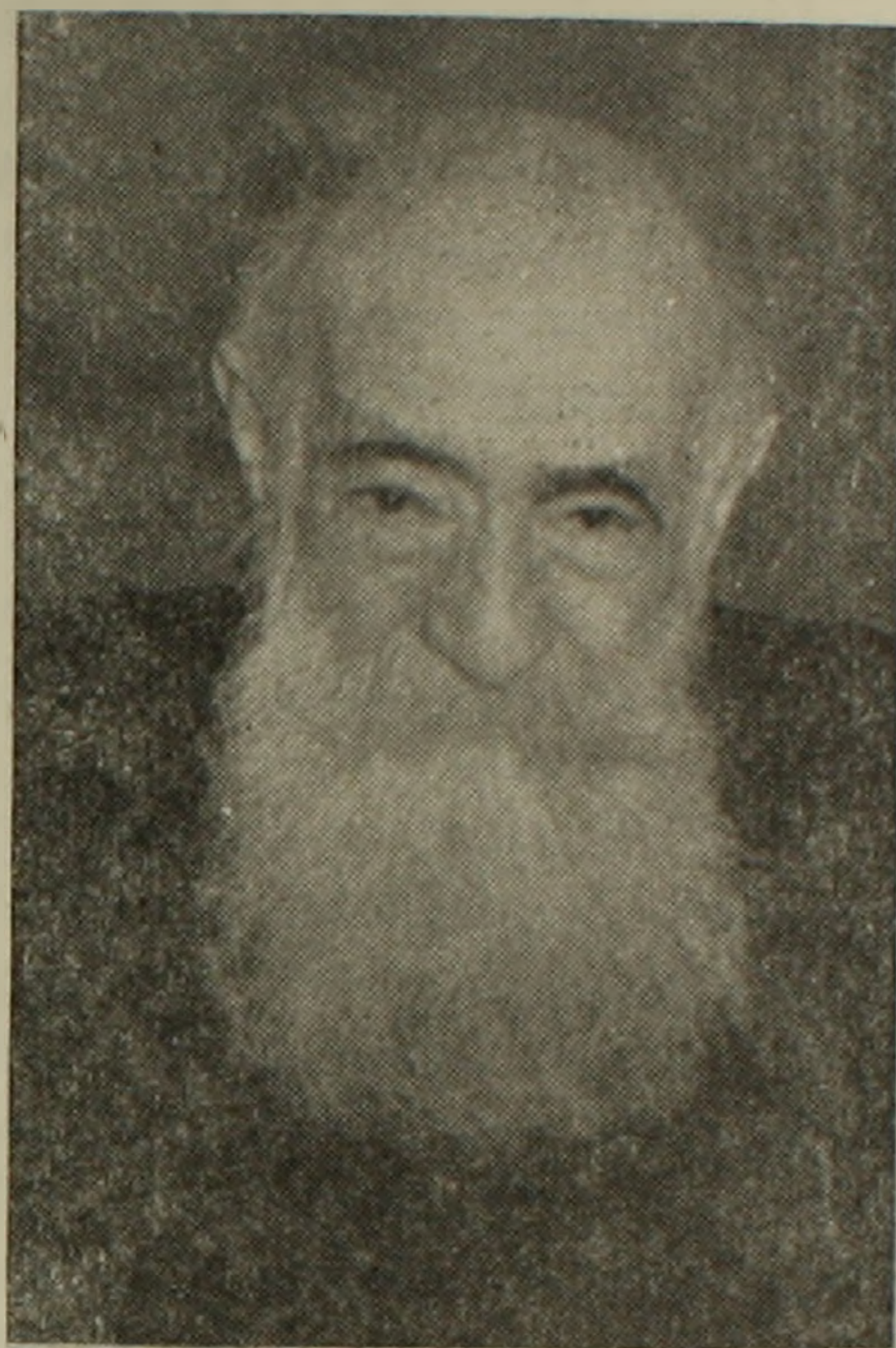


ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան,
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլու-
խանովա, Թ. Շ. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբա-
գրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Հ. Մ.
Վանցյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան (պատ. քարտու-
ղար), Ս. Մ. Այվազյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Аслanian,
А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Г. М. Ванцян,
Н. И. Долуханова, А. И. Месропян, С. С. Мкртчян,
Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатурян (зам. редактора),
Н. Г. Мелик-Мурадян (отв. секретарь),
С. М. Айвазян.



Иосиф Абгарович Орбели

2-го февраля в Ленинграде скончался один из выдающихся представителей советского востоковедения, академик Академии наук СССР, член-учредитель и первый президент Академии наук Армении, маститый ученый Иосиф Абгарович Орбели.

Академик Иосиф Орбели родился в городе Кутаисе, 8-го (20-го) марта 1887 г. в армянской семье. Окончив в Тифлисе классическую гимназию, он в 1904 г. поступил на историко-филологический факультет Петербургского университета, где учился у выдающихся ученых Жебелева, Марра, Смирнова, Бартольда.

Еще в студенческие годы он проявил себя в области языкознания, археологии, искусствоведения. Начиная с 1909 г., когда ему было всего 22—23 года, он принимал участие в раскопках Ани, и во время отсутствия Н. Я. Марра руководил Анийской археологической экспедицией.

В 1911 г. И. А. Орбели блестяще окончил два факультета Петербургского университета.

В том же году И. А. Орбели был командирован Российской Академией наук в Турцию для изучения армянских, урартских и сельджукских памятников Западной Армении, в частности — Васпуракана. Наряду с этим, И. А. Орбели изучал также быт и диалекты ар-

мянского и курдского населения и привез в Петербург богатые материалы.

В 1913 г. И. А. Орбели сдает экзамены магистра по линии армяно-грузинской филологии и со следующего года в качестве приват-доцента, приступает к чтению лекций в том же университете.

В 1916 г. И. А. Орбели вместе с Н. Я. Марром был командирован в Ван, проводил там раскопки, во время которых была обнаружена 265-строчная уникальная клинописная надпись урартского царя Сардура II, представляющая исключительную ценность для урартоведения.

Однако талант И. А. Орбели, как крупного ученого и исследователя широкого диапазона, как блестящего организатора, полного неистощимой энергии, проявился во всей полноте лишь после победы Великой Октябрьской революции.

С 1918 года он в качестве профессора Петроградского университета и члена ряда научных учреждений и организаций принимает активное участие в деле организации и перестройки востоковедческих, искусствоведческих и археологических учреждений.

Организаторский талант и энергия И. А. Орбели с особой силой проявились в Государственном Эрмитаже, где он работал с 1920 г. Его усилиями был организован богатейший Восточный отдел Эрмитажа, который завоевал всемирную известность. В 1934—1955 гг. И. А. Орбели работал директором Эрмитажа.

В 1935 г. И. А. Орбели был избран академиком Академии наук СССР.

В 1930—1941 гг. советская востоковедческая школа принимала достойное участие как в востоковедческих конгрессах, так и в важных всемирных юбилеях, в проведении которых большую роль играл И. А. Орбели.

Блестящие выступления И. А. Орбели на юбилейных торжествах встречали восторженный прием в широких кругах научной общественности.

Многие страницы плодотворной жизни И. А. Орбели связаны с развитием арменоведения, с развитием науки и научных учреждений Советской Армении и с подготовкой научных кадров.

И. А. Орбели в 1938 г. был избран председателем Армянского филиала Академии наук СССР. В 1938—1939 гг. он возглавил подготовку и празднование 1000-летнего юбилея народного эпоса „Давид Сасунский“.

В 1943 г., в суровые годы Отечественной войны, по решению Советского Правительства в Ереване был основан крупный научный центр—Академия наук, и И. А. Орбели был избран ее первым президентом.

И. А. Орбели долгое время находился в осажденном Ленинграде откуда он не выезжал до тех пор, пока не были вывезены в тыл богатства Эрмитажа.

В условиях жестокой блокады он воодушевлял своими патриотическими выступлениями защитников Ленинграда.

Замечательный оратор, самоотверженный гражданин И. А. Орбели умел воодушевлять всех. Его свидетельская обвинительная речь, произнесенная против фашистских разбойничьих главарей в 1946 г. на Нюрнбергском процессе, прогремела на весь мир.

Коммунистическая партия и Советское правительство высоко оценили заслуги И. А. Орбели перед Родиной и народом. Он был награжден двумя орденами Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени и несколькими медалями.

До конца своих дней Иосиф Абгарович руководил Институтом Востоковедения в Ленинграде, неустанно растил и воспитывал молодые кадры ученых в духе беззаветной преданности науке.

В лице Иосифа Абгаровича Орбели советская наука, в частности арменоведение, потеряла исследователя, обладавшего ярким талантом, светлым умом. Она потеряла учителя, ничего не жалевшего для своих учеников. Она потеряла ученого-новатора, умевшего схватить главное в сложнейших вопросах, человека смелого и непосредственного, пламенного гражданина-патриота.

Память о светлой жизни Иосифа Абгаровича Орбели навсегда останется неугасимой в науке и в наших сердцах.

С. М. ГРИГОРЯН

НУММУЛИТЫ ГОРИЗОНТА С *NUMMULITES MILLECAPUT* ИЗ ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Горизонт с *Nummulites millecaput* Boubée впервые был выделен А. А. Габриеляном [1] в отложениях, занимающих переходное положение между средним и верхним эоценом. Указанный исследователь воздержался от решения вопроса возраста этого горизонта, ввиду недостаточного количества имевшихся в то время данных. Этот горизонт по составу фауны и стратиграфическому положению, по мнению А. А. Габриеляна, соответствует так называемому „оверзскому ярусу“, который выделяется в разрезах палеогеновых отложений Западной Европы и относится одними исследователями к верхнему, а другими—к среднему эоцену.

За последние годы нами собран новый палеонтологический материал, который позволяет в настоящее время более убедительно говорить о возрасте отложений рассматриваемого горизонта. В комплексе фауны горизонта с *N. millecaput* нами определены следующие виды из отряда *Nummulitida*: *Nummulites millecaput* Boubée (много), *N. fabianii* Prever (А. В) (много), *N. striatus* (Brug.), *N. incrassatus* de la Harpe (А. В), *N. chavannesi* d. l. Н. var. *hajastanica* n. var. (А, В), *N. perforatus* de Montfort (А) (единичные), *Operculina alpina* (Douvillé), *Spiroclipeus granulatus* (Boussac), *Grzybowskia reticulata* F. Bieda, *Actinocyclus radians* d'Arch., *Discocyclus sella* d'Arch., *D. pratti* Mich., *D. nummulitica* (Gumbel), *D. archiaci* Schlumb., *Pellatispira douvillei* Boussac, *P. madaraszii* von Hantken.

Комплекс фауны бесспорно датирует возраст вмещающих отложений как верхний эоцен. Такое заключение о возрасте горизонта с *N. millecaput* подтверждается также данными Н. А. Саакян по мелким фораминиферам (*Hantkenina alabamensis*, *Globigerinoides conglobatus* и др.).

Ниже приводится описание в стратиграфическом отношении наиболее важных и неописанных в литературе видов нуммулитов из вышеуказанного горизонта.

ОТРЯД NUMMULITIDA Fursenko, 1959

Семейство NUMMULITIDAE Carpenter, 1859

Подсемейство NUMMULITINAE Carpenter, 1859

Род NUMMULITES Lamarck, 1801

Генотип *Camerina laevigata* Brugière 1792*Nummulites chavannesi* d. l. Harpe var. *hajastanica* n. var.

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 1, фиг. 2, 4—8

Внешние признаки. Раковина сильно вздутая в центральной части, где имеется большой, ярко выраженный бугорок белого цвета. Край раковины у крупных форм острый, у сравнительно мелких—заостренный. Следы септ радиальные, сильно изогнутые S-образно. У некоторых форм следы септ отходят от центра радиально и в средней части или у самого центра разветвляются.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, более или менее быстро раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Высота второго оборота в 1,5 раза, а третьего в 2,5 раза больше высоты первого оборота. Спинальная пластинка тонкая, почти неизменчивой толщины. Толщина ее достигает в начальных двух оборотах примерно $1/3—1/4$, а в последних— $1/6—1/7$ высоты спирального канала. Септы толстые, аркообразно изогнутые, распределены в спиральном канале довольно густо и равномерно. Верхний задний угол острый. Камеры почти серповидные, узкие, высокие, высота в начальных оборотах почти в 2, а в последних двух в 3—4 раза больше длины. Мегасфера округлая, маленькая, диаметром 0,1 мм.

В осевом сечении раковина ромбовидная. Боковые стенки оборотов соединяются под острым углом. В центре имеется хорошо выраженный центральный столбик треугольной формы.

Размеры: диаметр 2,5—4 мм

толщина 1,8—2 мм

отношение $\frac{Д}{Т} = \frac{1}{1,2} ; \frac{1}{1,3} ; \frac{1}{2} ; \frac{1}{2,2}$

На радиус 2 мм приходится 4 оборота.

Число септ в $1/4$ оборота:

для второго оборота 7—8

• третьего • 9

• четвертого • 12



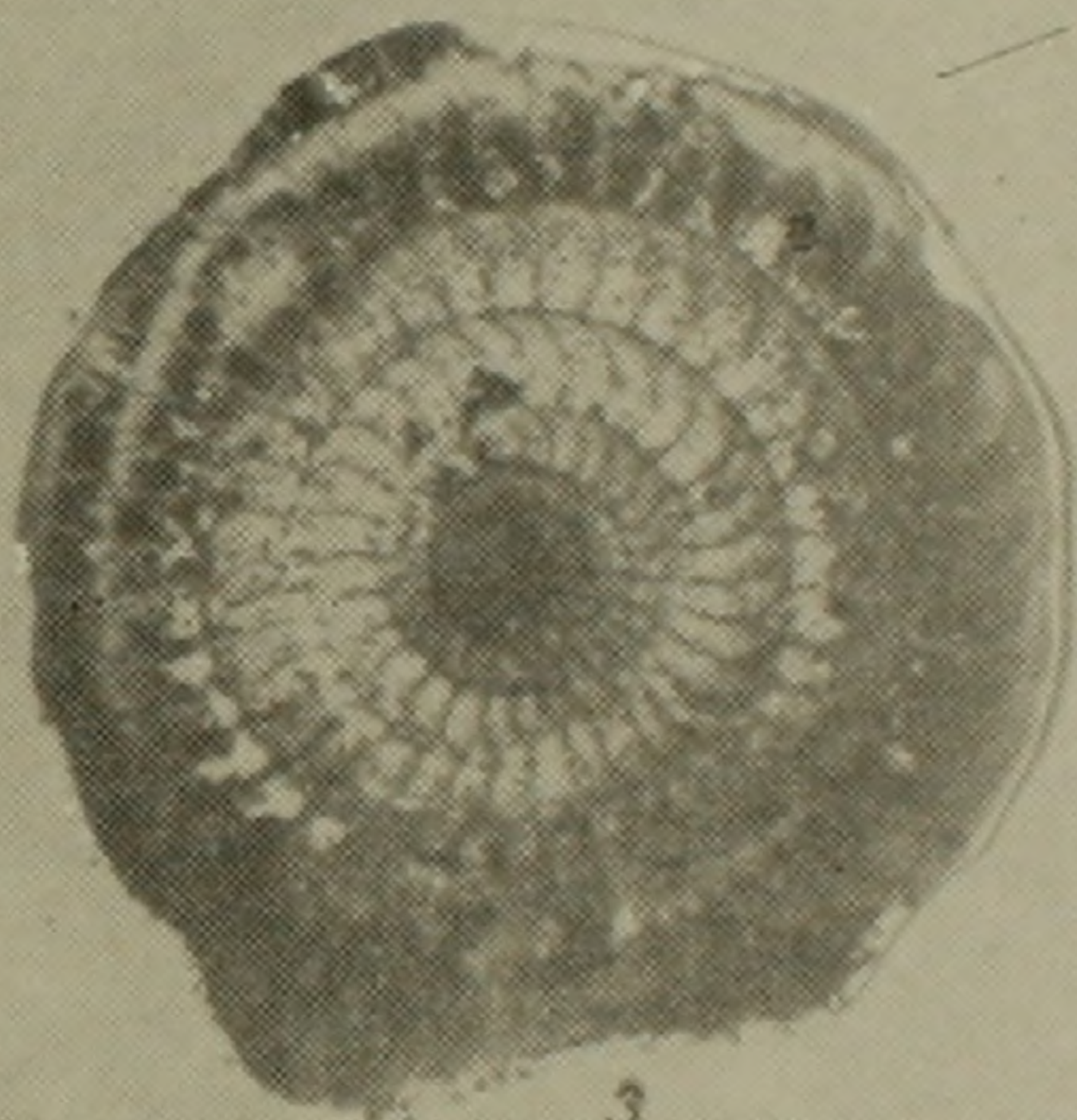
1



2



4



3



5



6



7



8



9



10

Таблица 1

1. *Nummulites chavannesi* var. *hajastanica* (B)×4.
Внешн. вид. Вединский р-он, сел. Чиманкенд. Горизонт с *N. millescaput*.
2. 4, 8. *N. chavannesi* var. *hajastanica* (A)×5.
Внешн. вид. Там же.
3. *N. chavannesi* var. *hajastanica* (B)×5.
Экв. сечение. Там же.
5. *N. chavannesi* var. *hajastanica* (A)×8.
Профиль. Там же.
6. *N. chavannesi* var. *hajastanica* (A)×8.
Поперечный разрез. Там же.
7. *N. chavannesi* var. *hajastanica* (A)×5.
Экваториальный разрез. Там же.
9. *N. striatus* (Brug.) (A)×5
Внешн. вид Вединский р-он, у сел. Шагаплу. Горизонт с *N. millescaput*.
10. *N. striatus* (Brug.) (A)×8.
Экв. разрез. Там же.

Микросферическая генерация (В)

Табл. 1, фиг. 1, 3

Внешние признаки. Раковина сплюснутая в краевой части и сильно выпуклая в центре, где имеется хорошо выраженный центральный бугорок белого цвета. Следы септ радиальные, отходят от центрального бугорка радиально и у края S-образно изгибаются. Край раковины заостренный.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Высота третьего оборота в 2 раза, а пятого в 2,5--3 раза больше высоты первого оборота. Спиральная пластинка тонкая, почти неизменной толщины. Толщина ее достигает в начальных трех оборотах приблизительно $1/4$ — $1/5$, а в последних $1/7$ — $1/9$ высоты спирального канала. Септы по сравнению со спиральной пластинкой толстые, почти одинаковой толщины с ней, прямые в основании и изогнутые в верхней части, распределены в спиральном канале довольно густо и равномерно. Верхний задний угол острый. Камеры слегка серповидные, узкие, высокие.

В осевом сечении раковина ромбовидная. Спиральная пластинка тонкая. Боковые стенки оборотов соединяются под острым углом. В центре имеется ярко выраженный центральный столбик треугольной формы.

Размеры: диаметр 4,5—8 мм

толщина 2,5—3 мм

$$\text{отношение } \frac{D}{T} = \frac{1}{1,7} ; \frac{1}{2} ; \frac{1}{2,6} ; \frac{1}{3,2}$$

На радиус 4 мм приходятся 5 оборотов.

Число септ в $1/4$ оборота:

для третьего оборота 12

„ четвертого „ 13

„ пятого „ 15

Сходство и различия. Сравнивая данную армянскую форму с *N. chavannesi* de la Harpe можно констатировать, что формы из западной части Альп, изображенные у Лягарпа [29] обладают почти таким же отношением диаметра раковины к толщине, с 4—5 оборотами с заметным центральным бугорком, прямыми в основании, изогнутыми в верхней части септами, с высокими, слегка серповидными камерами, тонкой спиральной пластинкой. Сходство армянских экземпляров с *N. chavannesi* весьма значительное. Однако значительно крупный бугорок, S-образно сильно изогнутые следы септ, большое количество септ в $1/4$ оборота (число септ у альпийских экземпляров в четвертом обороте 8—9, у армянских—12—13)—представляют уже замет-

ные отклонения от типа *N. chavannesi*, соответственно описанию Лягарпа [29].

Указанные отличительные признаки описываемой формы от типичных *N. chavannesi* de la Haгpe позволяют считать ее новым вариеетом последнего вида.

Геологический возраст. Встречаются по всему разрезу верхнего эоцена Армении вместе с типичными верхнеэоценовыми нуммулитами и дискоциклинами.

Местонахождение. Армения, бассейн р. Веди у сс. Чиманкенд, Шагап, Биралу, а также с. Элпин Ехегнадзорского района в песчанниках, известняках и глинах горизонта с *N. millescaput*.

Nummulites striatus (Bruguiere)

1792. *Camerina striata* Brug. (21, p. 399, 400 (A)).
 1853. *Nummulites striata* d'Arch. et Haime (7, p. 135, 136, pl. VII, fig. 9—14 (A)).
 1853. *N. contorta* d'Arch. et Haime. (7, 136—137, pl. VIII (fig. 8 (B))).
 1902. *N. contortus-striatus* Haug (33, p. 484—488 (A, B)).
 1911. *N. striatus* Boussac. (19, p. 28, 29, pl. IV, fig. 49, pl. VI, fig. 2—4, 6, 7, (A, B)).
 1911. *N. striatus* Boussac. (20, p. 40—45 (A, B)).
 1924. *N. striata* Hanike-Madarazs-Rozlozsnik (28, p. 180, pl. IV, fig. 6, 7, 11, pl. V, fig. 13 (A, B)).
 1929. *N. contortus* Lluca (37, p. 122—124, lam. V, fig. 24—26, lam. VI, fig. 1—4 (B)).
 1929. *N. striatus* Lluca (37, p. 124—127, lam. V, fig. 24, 27, lam. VI, fig. 5—8 (A)).
 1930. *N. striatus* M. Cizancourt (23, p. 210, pl. XXII, fig. 1, 2 (B)).
 1933. *N. striatus* M. Cizancourt (25, str. 751, 771, tab. XXXVI, fig. 5—8 (A, B)).
 1838. *N. striata* Bieda (12, P. I. G., IX, 2 (A, B)).
 1955. *N. striatus*. Немков Г. И. (3, Табл. VIII, фиг. 4—7, 9—12, 14, табл. X, фиг. 7—9, табл. XV, фиг. 1—3 (A, B)).
 1954. *N. striatus* Булмустаков Е. (10, стр. 21, табл. II, фиг. 28—33).
 1958. *N. striatus* Булмустаков Е. (10, стр. 22, табл. III, фиг. 1 (B)).
 1959. *N. striatus* Хлапонин К. Л. (5 стр. 52—55, табл. 1, рис. 1, 2, табл. IV, рис. 3—6 (A)).

Мегасферическая генерация (A)

Табл. I, фиг. 9, 10

Внешние признаки. Форма раковины выпуклая, равномерно вздутая от центра к периферии. Хорошо заметен центральный бугорок белого цвета. Край округлый или слегка заостренный. Следы септ радиальные, тонкие, распределены густо на поверхности раковины. Они радиально отходят от центра, и в средней части или у самого центра раковины разветвляются. У некоторых форм они почти прямые, у других слегка изогнутые в краевой части; встречаются формы, у которых они слабо скручиваются в центре и формы, у которых они имеют несколько центров расхождения. На поверхности четко заметны очень тонкие поперечные трабекулы.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой слегка возрастает от центра к периферии. Спиральная пластинка толстая, поч-

ти одинаковой толщины. Толщина ее достигает $1/2-1/3$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие по сравнению со спиральной пластинкой. В начальных оборотах они почти прямые, слегка наклонные, а в последних двух едва заметно изогнутые в верхней части; распределены в спиральном канале равномерно, густо. Верхний задний угол в начальных оборотах почти прямой, а в последних слегка заостренный. Камеры четырехугольные, высота камер в начальных оборотах не намного, а в последних в 1,5 раза больше длины. Мегасфера крупная, округлая, величина ее $0,2-0,3$ мм.

В осевом сечении форма раковины эллипсовидная, со слегка заостренными краями. Боковые стенки оборотов соединяются под тупым углом. Они одинаковой толщины. Камеры в начальных оборотах имеют форму треугольника, а в последних — дугообразные.

Размеры: диаметр $4-7$ мм

толщина $2-3$ мм

$$\text{отношение } \frac{Д}{Т} = \frac{1}{1,3} ; \frac{1}{2} ; \frac{1}{2,3} ; \frac{1}{3,5}$$

На радиус $3,5$ мм приходятся 7 оборотов.

Число септ $1/4$ оборота:

для первого оборота	3—4
„ второго	5—8
„ третьего	8—10
„ четвертого	8—11
„ пятого	11—12
„ шестого	12—13
„ седьмого	14—15

Микросферическая генерация (В)

Табл. 2, фиг. 1—3

Микросферическая генерация по внешним признакам и внутреннему строению имеет сходство с мегасферической генерацией описываемого вида, от которого отличается крупным размером, более тонкими следами септ, большим количеством септ в $1/4$ оборота и маленькой мегасферой.

Размеры: диаметр $12-13$ мм

толщина $3-4$ мм

$$\text{отношение } \frac{Д}{Т} = \frac{1}{3} ; \frac{1}{3,2} ; \frac{1}{4} ; \frac{1}{4,3}$$

На радиус $6,5$ мм приходятся 11 оборотов.

Число септ в $1/4$ оборота:

для шестого оборота	17
„ седьмого	17—20
„ восьмого	18—22

для девятого	оборота	23
" десятого	"	28
" одиннадцатого	"	30

Сходство и различия. Описываемый нами *N. striatus* идентичен с *N. striatus*, описанным А. Н. Рябининым по сборам К. Н. Паффенгольца из верхнеэоценовых отложений у сел. Чиманкенд Вединского района*. *N. striatus* по внешним признакам имеет большое сходство с *N. atacicus*, *N. incrassatus*, *N. vascus*. От *N. atacicus* отличается прямыми тонкими, без утолщения в основании, септами. Септы *N. striatus* имеют более правильное распределение в спиральном канале. От *N. incrassatus* отличается крупным размером (если диаметр у *N. incrassatus* форма (В) в редких случаях доходит до 8 мм, то у *N. striatus*—до 10—13 мм), прямыми и густо распределенными септами (количество септ у *N. incrassatus* форма (А) в пятом обороте 6, у *N. striatus*—11—12). Спиральная пластинка у *N. striatus* почти одинаковой толщины, тогда как у *N. incrassatus* утолщается по мере раскручивания. От *N. vascus* отличается крупными размерами, выпуклой формой, прямыми густо расположенными септами в спиральном канале (септы у *N. vascus* (В) в шестом обороте 11, у *N. striatus*—17). Описываемый нами *N. striatus* из верхнеэоценовых отложений Армении имеет большое сходство с *N. striatus*, описанным разными авторами [7], [20], [3], [22], [44], и отличается от него только большим количеством септ в 1/4 оборота.

Распространение и геологический возраст. *N. striatus*, является широко распространенным видом. Различными авторами эта форма приводится из низов верхнеэоценовых отложений целого ряда пунктов Альп, Южной Франции, Италии, Испании, Албании, Венгрии, Египта. На Кавказе широко распространен в верхнеэоценовых отложениях Армении, Грузии.

Местонахождение. Армения, Вединский район у сс. Чиманкенд, Шаган, Биралу, а также с. Элпин Ехегнадзорского района, в известняках, песчаниках и глинах горизонта с *N. millicaput*.

Nummulites fabianii Prever

1905. *Bruguiera Fabianii* Prever. (40, p. 1805, 1825 (B)).
 1906. *Nummulites fabianii* Boussac (16, p. 88—90, pl. I, II, fig. 6 (A, B)).
 1906. *N. fabianii* Boussac (17, pl. 98, 10 (A, B)).
 1911. *N. fabianii* Boussac (19, p. 40, 72, pl. X, fig. 1, 2, 28, pl. XII, fig. 8, 11—13 (A, B)).
 1911. *N. fabianii* Boussac (20, p. 79—84, pl. I, fig. 6, 13, pl. IV, fig. 9, 10 (A, B)).
 1929. *Nummulina Fabianii* Rozlozsnik (44, s. 231, 232, Taf. VI, fig. 4, 26 (A, B)).
 1928. *N. fabianii* M. Cizancourt (22, str. 294, tab. 11, fig. 10).
 1929. *N. subfabianii* Lluca (37, p. 205, lam. XII, fig. 21, 22 (A)).
 1930. *N. fabianii* M. Cizancourt (23, p. 203—210, pl. XXII, fig. 4, 7, pl. XXIII, fig. 5 (A, B)).

* Рябинин А. Н. „Нуммулиты Закавказья“, 1938 г.

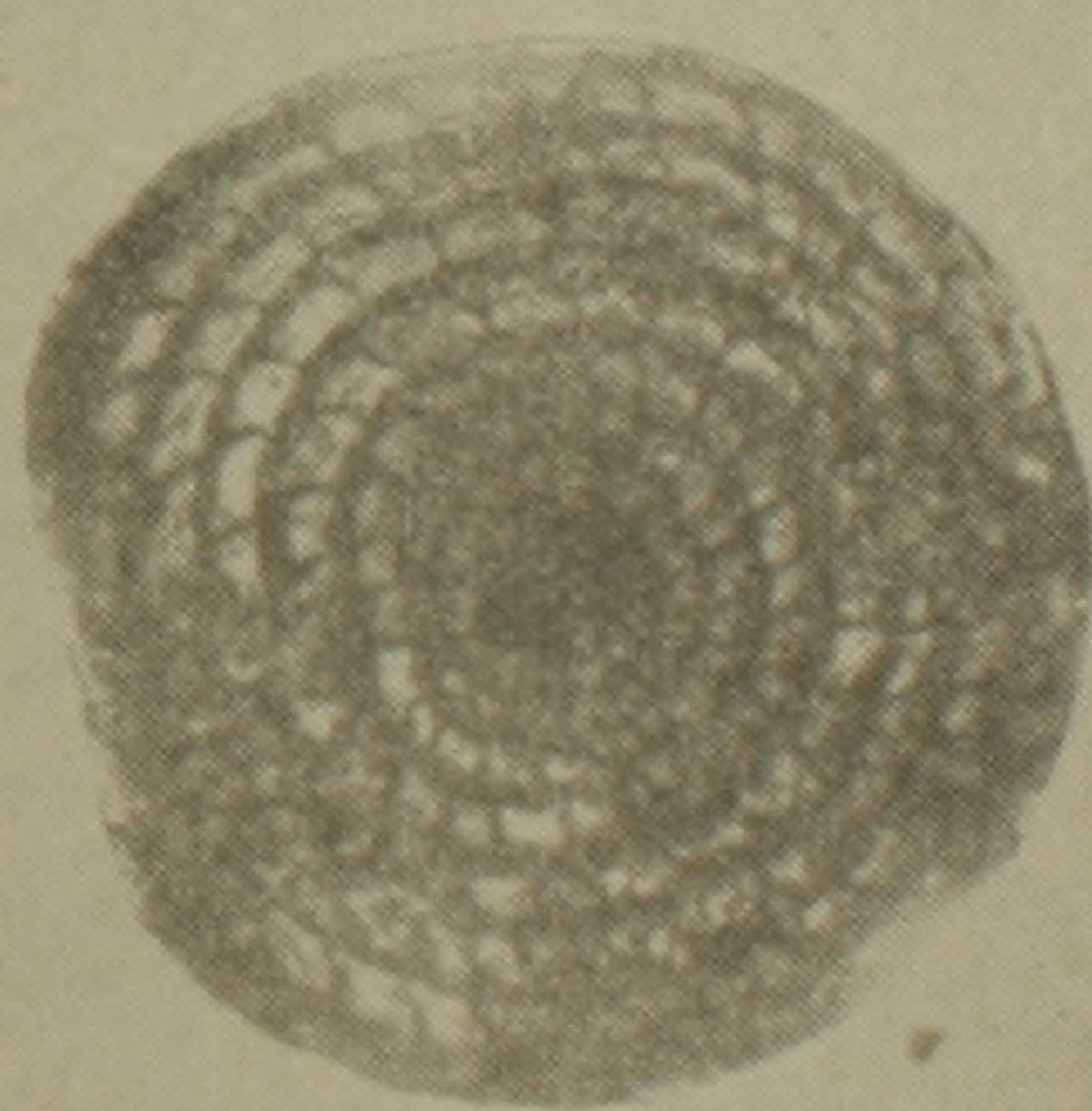
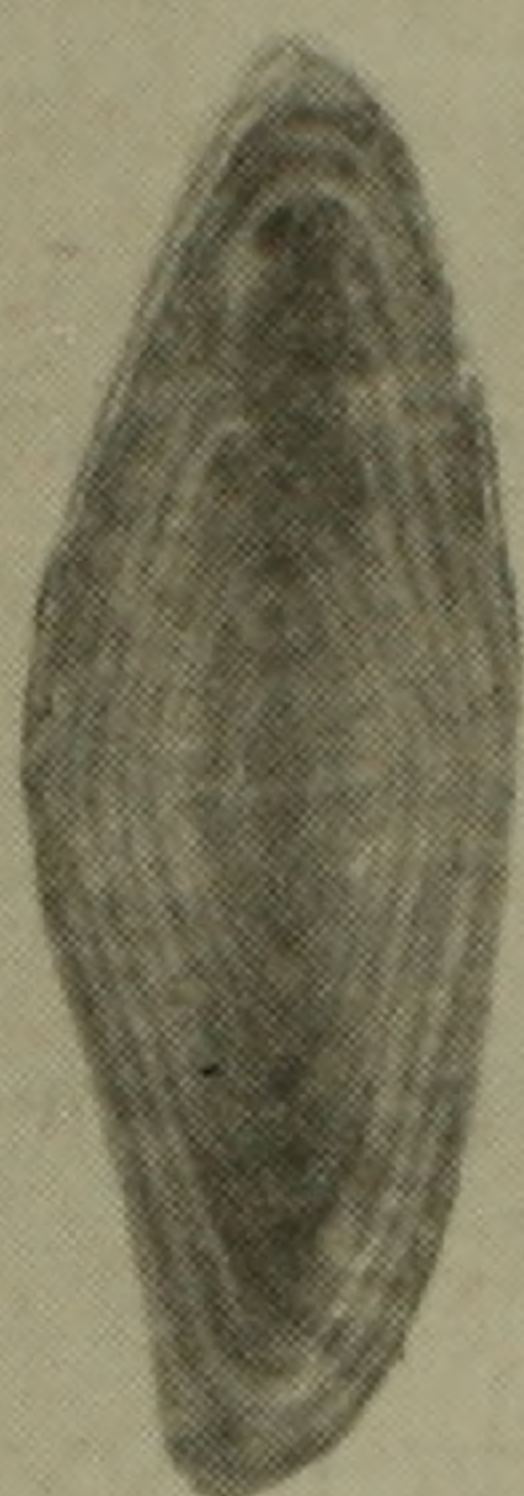
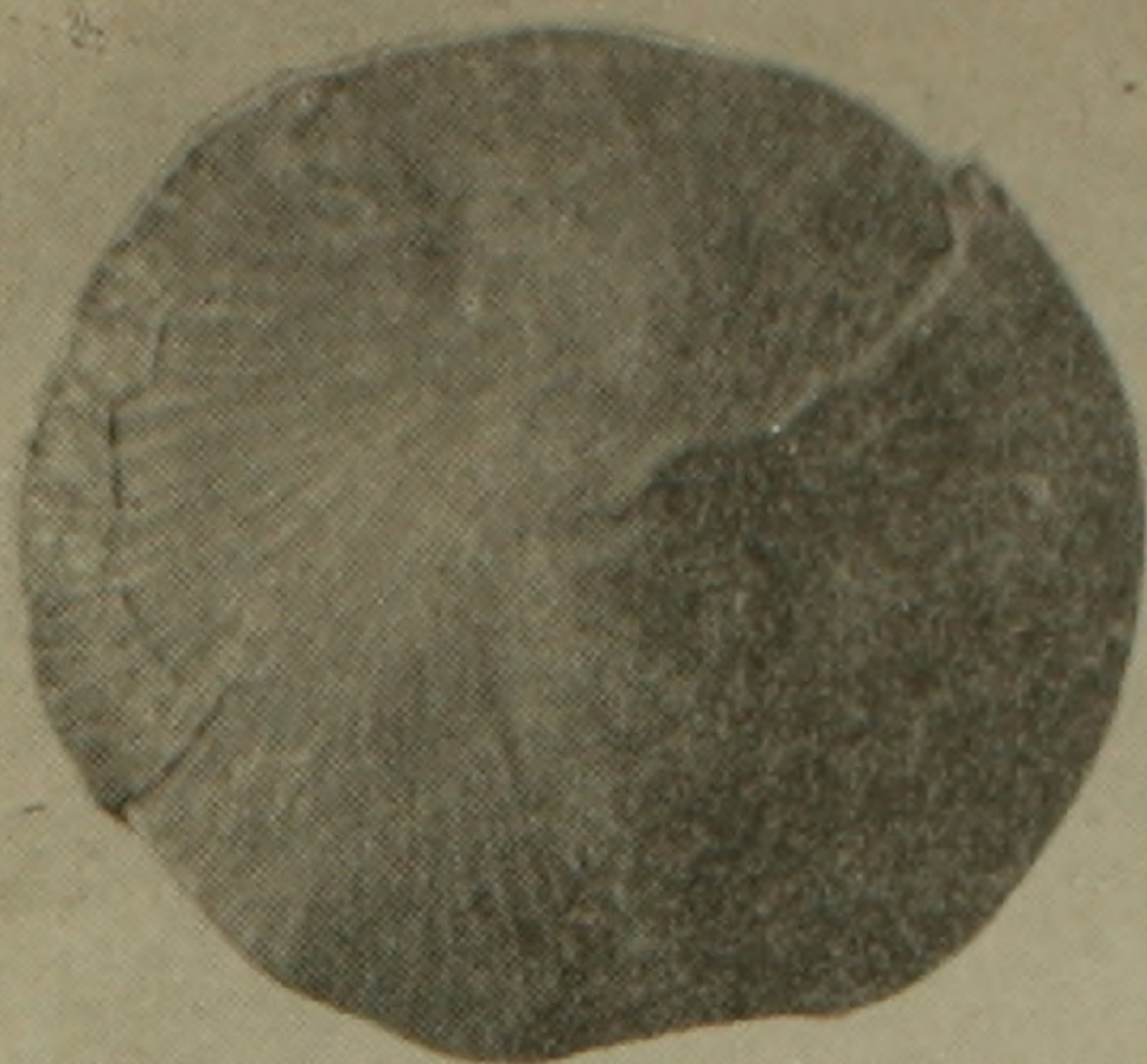


Таблица 2

1. *N. striatus* (Brugieré) (B)×4.
Внешн. вид Вединский р-он, сел. Шагаплу, горизонт с *N. millescaput*.
2. *N. striatus* (Brug.) (B)×4.
Экв. сечение. Там же.
3. *N. striatus* (Brug.) (B)×4.
Поперечный разрез. Там же.
4. *N. fabianii* Prever (B)×4.
Внешн. вид. Вединский р-он, сел. Чиманкенд, горизонт с *N. millescaput*.
5. *N. fabianii* Prever (B)×4.
Поперечный разрез. Там же.
- 6—8. *N. fabianii* Prever (A)×8.
Внешн. вид. Там же.
7. *N. fabianii* Prever (B)×4.
Экв. разрез. Там же.

1931. *N. fabianii* Bieda (11, p. 70, 71, 84, pl. 11, fig. 1—3, 5 (A, B)).
 1933. *N. fabianii* Cizancourt (25, st. 747—748, tab. XXV, fig. 1, 2 (B)).
 1933. *N. subfabianii* Cizancourt (25, str. 748, tab. XXV, fig. 3—6 (A)).
 1938. *N. fabianii* Bieda (12, IX, 2 (A, B)).
 1949. *N. fabianii* Качарава И. В. (2, стр. 139, 155, табл. XIII, фиг. 21).
 1949. *N. subfabianii* Качарава И. В. (2, стр. 140, 155, табл. VIII, фиг. 20 (A)).
 1955. *N. fabianii* Немков Г. И. (3, стр. 203—206, табл. IX, фиг. 2, 3, табл. XII, фиг. 1, 1a, 2—8, табл. XIII, фиг. 4-6, 9, 9a, табл. XV, фиг. 7, 8, табл. XI, фиг. 2—5 (A, B)).
 1957. *N. fabianii* Gh. Rombita (43, рис. 3, a, b, (A)).
 1957. *N. fabianii* Gh. Rombita (43, рис. 3c, d (B)).
 1958. *N. fabianii* Белмустаков Е. (10, стр. 36, фиг. 12, 15, 16, 17, стр. 37, табл. IX, фиг. 13—14, табл. X, фиг. 1—4 (A, B)).

Мегасферическая генерация (A)

Табл. 2, фиг. 6—8

Внешние признаки. Раковина сильно выпуклая, почти шаровидная. Край раковины округлый. В центре имеется крупный, ясно выраженный бугорок. Поверхность покрыта сетью с прямоугольными петлями. На ней четко выделяются трансверсальная пластинка, имеющая столько оборотов, сколько у данного нуммулита. Сильно гранулированная. Гранулы расположены спирально в точках пересечения следов септ и трансверсальной пластинки. С первого взгляда оставляет впечатление *Assilina*, но отличается от последнего полностью инволютными оборотами.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой слегка возрастает по мере раскручивания. Спиральная пластинка толстая, достигает $1/2—1/3$ высоты спирального канала соответствующего оборота, почти одинаковой толщины. Септы по сравнению со спиральной пластинкой тонкие и слегка утолщенные в основании. Распределены в спиральном канале равномерно. Верхний задний угол почти прямой. Камеры четырехугольные, почти квадратные, изометрические в начальных оборотах, а в последних—длина слегка больше высоты. Мегасфера состоит из двух частей. Первая—округлая, крупная, вторая—близка к ней по форме, но меньших размеров.

В осевом сечении форма раковины эллипсоидная. Боковые стенки оборотов соединяются под тупым углом. Широко развиты столбики гранул, расположенные равномерно.

Размеры: диаметр 2—4 мм

толщина 1,5—2 мм

$$\text{отношение } \frac{Д}{Т} = \frac{1}{2} ; \frac{1}{2,5}$$

Величина мегасферы 0,2 мм.

На радиус 1,5 мм приходятся 5—6 оборотов.

Число септ в 1/4 оборота:

для первого оборота	2
„ второго	3—4
„ третьего	4
„ четвертого	5
„ пятого	5—6
„ шестого	6

Микросферическая генерация (В)

Табл. 2, фиг. 4, 5, 7

Внешние признаки. Раковина довольно выпуклая, особенно в центральной части. Край заостренный, слегка изогнутый. В центре ясно выраженный бугорок белого цвета, вокруг которого у большинства форм расположены сравнительно мелкие гранулы. Поверхность покрыта сетью многоугольных петель. В ранней стадии развития петли довольно правильные, четырехугольные, расположены спирально. На поверхности четко выделяется прерывчатая трансверсальная пластинка, расположенная перпендикулярно к следам септ, состоящая из ряда вздутий, соединенных между собой более тонкими частями. Она выходит от центра раковины спирально, описывая такое количество оборотов, какое наблюдается у нуммулита в данной стадии развития. В более взрослой стадии развития на поверхности раковины наблюдается только сегчатость в виде удлиненных неравномерных петель, часто подразделенных разветвлениями, кончающимися в середине в виде грануляций. Гранулы весьма многочисленные, расположены обыкновенно на самой сетке, часто наблюдаются они и внутри петель.

Внутреннее строение. Спираль правильная, раскручивается медленно, равномерно. Шаг спирали слегка возрастает к краю раковины. Спиральная пластинка толстая, утолщается по мере раскручивания. Толщина ее достигает 1/2 высоты спирального канала соответствующего оборота. По сравнению со спиральной пластинкой септы тонкие, несколько утолщенные у основания, почти прямые или слегка наклонные к спиральной полосе. Они распределены в спиральном канале неравномерно, наблюдается некоторое разрежение септ по мере раскручивания спирали. Камеры четырехугольные, в начальных оборотах они изометрические, а в последних их длина несколько больше высоты.

В осевом сечении форма раковины ромбовидная с заостренными краями. Боковые стенки оборотов соединяются под более или менее острым углом. Многочисленные столбики пронизывают обороты без какой либо закономерности.

Размеры: диаметр 5—8 мм

толщина 2—4 мм

$$\text{отношение } \frac{Д}{Т} = \frac{1}{1,2} ; \frac{1}{2} ; \frac{1}{2,5} ; \frac{1}{5} .$$

На радиус 4 мм приходятся 11 оборотов.

Число септ в 1/4 оборота:

для седьмого	оборота 6
„ восьмого	„ 7
„ девятого	„ 7
„ десятого	„ 9
„ одиннадцатого	„ 10

Сходство и различия. *N. fabianii* имеет большое сходство с *N. intermedius* от которого отличается присутствием спиральной трансверсальной линии, центрального бугорка, спиральным распределением квадратных петель и гранул на поверхности раковины, меньшим количеством оборотов на один и тот же радиус, ярко выраженными и более правильно распределенными столбиками гранул в осевом сечении.

Распространение и геологический возраст. *N. fabianii* широко распространен в отложениях приабонского яруса верхнего эоцена Средиземноморской области—Италии, Западных и Восточных Альпах, Венгрии и Трансильвании, Албании, Северной Африки.

На территории СССР встречается в Закавказье (Армения и Грузия) и на Карпатах. В Армении встречается по всему разрезу отложений верхнего эоцена.

Местонахождение. Армения, Вединский район у сс. Чиманкенд, Шагап, Биралу, Ехегнадзорский район у с. Элпин в песчанистых известняках и глинах горизонта с *N. millicaput*.

Nummulites millicaput Boubée

1804. *Nummulites complanata* Lamarck. (35, p. 242).

1832. *N. millicaput* Boubée (13, p. 444—445).

1832. *N. millicaput* Boubée (13, pl. XV, fig. 1—4 (B)).

1848. *N. millicaput* Joly et Leym. (34, pl. 39, 66, pl. I, fig. 1, 3 (B)).

1853. *N. complanata* d'Arch. et Haime (7, p. 87—89, pl. I, fig. 1a—c, 2, 3 (B)).

1853. *N. Duffrenoyi* d'Arch. et Haime (7, 89—90, pl. I, fig. 4a—c (B)).

1863. *N. orbiculatus* Kressenberg (p. 101—104, pl. V, fig. 11, pl. XII, fig. 4a—f, pl. XIII, fig. pl. VI, fig. 8 (B)).

1882. *N. complanata* var. *Duffrenoyi* de la Harée (30, p. 34 (B)).

1902. *N. complanata* Martelli (38, p. 53—55, pl. VI, fig. 2 (B)).

1905. *N. complanata* Lamk. *Tchihatcheffi* d'Arch. Lister (36, p. 310—311, fig. 1 (B)).

1906. *N. complanata* H. Douvillé (26, 22 (B)).

1908. *N. millicaput* Boussac. (18, p. 238 (B)).

1908. *N. (Hantkenina) complanata* Pompecu-Voitresti (39, XXI, p. 212—214, fig. 2—6 (B)).

1908. *N. complanata* Fabianii (27, p. 45 (B)).
 1908. *N. Tchihatcheffi* Fabianii (27, p. 381 (B)).
 1909. *N. complanata* Arnold Heim (9, p. 208—212, pl. VI, fig. 21, 25, 26, 27 (B)).
 1909. *N. helvetica* Arnold Heim (9, p. 212—213 (A)).
 1911. *N. millecaput* Bous sac (19, p. 16 (A, B)).
 1914. *N. millecaput* Bous sac (20, p. 93—94, pl. 1, fig. 7, 15, pl. IV, fig. 15 (B)).
 1915. *N. millecaput* Boubée (15, p. 188 (B)).
 1916. *N. millecaput* R. Rege (42, p. 215, tab. XII, fig. 3, 4, 5 (B)).
 1928. *N. millecaput* R. Rege (41, p. 14—16).
 1929. *N. millecaput* Rozlozsnik (44, p. 138 (54), 146 (62), 160 (76), 161 (77), 165 (81), 172 (83), 173 (89), 195 (111), 206 (122), 207 (123), 216 (132)).

Мегасферическая генерация (A)

Табл. 3, фиг. 2, 3, 4

Внешние признаки. Форма раковины плоская. У некоторых форм из-за крупной мегасферы в центре раковины с двух сторон выступает ясно выраженное вздутие. Иногда это вздутие наблюдается только с одной стороны. Край раковины округлый. Следы септ едва заметны на поверхности. Они радиально отходят от центра и в средней части или у края раковины разветвляются, образуя сеть с длинными и неправильными петлями. Между следами септ и над ними имеются мелкие точечные гранулы. У некоторых форм следы септ сильно скручиваются вокруг центра раковины. Гранулы главным образом сосредоточены у края, в центральной части почти отсутствуют.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная спираль, шаг которой возрастает только в начальных оборотах, в последних даже уменьшается. Спиральная пластинка тонкая, слегка утолщается по мере раскручивания, толщина ее достигает $1/6$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, почти одинаковой толщины со спиральной пластинкой, сильно наклонные, аркообразные. В верхней части они примыкают к последующему обороту под очень острым верхним задним углом. В спиральном канале септы распределены весьма неравномерно. Камеры высокие, серповидные, их форма неправильная из-за неравномерного распределения и изогнутости септ в спиральном канале. В средних оборотах они более высокие, а в последних из-за уменьшения шага спирали камеры немножко больше длины. Мегасфера состоит из двух камер. Первая — большая округлая, а вторая очень плохо выражена, очень узкая, серповидная. Величина мегасферы 0,5—0,7 мм.

В осевом сечении форма раковины напоминает удлиненный эллипс. Спиральная пластинка очень тонкая в центре, у края немножко утолщается. Обороты сближены. Боковые стенки оборотов соединяются под тупым углом. В центре видна крупная мегасфера.

Размеры: диаметр 5,5—8 мм

толщина 1—2,5 мм

$$\text{отношение } \frac{Д}{Т} = \frac{1}{1,5}; \frac{1}{2,2}; \frac{1}{2,8}; \frac{1}{3,4}$$



Таблица 3

1. *N. millescaput* B o u b e e (B) Диаметр 110 мм.
Внешн. вид. Велинский р-он, сел. Чиманкенд. Горизонт с *N. millescaput*.
- 2—4. *N. millescaput* B o u b e e (A) × 4.
Внешн. вид. Там же.
3. *N. millescaput* B o u b e e (A) × 4.
Экваториальный разрез. Там же.

На радиус 3 мм приходится пять оборотов.

Число септ в 1/4 оборота:

для первого	оборота	5
„ второго	„	7
„ третьего	„	12
„ четвертого	„	11
„ пятого	„	13

Микросферическая генерация (B)

Табл. 3, фиг. 1

Внешние признаки. Раковины обеих генераций резко отличаются по размерам и форме. Форма (B) имеет крупную, плоскую, дискоидальную с округлыми и заостренными краями раковину. Наружная поверхность вследствие особой тонкости боковых стенок почти во всех случаях разрушена выветриванием, преимущественно в периферических частях раковины. Следы септ радиальные, у края раковины извилистые, меандровидные. Гранулы сосредоточены у края раковины между и над следами септ.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении спираль всегда неправильной формы. Для этого вида очень характерно явление бифуркации. Спираль во время раскручивания расщепляется и дает начало второй серии камер, которая вместе с первой раскручивается в одном плане. Спиральная полоса тонкая, неодинаковой толщины, достигает 1/5 высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, наклонные, наклонность у формы (A) выражена гораздо резче, чем у формы (B). Септы часто волнистые, распределены в спиральном канале неравномерно. Камеры серповидные, их форма неправильная, высота несколько больше длины, почти изометрические.

Размеры: диаметр 100—120 мм (является самым крупным нуммулитом в СССР). Толщина 2—3 мм. Отношение $\frac{D}{T} = \frac{1}{50} ; \frac{1}{40} ; \frac{1}{60}$.

На радиус 40 мм приходится 80 оборотов.

Сходство и различия. В Армении *N. millicaput* впервые найден А. А. Атабекианом и определен Г. И. Немковым [4] в районе Веди у с. Чиманкенд.

N. millicaput имеет очень характерные диагностические признаки: (большой диаметр и плоскую форму раковины). Эти качества очень сильно сближают *N. millicaput* с *N. gizehensis*, *N. distans*. От *N. gizehensis* *N. millicaput* отличается более крупными размерами (диаметр у *N. gizehensis* 32—42 мм, у *N. millicaput* — 120 мм), менее правильной спиралью, изогнутыми и сильно наклонными септами, большим количеством оборотов на один и тот же радиус. В отличие от *N. distans* имеет более правильную форму раковины, большое количество оборотов и более густую и тонкую, что самое главное, гра-

нулированную поверхность. Наши экземпляры очень сходны с *N. millescaput*, приводимым Буссаком из Альп и Рябининым из района Джульфы, от которых отличается более крупными размерами (диаметр у *N. millescaput* из района Джульфы не превышает 60 мм).

Распространение и геологический возраст. *N. millescaput* распространен в альпийской геосинклинальной области, встречается в верхних частях среднеэоценовых отложений Франции, Швейцарии, Баварии, Австрии, Италии, Венгрии. В Армении встречается в единичных экземплярах в верхних слоях среднего эоцена и в большом количестве—в нижних слоях верхнего эоцена.

Местонахождение. Армения, Вединский район у сс. Чиманкенд, Шагаплу, Биралу, Ехегнадзорский район у с. Элпин в песчанистых известняках и глинах горизонта с *N. millescaput*.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.V. 1960.

Ս. Մ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ՎԵՐԻՆ ԷՈՑԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾԻՆԵՐԻ NUMMULITES MILLESAPUT-Ի ՀՈՐԻՉՈՆԻ ՆՈՒՄՈՒԼԻՏՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Nummulites millescaput-ի հորիզոնը Հայկական ՍՍՌ միջին և վերին էոցենի սահմանային շերտերից առաջին անգամ անջատել է Ա. Հ. Գաբրիելյանը [1], որը ուսումնասիրության ալդ ժամանակաշրջանում, փաստացի նյութերի անբավարարության պատճառով, վճռականապես չի լուծել ալդ հորիզոնի հասակի հարցը:

N. millescaput-ի հորիզոնը իր մեջ պարունակած ֆաունայի կազմով և ստրատիգրաֆիական դիրքով, ըստ Ա. Հ. Գաբրիելյանի, համապատասխանում է Արևմտյան Եվրոպայի պալեոգենի կտրվածքներում անջատված «օվերզի հարկին», որը մի խումբ ուսումնասիրողների կողմից վերագրվում է վերին, իսկ մյուսների կողմից՝ միջին էոցենին:

Վերջին տարիներս մեր կողմից հավաքված պալեոնտոլոգիական նոր նյութերը հնարավորություն են տալիս, ուսումնասիրության տվյալ էտապում, ավելի հաստատորեն խոսել *N. millescaput*-ի հորիզոնի հասակի մասին: Ալդ հորիզոնի ֆաունայի կազմում մեր կողմից որոշվել են *Nummulitida* կարգի հետևյալ տեսակները՝ *Nummulites millescaput* Boubée (A, B), *N. jabianii* Prever (A, B), *N. striatus* (Brug.) (A, B), *N. incrasatus* de la Harpe (A, B), *N. chavannesi* var. *hajastanica* (A, B), *N. perforatus* de Montfort (A), *Operculina alpina* (Douvillie), *Spiroclipeus granulatus* (Boussac), *Grzibowskia reticulata* F. Bieda, *Actinocyclus radians* d'Arch., *Discocyclus sella* d'Arch., *D. pratti* Mich., *D. nummulitica* (Cümbel), *D. archiaci* Schlumb., *Pel-latispira douvillei* Boussac.

Նշված ֆաունայի կազմը անվիճելիորեն հաստատում է պարունակող ապարների վերին էոցենյան հասակը: Այդ ապարների վերին էոցենյան հասակը հաստատվում է նաև միկրոֆաունայի տվյալներով: Ըստ Ն. Ա. Սահակյանի, *N. millicaput*-ի հորիզոնի նստվածքները իրենց մեջ պարունակում են *Globigerinoides conglobatus*, *Hantkenina alabamensis*, որոնք հանդիսանում են քնորոշ ձևեր վերին էոցենի հասակի ապարների համար:

Ստորև բերվում է *N. millicaput*-ի հորիզոնի ստրատիգրաֆիական տեսակետից կարևոր և դրականության մեջ չնկարագրված նումուլիտների նկարագրությունը:

Nummulites chavannesi d. l. H. var. *hajastanica* n. var.

Մեգասֆերիկ գեներացիա (A)

Աղ. 1, նկ. 2, 4—8

Ունի կենտրոնում ունի խոշոր, պարզ արտահայտված թմբիկ (սովորաբար սպիտակ գույնի): Եզրերը սուր են: Մակերեսի թելիկները ճառագայթաձև են, խիստ կորացած S տառի ձևով:

Հասարակածային կտրվածքում երևում է արագ բացվող պարույր, որի քալը աճում է պտտման ղուգընթաց. վերջին պտույտի բարձրությունը 2,5 անգամ գերազանցում է առաջին պտույտի բարձրությանը: Պարուրածե թիթեղը բարակ է: Միջապատերը հաստ են, տեղաբաշխված են պարուրածե ակոսում հավասարաչափ: Վերին հետին անկյունը սուր է: Ունիկները համարյա մանգաղաձև, նեղ և բարձր են: Ակզնական խցիկը ունի 0,1 մմ մեծություն:

Ընդլայնական կտրվածքում խեցին ռոմբաձև է: Կենտրոնում ունի պարզ արտահայտված եռանկյունաձև կենտրոնական սյուն:

Միկրոսֆերիկ գեներացիա (B)

Աղ. 1, նկ. 1, 3

Արտաքին և ներքին հատկանիշներով շատ նման է նկարագրվող ձևի մեգասֆերիկ գեներացիային, որից տարբերվում է մեծ չափերով և համեմատաբար քիչ կորացած թելիկներով:

Հայկական ՍՍՌ վերին էոցենի նստվածքներում հանդիպող այս ձևը միշտ հատկանիշներով՝ կենտրոնական թմբիկի առկայությամբ, բարակ պարուրածե թիթեղով, հիմքում ուղիղ, վերևի մասում կորացած միջնապատերով, բարձր, համարյա մանգաղաձև խցիկներով մոտենում է Ալպերի արևմտյան մասից Հարպի կողմից նկարագրված *N. chavannesi*-ին:

Սակայն, նկարագրվող ձևը անհամեմատ մեծ կենտրոնական թմբիկով, S տառի ձևով խիստ կորացած թելիկներով, 1/4 պտույտում միջնապատերի շատ քանակությամբ (միջնապատերի քանակը ալպիական ձևերի մոտ չորրորդ պտույտում 8—9 է, իսկ հայկական ձևերի մոտ — 12—13) տարբերվում է տիպիկ *N. chavannesi*-ից:

Վերը նշված տարբերիչ հատկանիշները տիպիկ *N. chavannesi* de la Harpe-ից հիմք են տալիս նկարագրվող ձևը համարել վերջին տեսակի նոր փոփոխակ:

Երկրաբանական հասակը: Հանդիպում է Հայկական ՍՍՌ վերին

էոցենի նստվածքներում, վերին էոցենին տիպիկ նումուլիտների և դիսկոցիկլինաների հետ միասին:

Nummulites striatus (Bruguere)

Մեգասֆերիկ գեներացիա (A)

Աղ. 1, նկ. 9, 10

Խեցին ուռուցիկ է, ունի թույլ արտահայտված կենտրոնական թմրիկ: Մակերեսի թելիկները ճառագայթաձև են, ուղիղ և մի փոքր կորացած խեցուկներով մոտ: Լավ պահպանված ձևերի մոտ պարզ երևում են նուրբ ընդլայնական տրաբեկուլները:

Հասարակածային կտրվածքում պարույրը կանոնավոր է և դանդաղ բացվող: Պարուրաձև թիթեղը հաստ է: Միջնապատերը բարակ են, համարյա ուղղահայաց, տեղաբաշխված են պարուրաձև ակոսում հավասարաչափ: Վերին հետին անկյունը համարյա ուղիղ է: Խցիկները քառանկյուն են: Նրանց բարձրությունը մի փոքր գերազանցում է երկարությունը:

Ընդլայնական կտրվածքում խեցին էլիպսոձև է: Պարուրաձև թիթեղը հաստ է:

Միկրոսֆերիկ գեներացիա (B)

Աղ. 2, նկ. 1—3

Արտաքին և ներքին հատկանիշներով նման է մեգասֆերիկ գեներացիային, որից տարբերվում է միայն մեծ չափերով, $1/4$ պտույտում միջնապատերի շատ քանակությամբ:

N. striatus-ը արտաքին հատկանիշներով նման է *N. atacicus*-ին, *N. incrassatus*-ին, *N. vascus*-ին: *N. atacicus*-ից տարբերվում է միայն կենտրոնական թմրիկի առկայությամբ, ուղիղ, բարակ, հիմքում չհաստացած, պարուրաձև ակոսում կանոնավոր տեղաբաշխված միջնապատերով, իսկ *N. incrassatus*-ից՝ մեծ չափերով, մակերեսային խիտ թելիկներով, $1/4$ պտույտում միջնապատերի անհամեմատ շատ քանակությամբ: Ի տարբերություն *N. vascus*-ի *N. striatus*-ը ունի խեցուկ մեծ չափեր, ուղիղ և պարուրաձև ակոսում խիտ տեղաբաշխված միջնապատեր:

Երկրաբանական հասակը: Միջին էոցենի վերին մաս և վերին էոցեն: Մեծ քանակությամբ գտնվում է Վեդու շրջանի Չիմանքենդ, Շադափ, Բիրալու, Եղեգնաձորի շրջանի Էլփին գյուղերի շրջակայքի վերին էոցենի ստորին շերտերի կրաքարերի, ավազաքարերի և կավերի մեջ:

Nummulites fabianii Prever

Մեգասֆերիկ գեներացիա (A)

Աղ. 2, նկ. 6—8

Խեցին ունի 2—4 մմ տրամագիծ, 1,5—2 մմ հաստություն, ուռուցիկ է, համարյա գնդաձև, կենտրոնում ունի պարզ արտահայտված թմրիկ: Եզրերը կլորավուն են: Մակերեսը ծածկված է պարուրաձև դասավորված քառանկյուն

օղակներին կաղմված ցանցով: Պարուրածն գիծը շատ ցայտուն է արտահայտված մակերեսի վրա և ունի այնքան պտույտներ, ինչքան տվյալ նումուլիտը: Գնդիկները տեղաբաշխված են պարուրածն, նրանք գտնվում են մակերեսի թելիկների և սլարուրածն գծի հասման տեղերում: Խեցին առաջին հայացքից թողնում է *Assilina*-ի տպավորություն, որից սակայն տարբերվում է լրիվ ընդգրկող պտույտներով:

Հասարակածային կտրվածքում պարուլը կանոնավոր է, որի քալը աճում է շատ քիչ պտտման զուգընթաց: Պարուրածն թիթեղը հաստ է: Միջնապատերը բարակ են. մի փոքր հաստացած հիմքում, տեղաբաշխված են պարուրածն ակոսում հավասարաչափ: Վերին հետին անկյունը համարյա ուղիղ է: Խցիկները քառանկյուն են, նրանց բարձրությունը և երկարությունը համարյա հավասար են միմյանց:

Ընդլայնական կտրվածքում խեցին նմանվում է ուռուցիկ էլիպսի: Պարուրածն թիթեղը հաստ է: Գնդիկների սյուները ցայտուն են և անհավասարաչափ տեղաբաշխված:

Միկրոսֆերիկ գեներացիա (B)

Աղ. 2, նկ. 4, 5, 7

Արտաքին և ներքին հատկանիշներով նման է նկարագրվող տեսակի մեզասֆերիկ գեներացիային, որից տարբերվում է միայն մեծ չափերով, խեցու զարգացման վերջին էտապում ցանցի օղակների համեմատաբար անկանոն դասավորությամբ, ավելի թույլ արտահայտված կենտրոնական թմբիկով և ավելի երկար խցիկներով:

N. fabianii-ն ունի մեծ նմանություն *N. intermedius*-ի հետ: Վերջինից տարբերվում է կենտրոնական թմբիկի առկայությամբ, պարզ արտահայտված պարուրածն գծով, պարուրածն դասավորված խոշոր գնդիկներով, պտույտների քիչ քանակով:

Երկրաբանական հասակը: Վերին էոցեն:

Հանդիպում է Վեդու շրջանի Չիմանքենդ, Շաղաի, Բիրալու, Եղեգնաձորի շրջանի Էլփին գյուղերի շրջակայքում մերկացող *N. millecaput*-ի հորիզոնի կրաքարերի, ավազաքարերի և կավերի միջև:

Nummulites millecaput Bou b é e

Մեզասֆերիկ գեներացիա (A)

Աղ. 3, նկ. 2, 3, 4

Խեցին տափակ է (սրամագիծը 5,5—8 մմ, հաստությունը 1—2,5 մմ). որոշ ձևեր սկզբնական խցիկի մեծության շնորհիվ կենտրոնում ունեն լավ արտահայտված թմբիկ: Եզրերը կլորավուն են: Մակերեսի թելերը շատ նուրբ են և բավական վատ են երևում: Նրանք դուրս են գալիս խեցու կենտրոնից ճառագայթաձև և եզրերի մոտ ճյուղավորվում են՝ առաջացնելով թելիկների մի խառը ցանց: Գնդիկները կենտրոնացված են գլխավորապես եզրերի մոտ և տեղադրված են թելիկների վրա և նրանց միջև:

Հասարակածային կտրվածքում երևում է դանդաղ բացվող պարուլը, որի քալը մի փոքր աճում է պտտման զուգընթաց: Պարուրածն թիթեղը բարակ

է: Միջնապատերը կորացած են մանգաղաձև, պարուրաձև ակոսում տեղաբաշխված են բավական անհավասարաչափ: Խցիկները մանգաղաձև և բարձր են: Կենտրոնական խցիկը կազմված է երկու մասից, առաջին խցիկը մեծ է և կլոր, իսկ երկրորդը՝ վատ է արտահայտված, չափազանց նեղ և մանգաղաձև է:

Ընդլայնական կտրվածքում խեցին նմանվում է տափակ էլիպսի: Պարուրաձև թիթեղը բարակ է:

Միկրոսֆերիկ գեներացիա (B)

Ադ. 3, նկ. 1

Միկրոսֆերիկ գեներացիան խեցու ձևով և մեծ չափերով (տրամագիծը 100—120 մմ) անկանոն պտույտներով (այս գեներացիայի համար բնորոշ է բիֆուրկացիայի երևույթը), սկզբնական խցիկի փոքրությամբ խիստ կերպով տարբերվում է մեկաֆերիկ գեներացիայից:

N. millearput-ը խեցու մեծ չափերով և տափակությամբ սովորաբար տարբերվում է մի շարք նումուլիտներից: Այս հատկանիշները նկարագրվող ձևին մոտեցնում են *N. gizehensis*-ին, *N. distans*-ին:

N. gizehensis-ից տարբերվում է խեցու ավելի մեծ չափերով, անկանոն պարույրով, խիստ թեքված միջնապատերով և պտույտների անհամեմատ շատ քանակությամբ: Ի տարբերություն *N. distans*-ի ունի խեցու կանոնավոր ձև, մեծ չափեր, պտույտների շատ քանակություն, բարակ միջնապատեր և վերջիններիս խիտ դասավորություն, և որ գլխավորն է՝ մանր թմբիկներով ծածկված մակերևույթ:

Երկրաբանական հասակը: Միջին էոցենի վերին և վերին էոցենի ստորին մաս:

Մեծ քանակությամբ հանդիպում է Վեդու շրջանի Զիմանքենդ, Շադափ, Բիրալու, Եղեգնաձորի շրջանի Էլիին գյուղերի շրջակայքում մերկացող վերին էոցենի ստորին մասի կրաքարերում, ավազաքարերում և կավերում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. ДАН АрмССР, т. XXV, № 3, 1957.
2. Качарава И. В. Нуммулиты некоторых районов восточной части Грузии. Тбилиси (на груз. языке с русск. резюме), 1959.
3. Немков Г. И. Нуммулиты и орбитолды Покутско-Мармарошских Карпат и Северной Буковины. Мат. по биостратиграфии западных областей Укр. ССР, Москва, 1955.
4. Немков Г. И. Находка гигантских нуммулитов в Армении. Природа № 8, 1956.
5. Хлапонин К. Л. Палеоген Раховско-Пепинской зоны Восточных Карпат. Вопросы стратиграфии, литологии и палеонтологии нефтегазовых районов Украины. Укр. НИГРИ, I, Москва, 1959.
6. Саакян-Гезалян Н. А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1957.
7. Arch. et Haime. Monographie des Nummulites, 1853.

8. *Arnold Heim*. Über das Profil von Seewon-Schwyz. Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. LIII, 1908.
9. *Arnold Heim*. Numm.-und Flyschbild. d. Schweizeralpen. Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges., XXXV, 1909.
10. *Белмустаков Е.* Фосилите на България, VI Палеоген, Големии фораминифер, 1958.
11. *Bieda F.* Sur quelques Num. des Carpathes Tchechosl., 1931.
12. *Bieda F.* O nummulinach z lukow menilitowych ze Seletyna na Bukowinie Sprawozd. P. I. G. T. IX, 2. Warszawa. 1938.
13. *Boubée N.* Deux espèces nouvelles Nummulites. Bull. Soc. Géol. France, 1832.
14. *Boubée N.* Magazin de Zoologic, Notice 15, 1832.
15. *Boubée N.* Docinelli Eocene Friulano, 1915.
16. *Boussac J.* Foram. de Priabona. Bull. Soc. Géol. Fr. (4) VI, 1906.
17. *Boussac J.* Formation du réseau des Nummulites réticulées. Bull. Soc. Géol. Fr. (4), VI, 1906.
18. *Boussac J.* Succesion des faunes numm. a Biarritz. Bul. Soc. Géol. de Fr. (4), VIII, 1908.
19. *Boussac J.* Etudes stratigraphiques et paleontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. Annales Hébert, t. V, Paris, 1911.
20. *Boussac J.* Etudes paleontologiques sur le Nummulitique alpin. Mém. pour servir a l'expl. de la carte Geol. det. de la France, Paris, 1911.
21. *Bruguere-Lamarck de et Deshayes.* Encyclopedie methodique. Histoire naturelle des vers 3 vol. in 4, 3 atlas 488 pl.—Paris, 1792.
22. *Cizancourt M.* Okilku nummulitach z filiszu karpackiego i ich znaczeniu ella stratygrafji Karpat. „Kosmos“ ser. A. t. 53, Lwow, 1928.
23. *Cizancourt M.* Sur la stratigr. du flysch de l'Albanie, 1930.
24. *Cizancourt M.* Sur la stratigr. du flysch de l'Albanie 1931.
25. *Cizancourt M.* Otwornice priabonskie z Bukowca w Karpatach Wschodnich Sprawozd. P. I. G. t. XII, Warszawa, 1933.
26. *Duville H.* Evolution des Nummulites. Bull. Soc. Gaol. de Fr. (4), 1906.
27. *Fabiani R.* Paleontologia dei Colli Berici 1908.
28. *Hantken-Madarasz-Roslozsnik.* Nummulinak Magyarorszag chaemadiori rétegeiböl. Földtani Srempl, I, p. 159, Budapest, 1924.
29. *Harpe Ph.* de la-Nummulites de Alpes Occidentales. Actes de la Soc. Helv. des Sc. nat. (LX) 1877.
30. *Harpe Ph.* de la-Numm. de la zine inf. de Biarritz. Bull. Soc. de Borda VI, 1882.
31. *Harpe Ph.* de la-Numm. de la Suisse. Mém. de la Toc. pal. Suisse (X), 1883.
32. *Harpe Ph.* de la-Monogr. d. in Aegypten u. d. Lib. Wuste vork. Nummuliten, 1883.
33. *Haug E.* Sur l'age des couches a Nummulites contortus et Cerithium diabolii. Bull. Soc. Géol. de Fr. 19 dec. Paris, 1902.
34. *Joly N. et Leymenie A.* Mém. sur les Nmmulites, 1848.
35. *Lamarck Y.* Mem. sur l. fossilas d'environ de Paris. Am. d. Muséum. 1804?
36. *Lister Y.* Dimorphism of the english species of Numm. Roy Soc. Proc. LXXV—B, 1905.
37. *Lluca F. C.* Los numulitidos de Espana. Com. Invest. Pal. y. Prehist mem. 36. ser. pal. № 8, Madrid, 1929.
38. *Martelli A.* Foss. d. terr. coc. e. Spalate in Dalmazis. Palaeontographica Italica, VIII, 1902.
39. *Pompescu-Voitestis J.* Abnormale Erscheinung bei Numm. Beitr. sur Pal. und Geol. Oesterreich—Ung. u. d. Orients XX, 1908.
40. *Prever P.* Studio geo-paleont. di Colli Berici. Atti. d. R. Ist. Ver. LXIV, 1905.
41. *Rege R.* Calcaricocene istiano Boll. del Ufficio Geol. d'Ital. vol. LIII, № 8—15, 1928.

42. *Rege R.* Numm. e Orbi. eoc. istiane, 1916.
43. *Rombita Gh.* Semmific. stratigraph. a citorva specii de Numuliti din Transilvania.
Com. Acad. Republicii populare romine. № 10, Tomul. VII, 1957.
44. *Rozlozsnik P.* Studien über Nummulinen, Geol. Hungarica ser. paleontologica, fasc.
2, Bndapest, 1929.

ПЕТРОГРАФИЯ

С. И. БАЛАСАНЯН

К ПЕТРОГРАФИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД АЛАВЕРДСКОГО
РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

В Алавердском районе интрузивные породы образуют широкую полосу северо-западного простирания, в которой отдельные тела вытянуты преимущественно в северо-восточном направлении. Крупными массивами района являются Кохбский, Банушский, Ахпатский и Чочканский. К мелким интрузиям относятся Цахкашатская, Лалварская, Болнисская, Качачкутская и выход юго-восточнее г. Лалвар. Нами встречены небольшие выходы интрузивных пород в следующих местах: в 2 км к юго-западу от с. Ахкерпи; в 2 км к северо-востоку от с. Верин Ахтала; в 3,5 км к северу от вершины г. Шах-тахт. Для удобства изложения первый выход назовем Ахкерпинским, второй — Ахталинским, а последний — Шахтахтским.

В районе широко развиты так называемые малые интрузии кварцевых альбитофиров, образующих узкую полосу вдоль Сомхетского хребта.

По данным предыдущих исследователей, Банушская интрузия начинается у р. Болнис и, протягиваясь вдоль северного склона Сомхетского хребта, доходит до меридиана Неркин Ахтала.

Наши полевые наблюдения показали, что та часть Банушской интрузии, которая располагается к югу от с. Джилиза между верховьем р. Бануш и правым притоком р. Шулавер, сложена интрузивными кварцевыми альбитофирами. Это наиболее крупное тело кварцевых альбитофиров Алавердского района назовем Джилизинским. К западу от него, южнее с. Чанахчи и в верховье р. Шулавер находятся две мелкие обособленные интрузии, первую из которых назовем Чанахчинской, а вторую — Шулаверской. Исходя из вышеизложенного, в последующем изложении под Банушской интрузией будем понимать тело, расположенное между верховьем р. Бануш и меридианом Ахталы.

Возраст интрузивных пород до сих пор является спорным. Одни исследователи [1, 2, 3 и др.] определяют их возраст как мезозойский, другие [4, 5 и др.] — как третичный. Есть также геологи, которые Банушскую интрузию относят к третичному возрасту, а остальные — к мезозою. Третичный возраст Банушской интрузии определяется этими исследователями на том основании, что ответвление ее соединяется с небольшой интрузией юго-восточного склона г. Лалвар, прорывающей эоценовые отложения. Однако, наличие такого непрерывного ответвления опровергается работами А. Т. Асланяна, П. Л. Епремяна, Э. А. Хачатуряна, Г. Е. Кочиняна и автора. Промежуток между двумя отмеченными интрузиями сложен

эффузиями, прорванными габбровым телом. Спорным следует считать также стратиграфическое положение небольшого выхода кислых пород юго-восточного склона г. Лалвар. Ранее возраст его мы считали послесреднеэоценовым [2]. Однако, в последнее время прорванные интрузией отложения П. Л. Епремяном относятся к мезозою.

В еще более неудовлетворительном состоянии находится вопрос возрастных взаимоотношений интрузивных пород, что объясняется отсутствием, в большинстве случаев, непосредственных пересечений главных петрографических типов интрузивных пород, образующих самостоятельные обособленные, часто отдаленные друг от друга тела.

Мы начнем с вопроса взаимоотношения малых интрузий кварцевых альбитофиров с интрузивными породами, являющегося в настоящее время дискуссионным.

Еще в 1933 г. А. Л. Додин [5] установил, что гранитонды Алавердского района прорваны дайкообразными телами альбитофиров (кварцевыми и бескварцевыми), являющимися, по его мнению, дериватами гранодиоритовой магмы. Он писал о том, что дайки альбитофиров местами производят окварцевание во вмещающих гранодиоритах, некоторое раздробление их и иногда легкую пиритизацию. На его карте показаны два узкие тела кварцевых альбитофиров, которые к югу от с. Ходжорни секут Банушскую интрузию.

По данным В. Г. Грушевого [4], кварцевые альбитофиры рвут гранитоидные интрузии и представляют поздние дифференцированные дериваты кислой магмы, извергнутые после застывания интрузий.

Вообще большинство исследователей Алавердского района пришло к мнению о более позднем внедрении кварцевых альбитофиров по отношению к остальным интрузиям. Однако, в последнее время есть указание на то, что апофизы Банушской интрузии прорывают тела альбитофиров, чем и доказывают более древний возраст последних.

Нами получены некоторые данные, дающие право полагать, что резко преобладающая масса кварцевых альбитофиров образовалась после остальных интрузий и незначительная часть — до них. О более позднем их внедрении говорят следующие данные.

1. Во многих местах в виде даек и апофиз кварцевые альбитофиры прорывают и изменяют породы Банушской, Цахкашатской, Кохбской и Чочканской интрузий. Прорывание Банушской интрузии апофизой кварцевых альбитофиров особенно хорошо наблюдается по дороге Шамлуг-Опрети, в 250 м к юго-востоку от нового крупнейшего в районе Джилинского массива кварцевых альбитофиров. Микроскопическое изучение показывает сходный состав малых интрузий кварцевых альбитофиров с прорывающими интрузии аналогичными породами.

2. В близко расположенных от полос кварцевых альбитофиров интрузиях обычно наблюдается гидротермальное изменение и явление натрового метасоматоза, обусловленное внедрениями кварцевых альбитофиров.

Внедрение кварцевых альбитофиров до гранитоидных интрузий подтверждается следующими фактами:

1. В 3 км к юго-западу от с. Ахкерпи у минерального источника в конгломератах, подстилающих среднеюрские отложения, имеются обломки альбитофиров.

2. Во многих местах в верхнеюрских эффузиях встречаются обломки тех же пород.

Макроскопическим изучением установлены некоторые различия между грубо разделенными ранними и поздними альбитофировыми породами, о чем будет сказано ниже. По-видимому, выходы ранних альбитофиров замаскированы верхнеюрскими отложениями в северо-западной части Алавердского района. Интересно отметить, что кварцевые альбитофиры локализованы в области развития более кислых гранитоидов. В восточной части района, где мы имеем менее кислые породы (кварцевые диориты) они встречаются в виде даек сравнительно мелких размеров. Это естественно, поскольку они, как поздние дифференциаты, в большем объеме возникли из более кислой гранитоидной магмы.

Розовые граниты прорывают и изменяют Банушскую и Чочканскую интрузии, чем и доказывается их более молодой возраст по отношению к кварцевым диоритам и гранодиоритам. Это особенно отчетливо наблюдается в Чочканском массиве к северу от Мец Айрум.

Достаточно точно устанавливается более позднее внедрение плагиогранитов относительно кварцевых диоритов. Первые в виде незначительных тел рвут кварцевые диориты к северу от с. Личкадзор.

Шахтацкие интрузии (два мелких тела) сложены габбровыми породами, причем одна из них располагается внутри Банушского массива гранодиоритов. Однако, непосредственные контакты ее с вмещающими гранодиоритами покрыты наносами. Микроскопическое изучение показало, что в габбровых породах пироксен часто замещается роговой обманкой и биотитом. Вероятно, габброиды являются наиболее ранними породами района и замещение в них пироксена роговой обманкой и биотитом вызвано поздним внедрением Банушской гранитоидной интрузии.

Ахкерпинский и Болнисский выходы сложены разложенными кварцевыми габбро-диоритами, причем первый в восточной части пересекается многочисленными кварцевыми жилами, по-видимому, генетически связанными с близкорасположенными гранодиорит-порфирами Шулаверской интрузии. Эти данные позволяют кварцевые габбро-диориты считать более ранними относительно кислых гранитоидов района.

Таким образом, в той или иной мере обосновывается более молодой возраст главной массы малых интрузий и даек кварцевых альбитофиров по отношению к гранитоидам; розовых гранитов — к гранодиоритам и кварцевым диоритам; плагиогранитов — к кварцевым диоритам; гранодиоритов Банушского массива — к габброидам; гранодиорит-порфиров Шулаверского выхода — к кварцевым габбро-диоритам Ахкерпинской и Болнисской интрузий.

Как видно, возрастные взаимоотношения большинства интрузий остаются неопределенными. В частности, неясно взаимоотношение наиболее крупного Кохбского интрузивного массива кварцевых диоритов (соответ-

ственно Цахкашатской и Чочканской интрузий) с Банушской, Чанахчинской, Шулаверской, Ахкерпинской, Болнисской, Лалварской интрузиями, а также с габброидами.

Важно отметить, что в районе однотипные по петрографическому составу гранитоиды образуют как крупные, так и мелкие тела, причем первые характеризуются сравнительно крупнозернистым, равномернозернистым сложением, а вторые — мелкозернистым, порфировидным. Так, в районе мы имеем крупные интрузии кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов и соответственные им мелкие тела кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и плагиогранит-порфиров. Последние по всем своим признакам соответствуют дополнительным интрузиям, выделенным В. С. Коптев-Дворниковым [6]. Так, они образуют мелкие штокообразные и дайкообразные тела, характеризуются мелкими размерами слагающих их компонентов и порфировидной структурой, по вещественному составу их породы сходны с породами соответственных крупных интрузий (с породами главной интрузивной фации по В. С. Коптев-Дворникову).

По представлению В. С. Коптев-Дворникова, подача этих небольших дополнительных порций магмы происходит после пород главной интрузивной фации, но до появления пород жильной фазы. Внедрение дополнительных интрузий до образования жильных пород устанавливается и в Алавердском районе. Однако, вследствие некоторой разобщенности в пространстве пород главной интрузивной фации и дополнительных интрузий, возрастное соотношение их остается неопределенным. Но на основании вышеизложенного представления можно предполагать, что и в этом районе внедрение пород главной интрузивной фации предшествовало появлению дополнительных интрузий. Следовательно, вероятным представляется внедрение кварцевых диорит-порфиритов после кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров после гранодиоритов и плагиогранит-порфиров после плагиогранитов.

Вышеприведенные данные и соображения позволяют наметить следующий порядок внедрения интрузивных пород Алавердского района: 1) габброиды; 2) кварцевые габбро-диориты; 3) диориты; 4) кварцевые диориты; 5) кварцевые диорит-порфириты; 6) гранодиориты; 7) гранодиорит-порфиры; 8) плагиограниты; 9) плагиогранит-порфиры; 10) розовые граниты; 11) кварцевые альбитофиры.

Допуская небольшой отрезок времени между габброидами и кварцевыми габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, а также главными и соответственными им дополнительными интрузиями, мы получим следующие шесть фаз внедрения: 1) габброиды, кварцевые габбро-диориты; 2) диориты, кварцевые диориты, кварцевые диорит-порфириты; 3) гранодиориты, плагиогранодиорит-порфиры; 4) плагиограниты, плагиогранит-порфириты; 5) розовые граниты; 6) кварцевые альбитофиры.

Габброиды слагают Шахтахтские интрузии, представленные двумя небольшими узкими дайкообразными телами, вытянутыми в северо-восточном направлении. Они располагаются близко друг к другу и на не-

большой глубине, несомненно, соединяются между собой. Одна из них прорывает вулканогенные породы верхней юры, за счет которых возникли контактово-измененные породы, представленные плагиоклаз-пироксеновыми роговиками и эпидозитами. Осевая часть интрузий сложена среднезернистыми габбро, которые по периферии постепенно сменяются мелкозернистыми разностями с редкими вкрапленниками авгита. В юго-западных частях встречаются порфириовидные габбро с крупными вкрапленниками плагиоклаза, достигающими 1 см в длину.

По юго-восточной периферии выхода, расположенного в юрских эффузиях, констатированы также полосчатые габбро с простиранием полосок в северо-западном направлении.

В минералогическом составе габброидов присутствуют плагиоклаз (№ 54—73), авгит, иногда оливин, энстатит, роговая обманка, биотит. Плагиоклаз преобладает над пироксеном, которому резко подчинены остальные минералы. Роговая обманка и биотит развиваются по пироксенам и, по-видимому, являются результатом аллометаморфизма, вызванного внедрением гранитоидов. Интересно, что нередко пироксены непосредственно замещаются биотитом, минуя амфиболовую стадию.

В минералогическом составе тяжелой фракции искусственных шлихов габбро присутствуют апатит и барит. Последний является результатом наложения гидротермальной деятельности. Преобладающий апатит представлен короткими призматическими бесцветными кристаллами с хорошо развитой призмой.

Результаты спектрального анализа габброидов показывают, что для них характерно наличие ванадия, никеля, кобальта, циркония и галлия. В габбро обнаружены также хром, медь, барий, стронций и бериллий.

Кварцевые габбро-диориты слагают Ахкерпинскую и Болнисскую интрузии, которые рвут вулканогенно-осадочные отложения средней юры. Первая представлена узким дайкообразным телом, простирающимся в близширотном направлении. В восточной экзоконтактовой части ее обнажается зона роговиков, мощностью в несколько десятков метров. В северной экзоконтактовой полосе наблюдается значительное увеличение падения расслоенных вулканогенно-осадочных пород (от нормального 20—25° увеличивается до 40°), вызванное, видимо, внедрением интрузивного тела. Даже местами у контакта интрузии боковые породы приобретают близвертикальное падение.

Болнисская интрузия имеет штокообразную форму с некоторой вытянутостью в северо-восточном направлении. Вокруг нее отмечается небольшая зона уплотненных, перекристаллизованных пород. По северо-западной периферии вмещающие породы ороговикованы, а интрузивные породы подвергнуты действию гидротермальных растворов. По-видимому, интрузия падает на северо-запад и пологопадающие на ту же сторону ороговикованные породы послужили экраном для восходящих гидротерм и способствовали процессам автометаморфизма.

Обе интрузии сложены однообразными, почти среднезернистыми кварцевыми габбро-диоритами, которые по периферии постепенно сменяются

более мелкозернистыми разностями. В вертикальном направлении сверху вниз устанавливается увеличение содержания цветных минералов, что объясняется процессами гравитационной дифференциации, имевшей место в магматическом очаге.

Кварцевые габбро-диориты состоят из преобладающего плагиоклаза (№ 37—46), моноклинного пироксена (авгита и ферроавгита), амфибола и кварца. Обычно, при возрастании содержания цветных минералов, количество кварца уменьшается.

Амфибол характеризуется несколько необычным для моноклинных роговых обманок оптическим свойством и, по-видимому, относится к группе ромбических амфиболов. Угасание его строго прямое, оптически отрицательное, удлинение положительное. Судя по 20 измерениям угол оптических осей довольно постоянен и колеблется в пределах 60—64°. В 2-х случаях из 20 этот угол оказался выше указанного предела (67—71°). Сила двупреломления колеблется в пределах 0,012—0,016 и редко достигает 0,023. Во всех случаях плоскость оптических осей перпендикулярна спайности. С последней совпадает плоскость оптической индикатрисы. Плеохроизм не особенно резкий: по Ng—желтовато-зеленый, по Nm—зеленовато-желтый, по Np—светло-желтый. Схема абсорбции: $Ng \cong Nm \gg Np$. Амфибол нередко замещает пироксен и в свою очередь замещается хлоритом.

Ближе к юго-восточному контакту Болнисской интрузии кварцевые габбро-диориты превращены в кварц-альбитовые породы, образовавшиеся метасоматическим путем под воздействием богатых натрием кислых растворов, выделившихся из близко расположенного к югу альбитофирового тела в период его формирования.

Изучение искусственных шлихов описываемых пород показывает, что они отличаются от габбро присутствием среди акцессорных минералов циркона и сфена. Для них характерно резкое преобладание в составе тяжелых акцессорных минералов апатита, которому подчинены циркон и сфен. В тяжелой фракции пород Ахкерпинской интрузии обнаружен также барит. Апатит образует более мелкие, чем в габброидах, короткопризматические бесцветные кристаллы. Циркон представлен мелкими изометрическими дипирамидальными светло-желтыми кристаллами. Сфен наблюдается в мелких буровато-желтых неправильных зернах.

Результаты спектрального анализа кварцевых габбро-диоритов показывают, что для них характерно присутствие во всех пробах ванадия, никеля, меди, бария, стронция, циркония и галлия. В отличие от габбро, они характеризуются появлением цинка, скандия и иттербия. В них установлены также кобальт, хром, бериллий.

Диоритами сложено Ахталинское небольшое дайкообразное тело, вытянутое в широтном направлении. Оно прорывает отложения верхней юры. Действительные контуры, размеры и условия залегания его остаются неясными вследствие весьма плохой обнаженности. Диориты состоят из преобладающего плагиоклаза (№ 46—53), роговой обманки, незначительного количества биотита, авгита, калиевого полешпата и кварца.

Тяжелая фракция искусственного шлиха диорита состоит из апатита, сфена и циркона. В составе акцессорных минералов апатит резко преобладает над сфеном, которому подчинен циркон. Апатит представлен короткопризматическими бесцветными кристаллами, сходными с таковыми кварцевых габброидов. Циркон образует мелкие изометричные светло-желтые кристаллы. Сфен присутствует в виде неправильных буровато-желтых зерен.

Кварцевые диориты слагают наиболее крупный Кохбский массив, Чочканскую и Цахкашатскую интрузии. По-видимому, все три выхода соединяются на глубине, образуя крупное батолитоподобное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. Об этом свидетельствуют близкое пространственное расположение этих интрузий и весьма близкий вещественный состав слагающих их пород. Во вмещающих кварцевые диориты юрских вулканогенных породах образовались различные по составу роговики, скарны и вторичные кварциты. Наиболее мощная зона измененных пород наблюдается вокруг Кохбской интрузии, где отмечается наибольшая вариация петрографического состава контактовых пород.

Среди кварцевых диоритов по характеру и количественным соотношениям цветных минералов различаются амфиболовая, амфибол-биотитовая и биотитовая разновидности. Весьма редко встречаются также авгитовые кварцевые диориты. Эндоконтактные зоны интрузий сложены гибридными диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами, возникшими благодаря ассимиляции магмой вмещающих основных вулканогенных пород юры.

В минералогическом составе кварцевых диоритов присутствуют плагиоклаз (андезин), кварц, роговая обманка, биотит и весьма редко калиевый полевой шпат.

Породы Кохбского и Цахкашатского массивов по составу довольно близки и несколько отличаются от пород Чочканской интрузии пониженной кислотностью.

Изучение искусственных шлихов показывает, что в породах трех интрузий типоморфными акцессорными минералами являются циркон, апатит и сфен. Редко присутствует также рутил (анатаз). В породах эндоконтактной фации наблюдается повышенное содержание сфена и апатита, что, возможно, объясняется их гибридным характером.

В породах трех интрузий спектральным анализом установлено наличие ванадия, меди, циркония, галлия, кобальта, никеля, бария, бериллия, молибдена, хрома, цинка, стронция, иттербия, иттрия, скандия и свинца.

Кварцевые диорит-порфириты слагают Чанахчинское небольшое штокообразное тело. Это микропорфировидные породы, состоящие из плагиоклаза (№ 33—34), кварца и роговой обманки. По минералогическому составу эти породы несколько более кислые, чем кварцевые диориты и близко стоят к промежуточным типам между кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Однако, они местами постепенно сменяются более основными разновидностями, образовавшимися благодаря ассимиляции порфиритов юры. Такие гибридные породы развиты на участках сгущения ксено-

литов и характеризуются повышенным содержанием роговой обманки, магнетита, но пониженным — кварца.

Акцессорные минералы этих пород представлены апатитом, цирконом и сфеном. В тяжелой фракции искусственного шлиха апатит резко преобладает над цирконом и сфеном. Апатит образует мелкие короткопризматические бесцветные кристаллы. Циркон представлен мелкими дипирамидальными светло-желтыми кристаллами, а сфен — безформенными желтыми зернами.

Спектральным анализом установлено наличие в этих породах ванадия, меди, циркония, галлия, никеля, бария и бериллия.

Гранодиориты слагают Банушскую интрузию, представленную телом неправильного очертания. В экзоконтактовой зоне ее местами обнажаются измененные породы, среди которых резко преобладают продукты контактово-метасоматических процессов. Редко встречаются мрамор, плагиоклаз-роговообманковые, пироксен-скаполитовые и плагиоклазовые роговики, которые целиком тяготеют непосредственно к контактам гранодиоритов.

Контактово-метасоматические породы образуют мощные полосы осветленных пород. Они возникли под воздействием гранодиоритов и кварцевых альбитофиров за счет порфиритовых пород юры.

Минералогический состав гранодиоритов представлен плагиоклазом (№ 28—35), кварцем, калиевым полешпатом (микроклин и ортоклаз), роговой обманкой, реже биотитом. В восточной расширенной части интрузии ближе к ее центру гранодиориты постепенно переходят в плагиограниты. В последних в момент выделения кварца происходили интенсивные реакционные взаимоотношения между полевыми шпатами и кварцем с образованием микропегматитовой структуры. Процессы ассимиляции играли большую роль в становлении вещественного состава описываемых пород, о чем свидетельствует наличие гибридных пород диоритового и кварц-диоритового состава в эндоконтактовой зоне интрузии.

Изучение искусственных шлихов гранодиоритов показывает, что для них характерно резкое преобладание в тяжелой фракции циркона над апатитом и сфеном. Встречается также барит. Циркон представлен медово-желтыми и бесцветными дипирамидальными кристаллами, иногда с укороченной призмой. Апатит образует мелкие короткопризматические бесцветные кристаллы. Сфен выражен желтыми и буровато-желтыми изометричными и неправильными зернами.

Как показывают результаты спектрального анализа, для пород Банушской интрузии характерно присутствие во всех пробах ванадия, меди, циркония, галлия и бария. В большинстве проб обнаружены никель и бериллий. Для пород редкими являются кобальт, хром, иттербий, цинк, свинец, молибден, стронций.

Гранодиорит-порфиры слагают Шулаверскую интрузию и небольшой выход юго-восточного склона г. Лалвар. Породы первой интрузии состоят из резко преобладающего плагиоклаза (от альбита до олигоклаз-анде-

зина), которому подчинены кварц и роговая обманка. Содержание последних двух минералов подвергается значительным колебаниям.

Вторая интрузия прорывает эоценовые (?) эффузивные породы, которые подвержены воздействию интрузии, выразившемуся в ороговиковании и гидротермальном изменении. В северной экзоконтактовой зоне встречаются осветленные породы с вкрапленниками и линзочками халькопирита. Породы интрузии состоят из плагиоклаза (№ 26—40), кварца, калиевого полешпата, роговой обманки и реже биотита.

Анализ искусственных шлихов гранодиорит-порфиров выявляет резкое преобладание в комплексе акцессорных минералов апатита, которому подчинены циркон и сфен. Апатит представлен мелкими короткопризматическими и тонкими иглообразными бесцветными кристаллами. Микроскопическое изучение шлифов показывает, что последняя разность апатита располагается в пороодообразующих минералах. Циркон образует бесцветные мелкие дипирамидальные кристаллы. Сфен встречается в мелких изометричных желтоватых зернах.

Спектральным анализом в этих породах установлено наличие ванадия, меди, циркония, галлия, бериллия, бария, никеля, редко хрома и иттербия.

Плагиограниты слагают Ахпатскую интрузию и незначительные выходы южнее и севернее с. Личкадзор. Первая представляет собой суживающееся с северо-востока к юго-западу штокообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. В экзоконтактовой зоне интрузии возникли контактово-метаморфические породы, представленные амфибол-плагиоклазовыми роговиками, плагиоклаз-кварц-серицитовыми, плагиоклаз-кварц-хлорит-карбонатными породами и др.

Породы Ахпатского массива состоят из плагиоклаза, кварца, биотита и калиевого полешпата. В периферических частях его плагиограниты подвержены постмагматическим изменениям и обогащены кварцем и хлоритом. В измененных разностях обычно плагиоклаз представлен альбитом, в то время как в свежих плагиогранитах он отвечает альбит-олигоклазу и олигоклазу. Это объясняется тем, что окварцевание пород сопровождалось альбитизацией плагиоклаза. Интересно, что в процессе окварцевания плагиогранитов возникли микропегматиты путем замещения плагиоклаза кварцем. Нередки случаи, когда от первоначального плагиоклаза остаются скелетообразные реликты с крайне неправильными контурами разъедания.

Плагиограниты Личкадзорских выходов отличаются от аналогичных пород Ахпатской интрузии более крупными размерами составляющих компонентов. По количественным соотношениям минералов и составу плагиоклазов они весьма сходны с среднезернистыми плагиогранитами Ахпатской интрузии.

Тяжелая фракция искусственных шлихов плагиогранитов состоит из циркона, апатита и сфена. Среди акцессорных минералов циркон преобладает над апатитом, которому резко подчинен сфен. Количественное соотношение акцессорных минералов в плагиогранитах иное, чем в остальных

ных петрографических типах. Циркон представлен весьма мелкими светло-бурыми и красноватыми кристаллами бипирамидальной формы, со слабо развитой призмой, а также изометричными бипирамидальными кристаллами желтого цвета более мелких размеров. Апатит выражен короткопризматическими и удлиненными кристаллами. Сфен образует мелкие изометричные желтые зерна.

Для плагиогранитов характерно присутствие во всех пробах ванадия, меди, циркония, галлия и бериллия, в преобладающих пробах — иттербия и иттрия. Для них редкими являются цинк, молибден, барий, олово, свинец, скандий и стронций.

Плагиогранит-порфиры слагают Лалварскую интрузию и небольшой выход у с. Цахкашат. Первая вытянута в северо-восточном направлении, причем с северо-востока к юго-западу резко суживается и огибается к югу. Центральные и глубоко эродированные части интрузии сложены из серо-розовых плагиогранит-порфиров, состоящих из мелкозернистой основной массы и беспорядочно рассеянных в ней вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки. По периферии выхода основная масса пород приобретает почти криптокристаллическое строение и темноватые оттенки, что, возможно, объясняется быстрым застыванием магмы и некоторой ассимиляцией боковых вулканогенных пород среднего состава.

Плагиогранит-порфиры у с. Цахкашат имеют штокообразную форму. Судя по пространственному расположению они прорывают кварцевые диориты Цахкашатского массива.

Породы обеих интрузий сходны между собой. Они состоят из плагиоклаза, кварца и иногда роговой обманки. Плагиоклаз альбитизирован, в силу чего его состав колеблется в широких пределах — от кислого андезина вплоть до альбита.

Тяжелая фракция искусственного шлиха плагиогранит-порфиров состоит из циркона, апатита, сфена и барита. Циркон преобладает над апатитом, а содержание сфена незначительное. Циркон представлен мелкими дипирамидальными буровато-желтыми кристаллами. Апатит выражен мелкими короткопризматическими кристаллами с хорошо развитой призмой, увенчанной пинаклом.

Результаты спектрального анализа плагиогранит-порфиров показывают, что для них характерно присутствие во всех пробах ванадия, меди, циркония, галлия, бария и иттербия. В них установлены также свинец, скандий, стронций, бериллий, никель.

Розовые граниты развиты в виде небольших выходов по юго-восточной периферии Чочканской и по северной периферии Банушской интрузий. Вытянутость большинства выходов совпадает с простираанием Банушского массива. Центральная часть выходов сложена среднезернистыми разностями, сменяющимися по периферии мелкозернистыми, что также подтверждает их самостоятельность. Эти породы являются лейкократовыми розовыми разностями, состоящими из калиевого полешпата, кварца, плагиоклаза (№ 5—17) и редко биотита. По многочисленным измерениям калиевый полешпат принадлежит к микроклину, редко ортоклазу.

Для гранитов типоморфным акцессорным минералом является циркон. Содержание апатита в тяжелой фракции незначительное. Сфен не обнаружен.¹ Циркон составляет 98% тяжелой фракции и представлен двумя разностями, одна из которых образует мелкие светло-желтые дипирамидальные кристаллы, а другая — еще более мелкие бесцветные дипирамидальные кристаллы, иногда со слабо развитой призмой.

Результаты спектрального анализа показывают, что для гранитов характерно наличие во всех пробах ванадия, меди, циркония и галлия. В большинстве проб обнаружены свинец и олово. Для пород редкими являются молибден, барий, бериллий, цинк, иттрий, иттербий и серебро.

Кварцевые альбитофиры образуют пластообразные залежи, дайкообразные и штокообразные тела, вытянутые в северо-восточном и близширотном направлениях. Наиболее крупным из них является Джилизинское, впервые установленное нами.

Джилизинские кварцевые альбитофиры обнажаются непосредственно к югу от одноименного селения и распространяются до р. Бануш. Они имеют извилистые контуры и образуют крупное штокообразное тело с некоторой вытянутостью в северо-восточном направлении. Занимаемая ими площадь — примерно 9—10 кв. км. Небольшой выход кварцсодержащих альбитофиров оконтурен нами также по правому притоку р. Болнис.

Кварцевые альбитофиры прорывают и изменяют все отделы юры, но главная масса их размещается в верхнеюрских отложениях.

Главными минералами этих пород являются плагиоклаз (средний состав отвечает № 6) и кварц. Акцессорные минералы представлены единичными зернами магнетита, апатита и циркона. Содержание обоих главных минералов варьирует в широких пределах, причем при понижении количества кварца, породы постепенно переходят в кварцсодержащие альбитофиры. Кварцевых порфиров, указываемых в литературе некоторыми исследователями, среди описываемых пород не встречается.

Ранние альбитофировые породы отличаются от поздних: 1) пониженным содержанием кварца, нередко доходящим до незначительного; 2) меньшим содержанием анортитовой части плагиоклаза; 3) большей кристалличностью основной массы; 4) отсутствием сферолитов альбита; 5) отсутствием циркона среди акцессорных минералов; 6) отсутствием микропегматитовой структуры.

По химизму ранние и поздние кварцевые альбитофиры близки, только главная масса поздних пород отличается повышенным содержанием кремнезема.

Спектральным анализом в описываемых породах установлены медь, цирконий, галлий, ванадий, барий, редко молибден, бериллий, цинк, свинец, олово и иттербий.

Интрузивные породы Алавердского района обнаруживают некоторые общие петрохимические признаки. Все они, за редкими исключениями, обладают отчетливо выраженным натриевым обликом и принадлежат к породам, пересыщенным глиноземом. Сравнительно со средними типами по Дэли они отличаются повышенным содержанием кремнезема, но по-

ниженным содержанием щелочей. Гранитоиды характеризуются малым содержанием калиевого полешпата. Особенно гранодиорит-порфиры и гранодиориты отличаются либо полным отсутствием, либо незначительным содержанием калиевого полешпата и потому лучше их называть плагио-гранодиоритами и плагиогранодиорит-порфирами.

Для всех гранитоидов района характерно присутствие в комплексе аксессуарных минералов циркона, апатита и часто сфена. Все они содержат ванадий, медь, цирконий, галлий, барий, иттербий.

Приведенные общие признаки интрузивных пород позволяют рассматривать их как продукты одного магматического очага. Все разнообразие пород объясняется как дифференциацией магмы, так и процессами ассимиляции и гибридизма.

Ереванский Государственный
университет

Поступила 2.11. 1960.

II. Ի. ԲԱԼԱՍԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԱՎԱՎԵՐԴՈՒ ՇՐՋԱՆԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱՅԻ ՇՈՒՐՋՐ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Նշված շրջանի ինտրուզիվ ապարներն առաջացնում են հյուսիս-արևմրտյան տարածման լայն գոտի, որի առանձին ինտրուզիվ մարմինները ձրդված են հյուսիս-արևելյան ուղղությամբ:

Երկրաբանական հանույթի ժամանակ հեղինակի կողմից հայտնաբերվել են մի քանի նոր ինտրուզիաներ, որոնք ներկայացված են դաբրոներով, կվարցալին գաբրոդիորիտներով, դիորիտներով, պլագիոգրանիտներով և պլագիոգրանիտ-պորֆիրներով:

Դաշտային դիտարկումները ցույց են տվել, որ Բանուշի ինտրուզիայի ալն մասը, որը տեղադրված է Բանուշ գետի և Շուլավեր գետի աջ վտակի միջև, ներկայացված է կվարցալին ալբիտոֆիրներով: Դա հանդիսանում է շրջանի կվարցալին ալբիտոֆիրների ամենամեծ մարմինը, որն ունի շտոկանման ձև:

Շրջանի ինտրուզիվ ապարների հասակը որոշվում է որպես մեզոզոյան: Հավանաբար հետէոցենյան հասակ ունի միայն այն փոքրիկ ինտրուզիան, որը տեղադրված է Լավարի գագաթից դեպի հարավ-արևելք:

Ինտրուզիվ ապարների դիսավոր տարբերակները ներկայացված են գաբրոներով, կվարցալին գաբրոդիորիտներով, դիորիտներով, կվարցալին դիորիտներով, կվարցալին դիորիտ-պորֆիրիտներով, գրանոդիորիտներով, գրանոդիորիտ-պորֆիրներով, պլագիոգրանիտներով, պլագիոգրանիտ-պորֆիրներով, վարդագույն գրանիտներով և կվարցալին ալբիտոֆիրներով:

Կվարցալին ալբիտոֆիրների գերակշռող մասը առաջացել է ինտրուզիվ ապարներից հետո և միայն մի չնչին մասը՝ մինչև ինտրուզիաների ներդրումը:

նկատվում են որոշ տարրերու թյուններ հին և նոր ալքիտոֆիրների բաղադրության միջև: Ենթադրվում է, որ հին ալքիտոֆիրների ելքերը ծածկված են վերին յուրայի նստվածքներով շրջանի հյուսիս-արևելյան մասում:

Պլազիոգրանիտները կտրում են կվարցային դիորիտներին, իսկ գրանիտները՝ գրանոդիորիտներին և կվարցային դիորիտներին: Մի շարք անուղղակի տվյալների համաձայն, հիմքային ապարները համարվում են ամենահին առաջացումները: Կվարցային դիորիտ-պորֆիրիտները, գրանոդիորիտ-պորֆիրները և պլազիոգրանիտ-պորֆիրները բազմաթիվ հատկանիշներով նման են լրացուցիչ ինտրուզիաներին և ներդրվել են իրենց համապատասխան գլխավոր ինտրուզիվ ֆազիայի ապարներից հետո:

Մինչև այժմ ստացված տվյալները թույլ են տալիս առանձնացնել հետևյալ վեց ֆազի ինտրուզիվ ներդրումները՝ 1) րարրոներ, կվարցային գարրոդիորիտներ, 2) դիորիտներ, կվարցային դիորիտներ, կվարցային դիորիտ-պորֆիրիտներ, 3) գրանոդիորիտներ, գրանոդիորիտ-պորֆիրներ, 4) պլազիոգրանիտներ, պլազիոգրանիտ-պորֆիրներ, 5) վարդագույն գրանիտներ, 6) կվարցային ալքիտոֆիրներ:

Ալավերդու շրջանի ինտրուզիվ ապարներն օժտված են մի շարք ընդհանուր պետրոքիմիական առանձնահատկություններով: Մոփորաբար նրանք հանդիսանում են կալահողով գերհագեցած ապարներ և ունեն ցայտուն արտահայտված նատրիումային բնույթ:

Միջին տիպի ապարներից տարրերվում են սիլիկահողի մեծ պարունակությամբ, բայց ալկալիների քիչ քանակով: Գրանիտոիդները բնութագրվում են կալիումի դաշտային շպատի փոքր պարունակությամբ: Հատկապես գրանոդիորիտ-պորֆիրները և գրանոդիորիտները պարունակում են այնքան քիչ կալիումի դաշտային շպատ, որ նրանց ճիշտ կլինեն անվանել պլազիոգրանոդիորիտներ: Գրանիտոիդների համար բնորոշ է միևնույն ուղեկից միներալների կոմպլեքսը՝ ցիրկոն, ապատիտ, հաճախ սֆեն: Բոլոր տարրերակներում սպեկտրալ անալիզով հայտնաբերված է վանադիում, պղինձ, ցիրկոնիում, գալիում, բարիում և իտտերբիում:

Ինտրուզիվ ապարների նշված ընդհանուր հատկանիշները թույլ են տալիս ենթադրելու, որ նրանք առաջացել են միևնույն մագմատիկ օջախից:

Ապարների բաղադրանությունը բացատրվում է ինչպես մագմայի դիֆերենցիացիայով, այնպես էլ առիմիլյացիայի ու հիբրիդիզմի պրոցեսներով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1949.
2. Баласанян С. И. К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района. ДАН АрмССР, № 2, 1956.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
4. Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР. Интрузивы Закавказья. Тр. ГГУ, вып. 3, 1941.
5. Додин А. Л. Геологическое строение Алавердско-Салахлинского района. Тр. ВНИИМС, вып. 88, 1936.
6. Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.

А. С. ФАРАМАЗЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕНИЯ В РУДАХ КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последнее время в литературе появляется все больше статей, где приводятся сведения о закономерностях распределения рения в молибденитах и некоторых других сульфидах в различных типах месторождений [4, 11]. В связи с этим автор считает необходимым опубликовать накопленный большой фактический материал, освещающий некоторые черты геохимии рения на Каджаранском медно-молибденовом месторождении.

При исследовании мы пользовались в основном мономинеральными пробами молибденита и некоторых других сульфидов, отобранными с помощью бинокулярного микроскопа и лабораторной флотацией руд с получением различных продуктов. Кроме того, для сравнения данных по мономинеральным пробам исследовались также молибденовые концентраты Каджаранского медно-молибденового комбината. Во всех пробах параллельно с определением содержания рения определялись также основные компоненты (Mo, Cu, Fe, S). Необходимость определения последних вызывается тем, что, как правило, отбор достаточно чистых мономинеральных проб не представляется возможным из-за тесных срастаний различных минералов между собой. После определения основных компонентов проба пересчитывалась на теоретический состав минерала-носителя. Обычно в анализируемых мономинеральных пробах количество молибденита составляло 98—100%, халькопирита — 90—95%, сростшихся с кварцем. Кроме того, из порошков проб и концентратов изготовлялись полированные шлифы, данные исследования которых также учитывались наряду с химическими и спектральными анализами.

Определение рения производилось колориметрически по окраске его роданидного комплекса с предварительным отделением молибдена нитратом одновалентной ртути или аскорбиновой кислотой [12]. Чувствительность метода 0,10 γ/мл, точность $\pm 10\%$. При анализах бедных рением проб применялся метод больших навесок*.

Геологическое строение Каджаранского медно-молибденового месторождения

Каджаранское медно-молибденовое месторождение расположено в южной части Армянской ССР. В геологическом строении месторождения

* Все химические анализы по определению рения были произведены в химической лаборатории редких элементов ИГН АН Армянской ССР химиками-аналитиками Л. Г. Мушегян и Н. А. Элиазян под руководством проф. В. М. Тараян.

принимают участие вулканогенно-осадочные породы нижнего эоцена и прорывающие их гранитоиды — монцониты и порфировидные гранодиориты Мегринского плутона. Контакт между гранодиоритами и монцонитами представлен региональным Дебаклинским разломом, являющимся основной контролирующей структурой Каджаранского и других месторождений района [8].

Промышленное оруденение приурочено исключительно к породам монцонитового ряда. Кроме отмеченных выше пород, в строении месторождения широкое развитие имеют жильные породы, возраст которых до-рудный.

Морфологически оруденение представлено, главным образом, прожилково-вкрапленным типом руд, подчиненное значение имеет жильный тип. Первый представлен густой сетью маломощных (до 1—2 см) кварцево-сульфидных прожилков, обычно приуроченных к зонам сильно гидротермально измененных (окварцованных, серицитизированных) вмещающих монцонитов. Жильный тип представлен мощными (до 4—5 м и более) жилами, в основном кварц-молибденитового состава с весьма богатым содержанием в них молибдена.

Детальное изучение показало, что формирование руд месторождения происходило в ряд стадий минерализации, широкое развитие которых наблюдается на Центральном участке месторождения [5]. Промышленную ценность представляют кварц-молибденитовая, кварц-халькопирит-молибденитовая и кварц-халькопиритовая стадии минерализации, отложение которых происходило в указанной последовательности. Совместно с жильным, прожилково-вкрапленное оруденение образует своеобразный тип медно-молибденовых руд, относимых к высоко-среднетемпературным образованиям умеренных глубин [6]. Промышленные минералы руд — молибденит и халькопирит — встречаются в том или ином количестве почти во всех рудоносных стадиях минерализации.

Распределение рения исследовалось, в основном, в молибденитах. Последний на месторождении является широко распространенным минералом и наблюдается в виде крупных выделений пластинчатых агрегатов, состоящих из отдельных зерен величиной от 0,01 до 1—2 мм, реже в виде крупных вытянутых пластинок или боченовидных кристаллов размерами в 2—3 см. Крупночешуйчатые разности обычно распространены в мощных кварцевых жилах, хотя нередко встречаются и в прожилковых рудах, часто заполняя прожилки от стенки до стенки. В жилах или прожилках незатронутых поздними тектоническими подвижками пластинки молибденита, как правило, располагаются перпендикулярно зальбандам. Наиболее характерными минералами, ассоциирующими с молибденитом являются кварц, халькопирит и реже — пирит.

Возрастные взаимоотношения молибденита с другими сопровождающими сульфидами во всех стадиях минерализации указывают на более раннее его выделение из гидротермальных растворов. Обычно молибденит выпадает после пирита, но раньше других сульфидов (халькопирита, сфалерита, галенита и др.).

Приближенный подсчет баланса молибдена в смешанных рудах месторождения показал, что около 70% молибдена приходится на кварц-молибденитовую стадию минерализации, 15% на кварц-халькопирит-молибденитовую и 15% на прочие стадии минерализации с преимущественным развитием (до 10%) в кварц-халькопиритовую стадию минерализации.

Рений в молибденитах месторождения

С целью изучения закономерностей распределения рения в молибденитах месторождения, мономинеральные пробы отбирались из разных участков, горизонтов и образований различных стадий минерализации. Результаты химических анализов по содержанию рения в молибденитах, пересчитанные на молекулярное количество MoS_2 ($\text{Mo}=60\%$, $\text{S}=40\%$), приведены в табл. 1, по данным которой были рассчитаны средние содержания

Таблица 1

Результаты определения рения в молибденидах Каджаранского месторождения

Стадии минерализации, тип оруденения, величина зерен молибденита* и место взятия образца	Содержание $\text{Re} \cdot 10^{-2} \%$	Отноше- ние Mo : Re
1	2	3
I. Кварц-магнетитовая, жильный тип		
Мелкочешуйчатый, карьер, уступ 20	2,6	2300:1
Мелкочешуйчатый, участок Кармир-кар	3,0	2000:1
II. Кварц-полевошпатовая, прожилковый тип		
Крупночешуйчатый, участок Давачи, шт. 41	3,4	1750:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	4,3	1390:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	3,6	1660:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	4,1	1460:1
III. Кварц-молибденитовая		
A. Жильный тип		
Крупночешуйчатый (жила 5), шт. 32, вост. фланг	3,5	1710:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	4,2	1420:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	3,3	1820:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	2,7	2220:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	2,8	2140:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	3,6	1660:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	3,2	1870:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	4,7	1270:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	3,0	2000:1
" " " " " " " " " " " " " " " " " " " "	4,9	1220:1

* Разделение молибденитов по размерам зерен произведено в следующих порядках величин: крупночешуйчатые с размерами более 3—4 м.м, мелкочешуйчатые — менее 1 м.м и среднечешуйчатые — в пределах 1—3 м.м.

Продолжение табл. 1

1	2	3
Б. Прожилковый тип		
Крупночешуйчатый карьер, уступ 35	4,7	1270:1
•	3,7	1620:1
• шт. 1, штр. 2	2,9	2060:1
• карьер, уступ 20	3,9	1530:1
• шт. 36	4,9	1220:1
• шт. 38	3,3	1820:1
•	3,3	1820:1
• шт. Капитальная	3,1	1930:1
•	2,7	2220:1
•	4,2	1420:1
•	3,1	1930:1
Среднечешуйчатый, шт. 1, штр. 2	2,6	2300:1
• шт. 1, штр. 14	3,3	1820:1
• шт. 1, штр. 7	3,1	1930:1
• шт. 32	3,0	2000:1
•	3,8	1570:1
• шт. 36	4,2	1420:1
•	3,2	1870:1
• участок Кармир-кар	3,3	1820:1
Мелкочешуйчатый, карьер, уступ 35	2,1	2860:1
• уступ 20	2,0	3000:1
• шт. 1, Обх. штрек	1,9	3150:1
• Пром. штрек	2,9	2060:1
• шт. 38, штр. 4	2,2	2720:1
• рас. 1	2,1	2860:1
•	2,4	2500:1
• шт. 36, штр. Б	2,2	2720:1
• штр. А	2,0	3000:1
IV. Кварц-халькопирит-молибденитовая (прожилковый тип)		
Крупночешуйчатый, карьер, уступ 20	16,1	370:1
•	12,4	480:1
•	10,9	550:1
• шт. 36, рас. 2	11,5	520:1
Среднечешуйчатый, шт. 1, штр. 7	7,4	810:1
• карьер, уступ 35	8,9	670:1
• шт. 1, штр. 2	4,2	1420:1
• шт. 32, штр. 1	4,2	1420:1
• шт. 36, штр. А	6,5	920:1
• шт. 38, штр. 4	6,3	950:1
Мелкочешуйчатый, карьер, уступ 20	3,3	1820:1
• шт. 1, штр. 2	3,6	1660:1
• Пром. штрек	3,0	2000:1
• шт. 38	4,2	1420:1
VI. Кварц-халькопиритовая (прожилковый тип)		
Мелкочешуйчатый, карьер, уступ 20	3,2	1870:1
•	2,7	2220:1
• шт. 1, штр. 2	3,0	2000:1
• шт. Капитальная	2,2	2720:1
VI Кварц-пиритовая (прожилковый тип)		
Крупночешуйчатый, карьер, уступ 20	• 7	1620:1
Среднечешуйчатый, карьер, уступ 20	• 1	1930:1
Мелкочешуйчатый, шт. 38, штр. 5	• 0	2000:1

Продолжение табл. 1

1	2	3
Молибденовые концентраты		
Среднесменные (три пробы)	3,16	1890 : 1
Среднесуточные (три пробы)	3,00	2000 : 1
Среднедекадные (три пробы)	3,27	1830 : 1
Среднемесячные (три пробы)	3,30	1660 : 1

рения по стадиям минерализации с выделением в них молибденитов различной крупности зерен (табл. 2 и фиг. 1а).

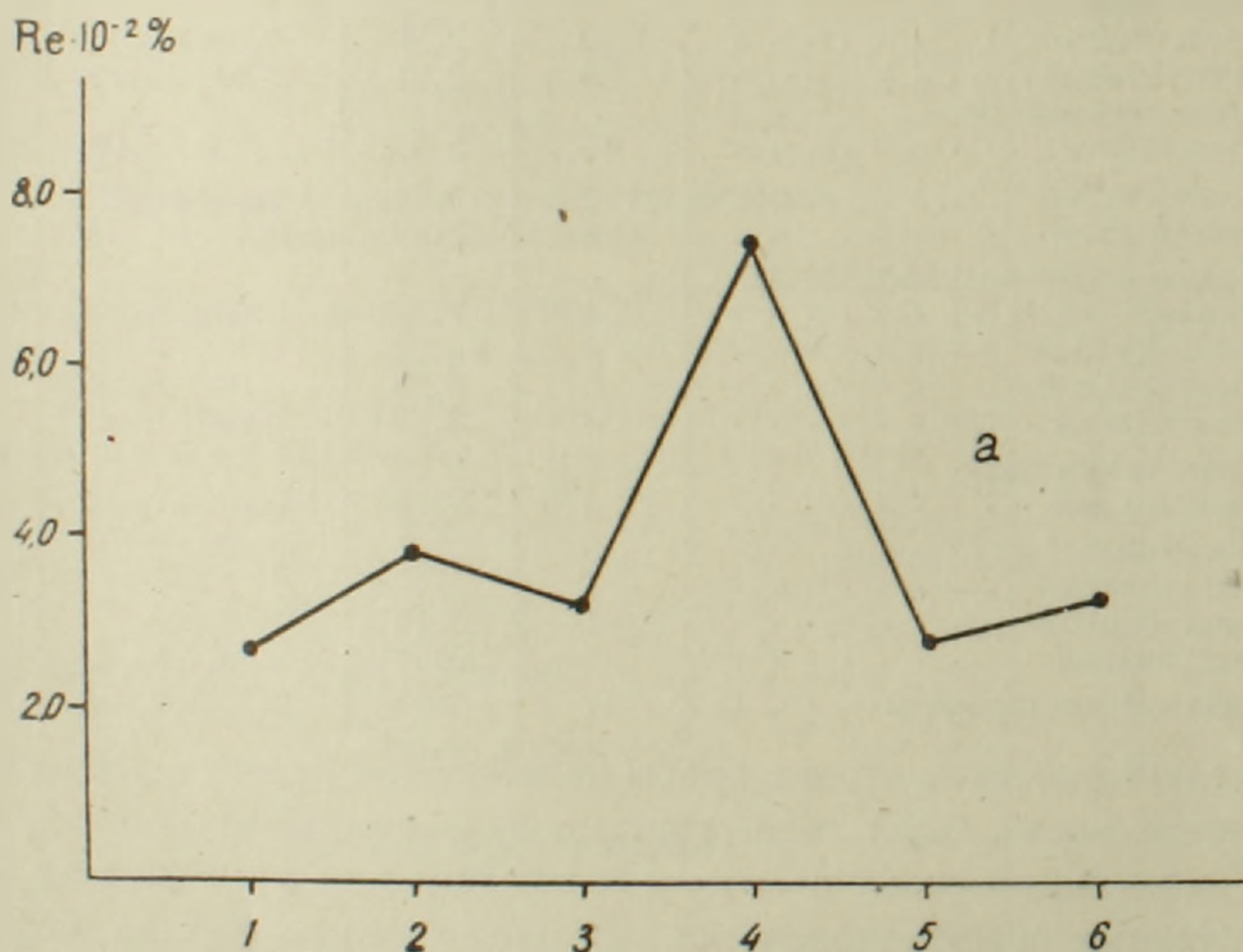
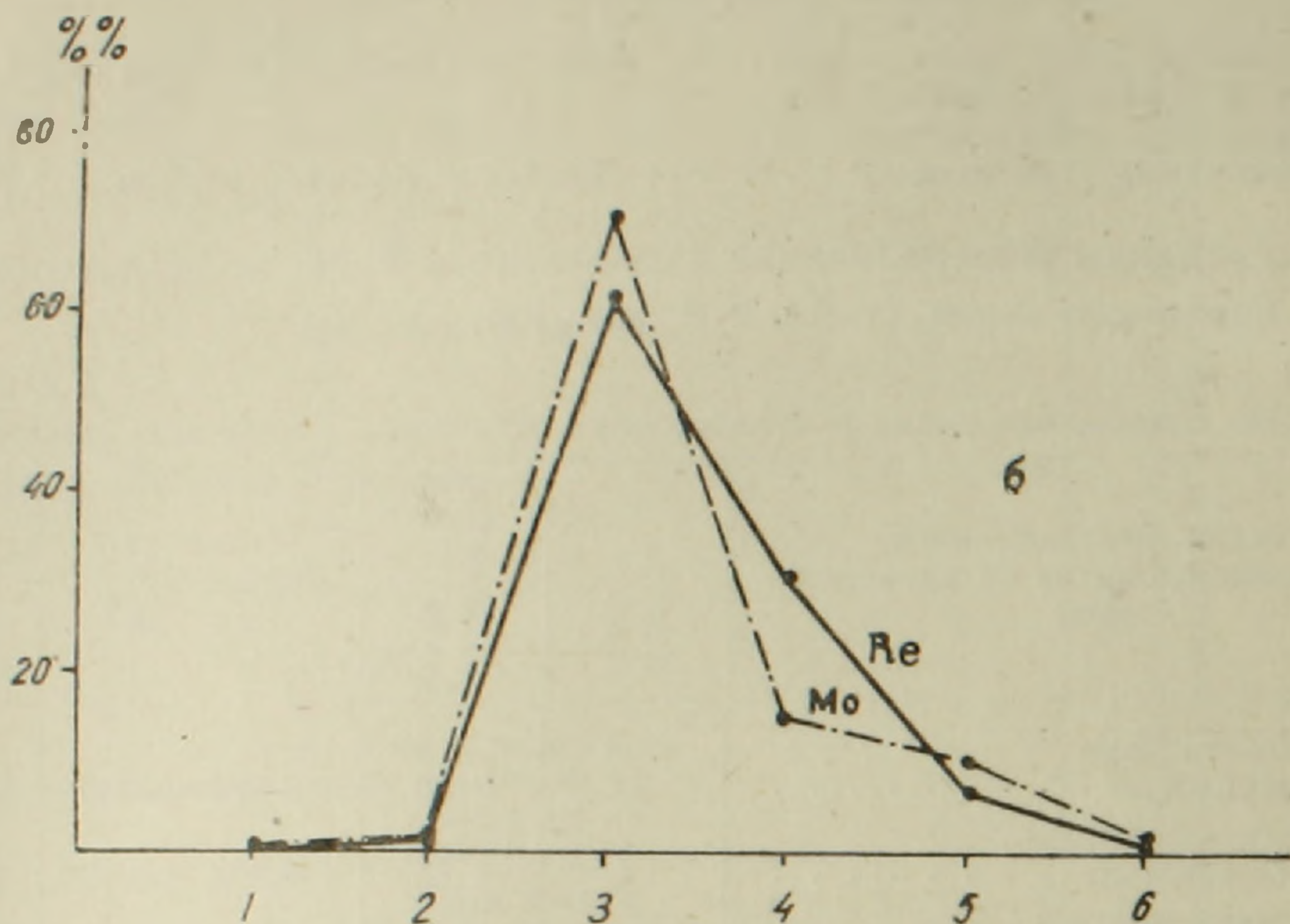
Таблица 2

Средние содержания рения в молибденитах различных стадий минерализации

Стадия минерализации и типы молибденитов по размерам зерен	Колич. анал.	Содержан. Re. $10^{-2}\%$	Колеб. со- держ. ($\%$ от до)	Отношение Mo : Re (среднее)
Кварц-магнетитовая Мелкочешуйчатый	2	2,80	0,026—0,030	2140:1
Кварц-полевошпатовая Крупночешуйчатый	4	3,85	0,034—0,043	1560:1
Кварц-молибденитовая А. Жильный тип				
Крупночешуйчатый	10	3,59	0,027—0,049	1670:1
Среднечешуйчатый	38	3,21	0,019—0,049	1870:1
Б. Прожилковый тип				
Крупночешуйчатый	11	3,62	0,026—0,049	1650:1
Среднечешуйчатый	8	3,44	0,026—0,042	1740:1
Мелкочешуйчатый	9	2,20	0,019—0,029	2720:1
Кварц-халькопирит-молибденитовая Прожилковый тип (ср.)	14	7,39	0,030—0,161	810:1
Крупночешуйчатый	4	12,72	0,161—0,109	470:1
Среднечешуйчатый	6	6,25	0,042—0,089	960:1
Мелкочешуйчатый	4	3,52	0,030—0,042	1700:1
Кварц-халькопиритовая Мелкочешуйчатый	4	2,78	0,022—0,032	2160:1
Кварц-пиритовая (ср.)	3	3,27	0,030—0,037	1830:1
Крупночешуйчатый	1	3,70	0,037	1620:1
Среднечешуйчатый	1	3,10	0,031	1930:1
Мелкочешуйчатый	1	3,00	0,030	2000:1
Молибденовые концентраты	12	3,18	0,030—0,033	1840:1

Следует отметить, что все пробы молибденита, наряду с определением содержания рения, были подвергнуты полуколичественному спектральному, а также химическому анализам с определением в них Se и Te, не обнаруживаемых спектроскопически. В спектральном составе различных молибденитов никакой закономерности, связанной с содержанием рения не отмечалось. В отношении взаимосвязи содержаний Re и Se было установлено, что с повышением содержания одного из них повышается также содержание другого, т. е. между их содержаниями намечается прямо пропорциональная зависимость (см. фиг. 2). Возможно это обусловлено геохимической общностью поведения Re и Se в условиях гидротермального процесса. Эта общность заключается в том, что время выноса максималь-

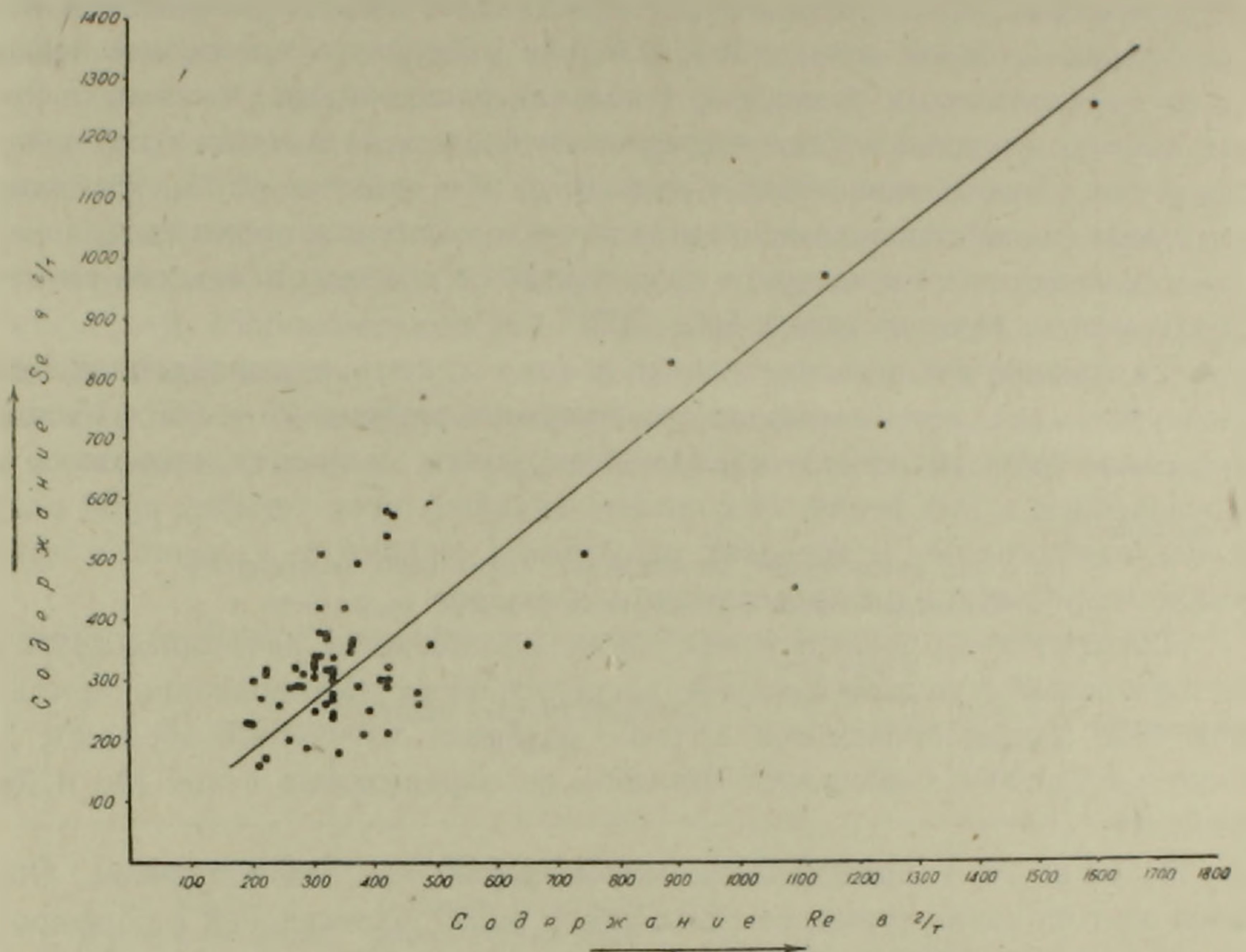
ных концентраций Re и Se из магматического очага совпадает или же изоморфное замещение одного из них, например серы (S^{2-}) селеном (Se^{2-}) благоприятствует замещению другого — соответственно молибдена (Mo^{4+}) рением (Re^{4+}).



Фиг. 1. а — Диаграмма изменения содержания рения в молибденитах по стадиям минерализации, б — диаграмма распределения Mo и Re по стадиям минерализации. Ось абсцисс — стадии минерализации: 1 — кварц-магнетитовая, 2 — кварц-полевошпатовая, 3 — кварц-молибденитовая, 4 — кварц-халькопирит-молибденитовая, 5 — кварц-халькопиритовая, 6 — кварц-пиритовая.

В связи с этим небезынтересно отметить, что, согласно И. и В. Нодак [10], некоторые селениды (клаусталит, берцелианит) обнаруживают

значительные содержания рения, в десятки раз превышающие таковые в соответствующих сульфидах (галенит, халькозин), а в некоторых случаях достигающие содержания рения в молибденитах.



Фиг. 2. График „зависимости“ между содержаниями рения и селена в молибденитах (построен на основании химических анализов 80 мономинеральных проб).

В таблице 3 приведен расчет распределения количества рения, приходящегося на каждую из промышленных стадий минерализации. Здесь же выведено среднее содержание рения в молибденитах в целом. Последнее сравнивается с содержанием рения в молибденовых концентратах фабрики.

Таблица 3

Распределение рения в рудах по стадиям минерализации

Стадии минерализации	Распределение молибденита по стадиям	Среднее содержание Re (‰‰)	Распределение рения по стадиям (‰‰)
Кварц-молибденовая	70	0.0321	61.2
Кварц-халькопирит-молибденитовая . .	15	0.0739	30.2
Кварц-халькопиритовая и пр.	15	0.0278	8.6
Итого (в руде)	100	0.0367	100
Молибденовый концентрат фабрики . .	—	0.0318	—

При сравнении средних содержаний рения в мономинеральных пробах (0,0367%) с данными содержаний в молибденовых концентратах (0,0318%) заметно, что в последних содержание рения несколько ниже. Это, очевидно, объясняется методической ошибкой, обусловленной неправильным отбором проб, ибо последние отбирались преимущественно из крупночешуйчатых разностей, тогда как распространенность их в рудах намного уступает мелко- и среднечешуйчатым разностям, а содержание рения в них обычно выше. Кроме того, нам кажется, что на фабрике при сушке молибденового концентрата происходит некоторая потеря рения, так как сушка концентрата производится в подовых печах, где температура у пода печи достигает 500—600°*.

С целью изучения распределения рения в кристалле молибденита, были изучены два боченовидных кристалла размерами 25 × 25 × 15 мм. Последние были распилены параллельно граням и проанализированы с определением в них рения. Результаты анализов всех четырех проб оказались одинаковыми в пределах допустимой ошибки, т. е. рений в кристалле молибденита распределяется равномерно.

Для сравнения были изучены также молибдениты некоторых других месторождений и рудопроявлений, расположенных на территории Армянской ССР. Ниже приводится краткое описание изученных образцов, а также результаты химических анализов по определению в них Mo и Re (табл. 4).

Проба № 1 представлена мономинеральным молибденитом. Образец взят из кварц-турмалин-сульфидной жилы, залегающей в порфировидных гранодиоритах Мегринского плутона. Жильные минералы, кварц и турмалин, ассоциируют с пиритом, халькопиритом и мелкочешуйчатым молибденитом. Судя по характеру ассоциирующих минералов и их взаимоотношениям, рудоотложение происходило при высоких температурах.

Проба № 2 представлена мономинеральным крупночешуйчатым молибденитом. Образец взят из кварц-борнит-молибденитовой жилы, залегающей в порфировидных гранодиоритах Мегринского плутона. В ассоциации с крупночешуйчатым молибденитом отмечаются магнетит и борнит. Последний характеризуется типичной решетчатой структурой распада твердого раствора халькопирита. Количественные соотношения распавшегося халькопирита с борнитом, а также минералогический состав жилы позволяют предполагать, что рудоотложение происходило при температуре порядка 300—350°.

Проба № 3 представлена крупночешуйчатым молибденитом. Образец взят из пегматитовой жилы Калерского месторождения. Молибденит здесь представлен чрезвычайно крупными кристаллами (до 6—8 см), заполняющими интерстиции кварца [8]. В ассоциации с молибденитом из рудных минералов отмечаются халькопирит, пирит, сфалерит, галенит,

* Опытами было установлено, что при двухчасовом прокаливании молибденита при температуре 300° потери рения составили около 10%, а при температуре прокаливания, равной 500°, потери рения составили около 85%.

теллуrowисмутит и теллуриды Au, Ag, Pb; из нерудных — К-шпат, апатит, дымчатый, молочно-белый, халцедоновидный кварц и карбонаты.

Пробы №№ 4, 5, 6, 7 и 8 представлены рудой, бедной молибденовыми концентратами и мономинеральным молибденитом, образцы которой взяты из месторождения «А». Территориально месторождение приурочено к зоне полиметаллических месторождений, расположенных, в отличие от описанных выше, далеко за пределами Мегринского плутона. По данным Н. С. Хачатряна и Б. Д. Акопян (1959) оруденение на месторождении приурочено к сильно гидротермально измененным гранодиоритам и вулканогенным породам (?). Изменение, в основном, представлено серицитизацией, сопровождающейся вкрапленностью пирита. Молибденит обычно мелкочешуйчатый, в виде тонкой вкрапленности рассеян во вмещающей породе или приурочивается к маломощным кварцевым прожилкам, образуя типичный штокверк. Предварительным исследованием руд

Таблица 4

Результаты химических анализов на содержание Mo и Re в некоторых рудах и молибденитах Армянской ССР

№№ проб	Местонахождение	Краткая характеристика образца	Содержание % %		Отношение Mo:Re	Примечание
			Mo	Re		
1	Среднее течение реки Мюльк в 2-х км от м-ния Джиндара	Мелкочешуйчатый молибденит из кварц-турмалин-сульфидной жилы	58,22	<0,005*	11640:1	
2	.	Крупночешуйчатый молибденит из кварц-борнит-молибденитовой жилы	58,63	0,014	4300:1	
3	Калерское м-ние молибденита	Крупночешуйчатый молибденит из пегматита	57,14	0,08	700:1	
4	М-ние „А“	Штуфной образец с вкрапленностью молибденита	0,52	0,007	74:1	По данным И. Г. Магакьяна (1957)
5	.	Бедный молибденовый концентрат	6,00	0,02	300:1	
6	.	Молибденовый концентрат	12,50	0,255	49:1	
7	.	Молибденовый концентрат	29,00	0,94	31:1	По данным Н. С. Хачатряна и Б. Д. Акопян (1959)
8	.	Молибденит из тяжелой фракции рудного шликера**	58,34	1,88	31:1	

* Ввиду ограниченности количества анализируемой пробы, рений химическим анализом не был обнаружен в нижнем пределе равном 0,0050%. Поэтому содержание рения условно принято < 0,0050%.

** Рудный шликер предоставлен Н. С. Хачатряном.

кроме пирита и молибденита, отмечаются пирротин (?) в тесных срастаниях с халькопиритом. Последние обычно рассеяны в виде пойкилитовых включений в полях пирита. Кроме того, в рудном поле месторождения отмечаются многочисленные рудопроявления с минерализацией сфалерита, галенита и различных сульфосолей.

Из приведенного выше материала можно сделать следующие выводы:

1. В целом молибдениты Каджаранского месторождения характеризуются высокими содержаниями рения. Последние колеблются в пределах одного порядка ($1,9 \cdot 10^{-2} - 1,6 \cdot 10^{-10} \%$). При этом наиболее высокие содержания рения отмечаются в молибденитах кварц-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации, где среднее содержание рения составляет $\sim 0,0739 \%$ при колебаниях от $3,0 \cdot 10^{-20} \%$ до $1,6 \cdot 10^{-10} \%$. Наименьшее содержание ($1,9 \cdot 10^{-20} \%$) отмечается в мелкочешуйчатом молибдените кварц-молибденитовой стадии минерализации.

2. Содержание рения в молибденитах по мере развития гидротермальных процессов в общем постепенно возрастает до средних стадий минерализации, а затем снова падает (см. фиг. 1,6).

3. Более 90% рения, заключенного в молибденитах месторождения, гидротермальными растворами выносится в кварц-молибденитовую и кварц-халькопирит-молибденитовую стадии минерализации.

4. Как правило, крупночешуйчатые разности молибденита характеризуются более высокими содержаниями рения, чем мелкочешуйчатые.

5. В молибденитах между содержанием рения и селена наблюдается прямая «зависимость».

6. Распределение рения в кристаллических индивидах молибденита — равномерное.

7. Молибдениты «высокотемпературных» жил, генетически связанные с Мегринским плутоном, характеризуются значительно более низкими содержаниями рения, чем молибдениты Каджаранского месторождения*. Самыми высокими содержаниями рения характеризуются молибдениты, по-видимому, наиболее «низкотемпературного» месторождения «А», где содержание рения в молибдените достигает целых процентов.

Рений в других сульфидах и продуктах флотации руд

В отношении других минералов — носителей рения в рудах месторождения — высказывались различные мнения. В связи с этим были изучены также другие сульфиды, результаты анализов которых приведены в таблице 5.

* В связи с этим некоторое сомнение вызывает отнесение молибденита из Калерского месторождения к «высокотемпературному» типу. Возможно молибденит здесь выделяется в более низкотемпературную фазу минерализации. Подтверждением такого предположения может служить ассоциация молибденита с золото-теллур-висмут-полиметаллической минерализацией [7].

Таблица 5

Результаты определения Mo и Re в некоторых сульфидах
Каджаранского месторождения

Минералы	Содержание (‰‰)		Отноше- ние Mo:Re	Минералы	Содержание (‰‰)		Отноше- ние Mo:Re
	Mo	Re.			Mo	Re	
Халькопирит	следы	не/обн.	—	Пирит	0,006	не/обн.	—
"	0,11	0,0001	1100:1	"	0,04	0,00005	800:1
"	0,04	0,00005	800:1	"	0,06	0,00005	1200:1
"	0,003	не/обн.	—	Сфалерит	0,004	не/обн.	—
Пирит	следы	не/обн.	—	Галенит	0,001	не/обн.	—

Из таблицы следует, что рений в пределах чувствительности химического анализа, обнаруживается лишь в тех пробах сульфидов, где содержание Mo превышает $10^{-20}\%$. При этом отношение Mo:Re в указанных пробах составляет $n \cdot 10^{-30}\%$ где n колеблется в пределах 0,8—2,0. Согласно произведенным анализам молибденитов (табл. 1), отношение Mo:Re составляет величину одинакового порядка. Последнее позволяет предполагать, что обнаруживаемые незначительные количества рения в сульфидах (халькопирите, пирите) связаны с механической примесью молибденита в проанализированных пробах.

Однако, возможно, незначительная часть рения, так же как и молибдена, рассеяна в указанных сульфидах. При этом, как предполагает В. В. Щербина [14] в отношении посреднической роли селена при замещении серы теллуrom, возможно и молибден, рассеиваясь в халькопирите и пирите способствует рассеянию рения. О существовании определенной связи между содержанием молибдена и рения было отмечено еще на заре изучения геохимии рения [10].

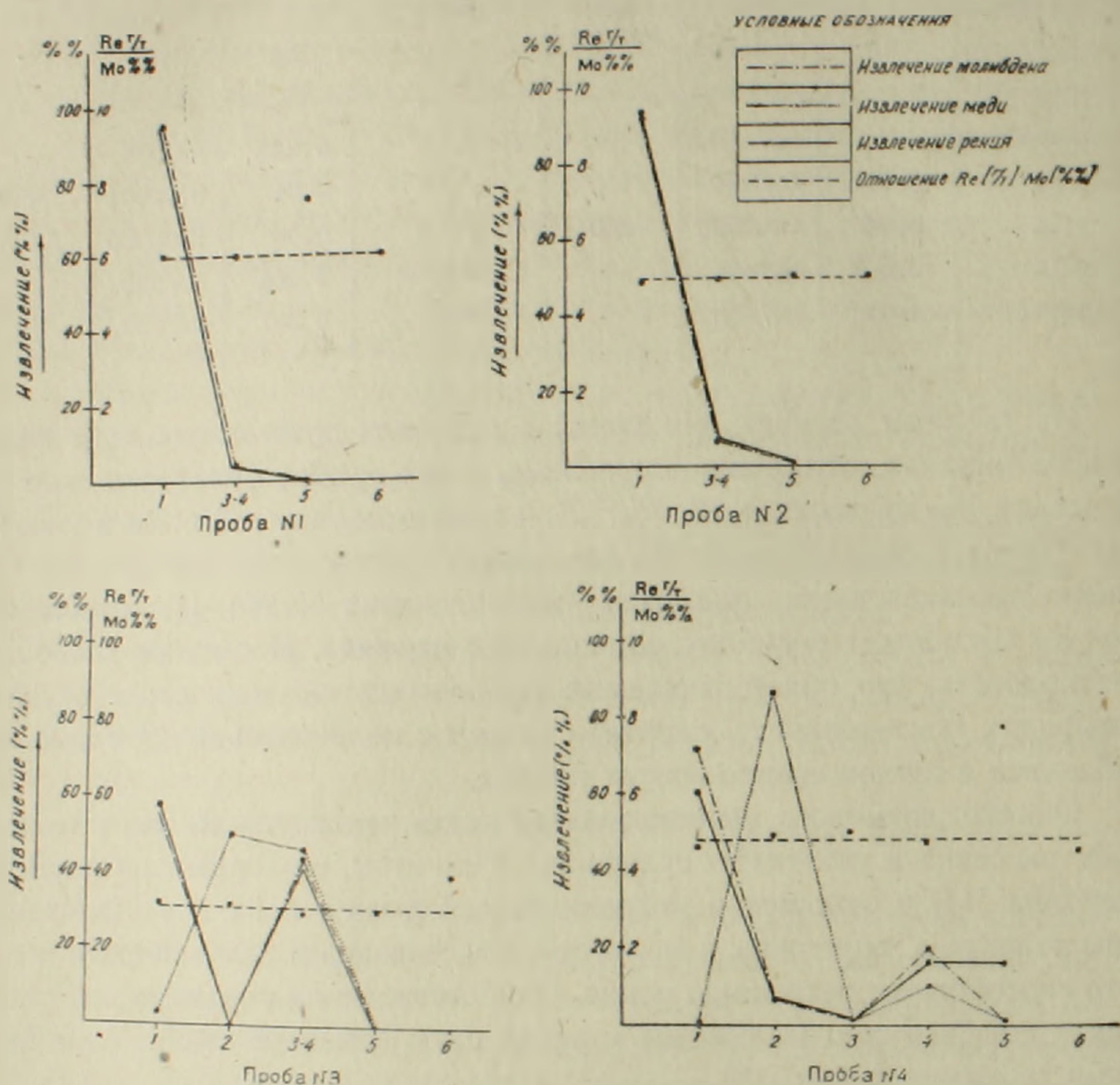
Е. И. Демьяновской («Механобр», 1957) было установлено, что содержание рения в молибденовых концентратах изменяется не пропорционально изменению содержания молибдена*.

В связи с этим были исследованы четыре пробы богатых руд, представляющие разные типы и стадии минерализации. Исследование велось лабораторной флотацией с получением соответствующих продуктов**. В последних химических анализами определялись как основные, так и редкие элементы. Данные анализов пересчитывались с составлением ба-

* Изучение данных Е. И. Демьяновской показало, что относительная ошибка химических анализов при определении рения в отвальных хвостах составляла несколько сот процентов, в связи с чем распределение рения в различных продуктах флотации было сильно искажено.

** Лабораторная флотация проб по просьбе автора произведена в лаборатории обогащения НИГМИ Совнархоза Армянской ССР под руководством канд. тех. наук В. И. Луценко.

ланса в продуктах флотации и исходной пробе*. В результате этой работы построены диаграммы извлечения балансируемых элементов в соответствующие продукты флотации (фиг. 3). Из последней следует, что содержание или количество рения в любом из продуктов флотации прямо



Фиг. 3. Диаграмма распределения Mo (Cu) и Re в продуктах флотации в отношении $Re [г/т]$ к $Mo [wt\%]$ в четырех различных пробах. Оси абсцисс — продукты флотации: 1 — молибденовый концентрат, 2 — медный концентрат, 3 — промежуточный продукт I, 4 — промежуточный продукт II, 5 — хвосты, 6 — исходная руда.

пропорционально содержанию или количеству молибдена, т. е. наблюдается неразрывная связь рения с молибденом. Прямая зависимость содержания рения от молибдена (равно и молибденита) заметна не только из равенства значений извлечения Mo и Re в соответствующие продукты флотации, но и из значений отношений $Re : Mo$. Здесь каждый из образцов

* Недавно появилась статья В. И. Луценко и С. С. Акмаевой, которые на основании аналогичных исследований концентратов некоторых медно-молибденовых месторождений приходят к выводу, что рений в рудах связан исключительно с молибденитом (см. В. И. Луценко и С. С. Акмаева „О балансе распределения рассеянных металлов в продуктах обогащения“, ДАН Армянской ССР, т. XXX, № 2, 1960.

характеризуется определенным отношением $\text{Re} : \text{Mo}$, которое во всех продуктах данного образца остается постоянной величиной.

Поведение рения в зоне окисления

С целью изучения поведения рения в процессах гипергенеза были изучены окисленные руды, повеллит и некоторые другие минералы (лимонит, ярозит). Как в рудах, так и в лимоните и ярозите рений не был обнаружен в пределах чувствительности анализа. Следует отметить, что в ярозите и лимоните во всех случаях отмечается наличие молибдена, по-видимому, в виде механической примеси MoO_3 или его гидроокиси [9].

Для изучения поведения рения в зоне окисления, очевидно, наибольший интерес представляет исследование вторичного минерала молибдена — повеллита. Последний встречается близ поверхности в мощных кварцевых жилах или прожилках, подвергшихся окислительным процессам. Представлен исключительно в виде листоватых псевдоморфоз по первичному крупночешуйчатому молибдениту. Окраска — не постоянная, однако различно окрашенные разности по составу не отличаются. И в шлифах, и макроскопически во внутренних частях листоватых агрегатов обычно отмечаются реликты молибденита. Супергенное происхождение повеллита не вызывает сомнения. Для исследования был произведен фазовый анализ трех проб с различной степенью окисленности молибденита. Пробы отбирались из одного и того же обнажения. Анализ произведен на содержание Mo^{4+} , Mo^{6+} , Re и нерастворимый остаток, затем с помощью обычных пересчетов получены количества молибденита (MoS_2), повеллита (CaMoO_4) и нерастворимого остатка. Результаты анализа (табл. 6) показали, что пути миграции молибдена и рения в зоне окисления, при образовании повеллита, в основном, расходятся, ибо концентрация рения в повеллите, в отличие от первичного молибденита, уменьшается почти в 50—60 раз.

Для изучения путей миграции рения в гипергенных условиях из шт. «Капитальная» (наиболее нижний горизонт рудника) была взята сборная проба рудничной воды объемом 80 литров*. Проба воды была выпарена на водяной бане до сухого остатка. Вес сухого остатка оказался равным, 36,38 г, т. е. минерализованность воды — 454 мг/л. Из большой навески сухого остатка химическим путем были определены Mo и Re (см. табл. 7).

При сравнении отношений Mo и Re в первичной руде и в молибденитах (1800 : 1 — 2000 : 1) с отношением $\text{Mo} : \text{Re}$ в повеллите (100 000 : 1) и рудничной воде (200 : 1) устанавливается, что концентрация рения по отношению к молибдену в повеллите уменьшается более чем в 50 раз, тогда как в рудничной воде повышается в 9—10 раз.

Такое поведение рения в зоне окисления, по-видимому, обусловлено

* Рудничные воды Каджаранского месторождения причисляются к группе нейтральных, слабощелочных с $\text{pH} = 7,8—7,0$; по химизму относятся к гидрокарбонатно-кальциевым водам небольшой минерализации [3].

Таблица 6

Результаты фазового химического анализа повеллита, молибденита и их смеси

Краткая характеристика образца (пробы)	Содержание в ‰ ‰					Сумма в ‰ ‰	Re, в связи с сульфид- ным молибденитом (MoS ₂)		Re, в связи с окислен- ным молибденом (CaMoO ₄)	
	Mo ⁴⁺	Mo ⁶⁺	н./о.	MoS ₂	CaMoO ₄		содержан. Re (‰ ‰)	отношение Mo:Re	содержание Re (‰ ‰)	отношение Mo:Re
Проба представлена преимущественно повелли- том	0,45	42,55	9,43	0,75	88,73	98,91	—	—	0,0005	85100:1
Смесь повеллита и молибденита	28,41	21,18	7,32	47,35	44,16	98,83	0,0200	1420:1	0,0002	105900:1
Проба представлена преимущественно молибде- нитом	57,31	0,74	1,81	95,53	1,54	98,88	0,0360	1590:1	—	—

Таблица 7

Содержание Mo и Re в пробе сухого остатка рудничной воды

	Содержание (‰/‰)		Отношение Mo:Re
	Mo	Re	
Сухой остаток (‰)	0,099	0,0005	200:1
Пересчет на 1 л рудничной воды (мг/л) . .	0,45	0,0023	200:1

следующим. При окислении молибдена, очевидно, окисляется и рений незначительная часть которого окисляется до Re^{6+} и в виде труднорастворимых солей рената $[\text{ReO}_4]^{2-}$ осаждается совместно с повеллитом. Значительная часть рения окисляется до Re^{7+} и выносится рудничными водами, ибо известно, что комплексный анион рената $[\text{ReO}_4]^{2-}$ в присутствии кислорода легко окисляется в перренат $[\text{ReO}_4]^{2-}$, который характеризуется большой растворимостью солей. Поэтому, легко растворимые соли перрениевой кислоты, не задерживаясь в зоне окисления, выносятся за пределы месторождения. Наблюдаемое в рудничных водах повышение концентрации рения по отношению к молибдену, очевидно, обусловлено тем, что часть окисленного молибдена в виде повеллита, ферримолибдита, молибденоносного лимонита и ярозита задерживается в зоне окисления; в силу чего соотношения между рением и молибденом сильно изменяются. Изучение поведения рения в зоне окисления приводят к интересным выводам также по отношению к поведению молибдена в гипергенной зоне. Из полученных соотношений $\text{Mo}^{4+} : \text{Re}^{4+}$ (200:1) и $\text{Mo}^{6+} : \text{Re}^{7+}$ (200:1) следует, что около 90% окисленного молибдена образуют вторичные минералы или рассеиваются в зоне окисления или «цементации».

Некоторые черты геохимии рения и обсуждение результатов исследования

Исследованиями И. и В. Ноддак [10] было установлено, что рений является одним из самых редких и сильно рассеянных элементов земной коры. Кларк рения в настоящее время принимается равным $1 \cdot 10^{-70}\%$ [1].

На основе многочисленных анализов было установлено, что рений при ясно выраженных халькофильных свойствах накапливается также в некоторых редкоземельных силикатах пегматитов. Среди сульфидов наибольшее внимание привлек молибденит, ибо содержание рения в молибденитах оказалось в десятки раз выше, чем в других минералах. Довольно высокие содержания, иногда одинакового с молибденитом порядка, были установлены в некоторых селенидах [10].

Рений по ряду свойств — химических и кристаллохимических — сходен с молибденом и, по-видимому, в связи с этим, в гидротермальных растворах следует за молибденом и эндокрипно входит в структуру молибденита. Последнее обусловлено энергетической выгодностью, а также изо-

структурным строением кристаллических решеток ReS_2 и MoS_2 и близостью размеров четырехвалентных ионов. Размеры радиусов ионов Mo^{4+} и Re^{4+} соответственно равны 0,70 и 0,72 [15].

К. Ранкама и Сахама [18] допускают возможность вхождения рения в решетку молибденита не только замещением иона Mo^{4+} ионом Re^{4+} , но и изоморфным вхождением в молибденит изоструктурного с ним ReS_2 . Это подтверждается опытами Ноддаков [10], экспериментально получивших молибденовые блески с содержанием рения от 0,5 до 10%.

До самого последнего времени почти всеми исследователями [10, 13, 17] считалось, что рений, как наиболее летучее вещество, должен накапливаться в молибденитах пневматолитического происхождения, а с понижением температуры минералообразования содержание рения может падать до нуля. Накопленный в настоящее время большой фактический материал приводит к совершенно противоположным выводам. Так, молибдениты среднетемпературных медно-молибденовых месторождений как у нас в Союзе, так и за рубежом содержат до $n \cdot 10^{-10}/\%$ рения, тогда как молибдениты редкометальных высокотемпературных месторождений содержат не более $10^{-30}/\%$ рения.

С. А. Баситовой [1] был сделан вывод об увеличении содержания рения в молибденитах от высокотемпературных к низкотемпературным. Статьи появившиеся в последнее время [4, 11], а также результаты наших исследований в основном подтверждают вывод С. А. Баситовой.

Однако данные некоторых зарубежных исследователей по молибденитам Швеции и Норвегии совершенно противоречат приведенному выше выводу. В. Гольдшмидт [17], ссылаясь на Г. Аминова указывает, что содержание рения в молибденитах высокотемпературного мышьяково-кобальт-никелевого месторождения Лайнежур достигает 0,25%. В недавно появившейся сводке [16] содержания рения в молибденитах различных месторождений мира также приведено много анализов не подтверждающих вывод С. А. Баситовой. Изучение этих данных показывает, что содержание рения в молибденитах даже одного и того же месторождения колеблется в довольно широких пределах; кроме того, такие типичные медно-молибденовые месторождения как Бингем, Чайно, Коппер-крик при сравнении с Каджараном, Коунрадом, Алмалыком, Майами и другими характеризуются довольно низкими содержаниями рения.

По-видимому, высокое содержание рения в молибденитах зависит не только от температуры рудообразования, но также от рениеносности интрузий, с которыми генетически связаны те или другие месторождения. При этом количество рения, вошедшее в структуру молибденита в данном месторождении или стадии минерализации, зависит от местных условий кристаллизации. К ним прежде всего относятся, по-видимому, различные соотношения $\text{Mo}:\text{Re}$ в разных порциях рудных растворов, режим летучих, концентрация Mo , S , Re , а также температура и давление. Зависимость содержания рения в молибденитах от местных условий кристаллизации довольно четко проявляется на Каджаранском месторождении. Эта зависимость выражается в том, что содержание рения в крупночешуйча-

тых разностях молибденита, как правило, выше, чем в мелкочешуйчатых. Последнее, как известно, больше всего зависит от концентрации минералообразующих компонентов (Mo, Re, S), температуры и давления. Привлекает также внимание взаимосвязь между содержаниями рения и селена.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5.VII. 1960.

Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱՋՅԱՆ

ՔԱՋԱՐԱՆԻ ՊՂԻՆՉ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐՈՒՄ ՌԵՆԻՈՒՄԻ ԲԱՇԽՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրում հանքայնացումը ներկայացված է պղինձ-մոլիբդենային տիպով, որը դասվում է չափավոր խորությունների բարձր և միջին ջերմաստիճանային առաջացումներին:

Հանքավայրի հանքանյութերի առաջացումը տեղի է ունեցել հանքանյութաման մի շարք ստադիաներում, որոնց մեջ արդյունաբերական արժեք են ներկայացնում կվարց-մոլիբդենային, կվարց-խալկոպիրիտ-մոլիբդենային և կվարց-խալկոպիրիտային ստադիաները:

Հոդվածում շարադրվում են հանքանյութերի, առանձին միներալների, հանքային ջրերի չոր մնացորդների բազմաթիվ քիմիական անալիզների տրվյալները, որոնց հիման վրա նշվում են հանքանյութերում ռենիումի բաշխման հետևյալ օրինաչափությունները.

1. Քիմիական անալիզների տվյալներով հանքանյութերում ռենիում պարունակող միակ միներալը մոլիբդենիտն է: Ռենիումը մոլիբդենի հետ ունեցած իր քիմիական հատկանիշների հետևանքով հիդրոթերմալ պրոցեսներում հետևում է մոլիբդենին և իզոմորֆ ձևով տեղակալում նրան մոլիբդենիտի բյուրեղային ցանցում:

2. Հանքավայրի մոլիբդենիտը ընդհանրապես բնորոշվում է ռենիումի բարձր պարունակություններով, որոնք տատանվում են $1,9 \cdot 10^{-2}$ — $1,6 \cdot 10^{-10}$ սահմաններում: Ռենիումի ամենաբարձր պարունակությունները նկատվում են կվարց-խալկոպիրիտ-մոլիբդենիտային ստադիայի մոլիբդենիտում, որտեղ նրա միջին պարունակությունը կազմում է $\sim 0,073\%$, իսկ ամենացածր պարունակությունը կվարց-մոլիբդենիտային ստադիայի մանրթեփուկային մոլիբդենիտում:

3. Մոլիբդենիտներում ռենիումի պարունակությունը հիդրոթերմալ պրոցեսներին զուգընթաց աստիճանաբար աճում է մինչև միջին ստադիաները, որից հետո աստիճանաբար նվազում է:

4. Մոլիբդենիտներում պարունակվող ռենիումի ավելի քան 90% -ը կուտակվում է կապված կվարց-մոլիբդենիտային և կվարց-խալկոպիրիտ-մոլիբդենիտային ստադիաների հետ:

5. Խոշոր թեփուկային մոլիբդենիտները, ըրպես կանոն, բնորոշվում են ռենիումի ավելի բարձր պարունակությամբ, քան նույն ստադիայի մանրթեփուկային տարբերակները:

6. Մոլիբդենիտի անհատ բյուրեղներում ռենիումը տեղաբաշխված է հավասարաչափ կերպով:

7. Մեղրու պլուտոնի հետ գենետիկորեն կապված քարածրջերմաստիճանային և երակների մոլիբդենիտում ռենիումի պարունակությունը շատ ավելի ցածր է, քան Քաջարանի մոլիբդենիտում:

8. Հիպերգեն պրոցեսների ներգործության հետևանքով մոլիբդենի հետ մեկտեղ օքսիդանում է նաև ռենիումը, որը, առաջացնելով պերրենատների հեշտ լուծվող աղեր, ամբողջովին դուրս է բերվում հանքավայրի սահմաններից հանքային ջրերի միջոցով: Այդ ապացուցվում է $Re:Mo$ հարաբերության խիստ փոփոխությամբ սկզբնական հանքանյութերում (որտեղ այն կազմում է 1:1800-ից մինչև 1:2000) և հանքային ջրերում (1:200), այսինքն տեղի է ունենում ռենիումի կոնցենտրացիայի բարձրացում մոլիբդենի նկատմամբ մոտ 9—10 անգամ ի հաշիվ այն բանի, որ օքսիդացած մոլիբդենի զգալի մասը օքսիդացման գոտում առաջացնում է երկրորդային միներալներ՝ պովելիտ, ֆերիմոլիբդիտ և հավանաբար մի շարք այլ օքսիդներ լիմոնիտների և յարոզիտների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баситова С. М. К геохимии рения. Диссертация. Институт геохимии и аналитической химии и В. И. Вернадского АН СССР, 1950.
2. Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР, сер. геолог. № 1, 2, 1937.
3. Долуханова Н. И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
4. Жиров К. К. и Иванова Г. Ф. О распределении рения в молибденитах ряда генетических типов. Геохимия, № 6, 1959.
5. Карамян К. А. и Фарамазян А. С. О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 3—4, 1960.
6. Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. Всес. Мин. о-ва, № 4, 1950.
7. Меликсетян Б. М., Фарамазян А. С., Хуршудян Э. Х. Теллуровисмут и некоторые другие теллуриды из Калерского месторождения молибденита. ДАН Армянской ССР, № 4, 1960.
8. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1958.
9. Никонова Л. И. К вопросу о формах нахождения молибденита в окисленных рудах. Зап. Всес. Мин. о-ва, вып. 3, 1956.
10. Ноддак И. и В. Геохимия рения. Сб. „Основные идеи геохимии“, вып. II, под ред. А. Е. Ферсмана, Ленинград, 1935.
11. Студенникова З. В., Золотарева В. А. Рений в молибденитах Тырны-Ауза. Геохимия, № 1, 1959.
12. Тараян В. М., Мушегян Л. Г. Новый метод разделения рения и молибдена. ДАН АрмССР, № 3, 1958.
13. Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, Москва, 1939.
14. Щербина В. В. Основные черты геохимии теллура. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1937.
15. Ahrens, Luis. The use ionization potentials. I. Ionic radii of the elements. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 2, pp. 155—169, 1952.
16. Fleischer, M. The Geochemistry of rhenium, with special refernce to its occurrence in molibdenite. Econ. Geol., vol. 54, № 8, 1959.
17. Goldschmidt V. M. Geochemistry, Oxford, 1954.
18. Rankama K. and Sahama, Th. G. Geochemistry, The Univ. of Chicago Press, Chicago, Illinois, 1950.

ГИДРОГЕОХИМИЯ

Н. И. ДОЛУХАНОВА, Л. А. ГРИГОРЯН

О ПРОЦЕССАХ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ НА ТАНДЗУТСКОМ
СЕРНОКОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Тандзутское серноколчеданное месторождение находится в Кироваканском районе Армянской ССР в 12 км к ЮВ от г. Кировакана, на северном склоне Памбакского хребта, в верховьях р. Тандзут, левого притока р. Гарпи. Район покрыт лесом. Склоны хребта в районе месторождения сильно расчленены.

Основные разведочные работы велись в глубоком и узком лесном овраге меридионального направления с крутыми стенками.

Климат района умеренно-холодный, лесной, влажный. Лето прохладное, зима хотя и с глубоким снежным покровом, но не суровая. Среднегодовая сумма осадков колеблется от 500 до 800 мм. Дожди в конце весны и в начале лета носят часто ливневый характер, нередко в это время грозы и град.

Участок месторождения сложен среднеэоценовыми кварцевыми порфирами и альбитофирами, порфиритами, их туфами и брекчиями, протягивающимися полосой близширотного простирания. Ширина полосы достигает 0,5 км и больше. Месторождение представляет собою три линзообразные залежи серного колчедана. Мощность основной линзы достигает в центральной части 20 м. Рудные тела залегают в сильно измененных, разрушенных, серицитизированных, хлоритизированных, эпидотизированных, коалинизированных и рассланцованных кварцевых порфирах и кварцевых альбитофирах. Преобладающим рудным минералом месторождения является пирит. Кроме пирита, в рудах в небольшом количестве встречаются халькопирит, сфалерит, энаргит, ковеллин, станнин, витихенит и др. Нерудные представлены кварцем, каолином и реже гипсом.

Район месторождения сложен породами обладающими только трещинным типом водопроницаемости. Водоносны отдельные трещиноватые участки пород. Водообильны наносные образования — это тесно связано с количеством атмосферных осадков и периодом их выпадения. В районе месторождения, вблизи рудной зоны, имеется несколько родников.

Тандзутское месторождение было открыто в конце XIX столетия. Позднее, начиная с 1903 г. по 1907 г. и с 1910 г. по 1917 г., это месторождение эксплуатировалось обществом Нобель. В 1925 г. Алавердский комбинат в поисках новых месторождений меди проводил на Тандзутском месторождении разведку и небольшую эксплуатацию. С 1929 г. оно снова

стало разведываться б. Геологическим комитетом. Комитет провел на месторождении алмазное бурение с целью выявления медного оруденения на глубине. Разведка дала отрицательные результаты, после чего месторождение было передано ВСНХ Армении для проведения разведки только на серный колчедан.

Дальнейшие работы на месторождении проводились Ереванской базой Закавказского Геологического треста. Разведочные работы были начаты летом 1930 г. инж. К. К. Поповым и закончены в 1933 г., когда месторождение было передано в консервацию. На месторождении было пройдено всего 36 штолен. Шесть штолен были восстановлены в 1930 г. и тридцать пройдены заново. Почти все штольни пройдены вкрест простирания рудного тела. Очень редко задавались наклонки и гезенки. Кроме штолен, месторождение было разведано на глубину при помощи буровых скважин.

Всего на месторождении пробурена 21 скважина с максимальной глубиной до 166 м. Большинство скважин было пробурено в центральной части месторождения. С 1933 г. по 1951 г. Тандзутское месторождение находилось в консервации. С 1951 г. оно снова начало разведываться Закавказской геологической конторой Главгеохимразведки. В 1953—54 гг. бурились скважины, восстанавливались старые штольни, проходились новые горизонтальные выработки.

Вода была встречена при проходке во всех горных выработках, в отдельных скважинах были встречены напорные воды.

В результате описанных разведочных работ большого масштаба, периодически повторявшихся в течение длительного периода времени, на небольшом участке месторождения накопились мощные отвалы рудоносных пород. Отвалы сосредоточены на обоих бортах крутого оврага. Длина разработанной части оврага около 500 м, высота бортов от 50—70 м внизу оврага и до 5—10 м в его верховьях. Во время дождей, частых в районе и носящих весною и в начале лета ливневой характер, отвалы энергично промываются. В овраге протекает небольшой ручей, местами теряющийся под отвальными породами, засыпавшими толстым слоем дно оврага. В этот ручей стекают все мелкие ручейки и сборные струи, вытекающие из заброшенных штолен и промывающих отвалы. Нужно отметить, что в настоящее время вода вытекает только из штолен в нижней и средней частях оврага и только с правого борта. В верховьях оврага штольни сухие, верховья оврага уже дренированы. Основной ручей берет начало за пределами месторождения и протекая через все месторождение, со всей своей системой притоков, энергично его промывает.

Основной ручей впадает в ручей Жанг-джур. Последний принимает значительное число притоков и впадает в р. Гарпи.

На западной периферии месторождения в основной ручей впадает с юга небольшой ручей меридионального направления, на своем пути он промывает большой отвал.

Большую роль в промывке месторождения играют дождевые воды, стекающие в овраг по отвалам со всех сторон. В овраге очень интенсивно

идут процессы окисления пиритовой руды. В низовьях оврага трудно дышать от запаха застоявшегося сернистого газа и серной кислоты.

Частично в отдельных отвалах Тандзутского месторождения в поверхностной их части выщелачивание воднорастворимой части рудных элементов уже почти закончено. Такие отвалы можно определить визуально, по их окраске, это белые и желтые отвалы. В серых отвалах рудные элементы еще сохранились. Нами были отобраны пробы из отвалов разной окраски. Результаты анализа водных вытяжек из отвальных пород приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Содержание отдельных элементов в водных вытяжках из отвальных пород Тандзутского месторождения в мг/л

№№ проб	Отвальная порода	Cu	Zn	Fe	SO ₄
15	серая	1,0	0,125	1000,0	1144,0
18	серая	1,5	0,125	800,0	946,0
17	желтая	1,0	0,015	2,6	29,2
16	белая	следы	0,010	1,0	9,8

Воды, вытекающие из штолен месторождения, сульфатно-натриевые, сильно минерализованные, с большим содержанием железа, присутствием меди и цинка. Все воды кислые, pH = 3,3—3,9. Воды, вытекающие из штолен в нижней части оврага, минерализованы сильнее, чем воды, вытекающие из штолен в средней части оврага (табл. 2).

Таблица 2

Интервалы содержания отдельных элементов в рудничных водах Тандзутского месторождения в мг/л

Элементы	Штольни средней части оврага	Штольни нижней части оврага
Na ⁺ + K ⁺	1288,4—4647,6	2935,0—13964,9
Ca ⁺⁺	18,0—34,0	18,0—32,0
Mg ⁺⁺	7,4—12,2	3,2—19,6
Fe общ.	100,0—780,0	0,4—780,0
Cu ⁺⁺	7,0—20,0	6,0—7,0
Zn ⁺⁺	0,5—0,8	0,4—0,6
Cl ⁻	10,6—21,0	10,0—18,6
SO ₄ ⁼⁼	3828,0—10084,0	2920,8—15928,0
HCO ₃ ⁻	нет	нет
MoO ₄ ⁼⁼	0,17—0,21	0,17—10,6
pH	3,4—3,9	3,3—3,6
Сухой остаток	5610,0—14904,0	12037,0—43331,0

Таким образом, общая минерализация вод, достигает 43 г/л, а содержание в них сульфатов 15,9 г/л, это уже воды, переходные к рассолам. Воды такой минерализации чаще всего бывают хлоридно-натриевые. Здесь мы имеем воды сульфатно-натриевые с большим содержанием железа, появившиеся в результате выщелачивания продуктов окисления пи-

рита. Спектральным анализом сухих остатков в водах установлено присутствие Cu, Bi, Fe, Co, Pb, Ag, As, Sr, Ba.

Из основного Тандзутского ручья в 1955 г. были отобраны 2 пробы: в верховьях до промывки отвалов месторождения и после выхода из района месторождения. Сопоставление результатов анализов (см. табл. 3) представляет значительный интерес.

Таблица 3

Химический состав воды основного Тандзутского ручья в мг/л

Элементы	Верховья ручья до м-ния	Тот же ручей после выхода из м-ния
Na ⁺ +K ⁺	14,1	1196,0
Ca ⁺⁺	21,1	7,7
Mg ⁺⁺	8,2	2,8
Fe общ.	15,4	603,0
Cu ⁺⁺	0,12	0,8
Pb ⁺⁺	нет	0,02
Zn ⁺⁺	нет	нет
Cl ⁻	14,5	14,5
SO ₄ ⁼⁼	72,8	4048,2
HCO ₃ ⁻	73,2	нет
pH	7,8	3,4
Сухой остаток	187,6	5876,5

Как видно из таблицы 3, по изменению содержания Na⁺+K⁺, Fe_{общ.}, SO₄⁼⁼, сухого остатка и pH раствора можно сделать вывод насколько сильны на месторождении процессы окисления и выноса металлов. Расстояние между пробами всего 500—600 м, но здесь нужно учесть, что вода ручья местами течет под отвалами и принимает в себя рудничные воды из заброшенных штолен.

По данным 1957 года тот же основной ручей, вытекающий из месторождения и собравший в себя все воды месторождения, имеет дебит 2,2 л/сек, содержит Fe_{общ.}—280 мг/л и SO₄⁼⁼—4128 мг/литр.

Таким образом, основной Тандзутский ручей выносит, как видно из таблицы 4, в сутки 51,3 кг железа и 784,6 кг сульфатов, что, если не считаться с сезонными колебаниями дебита и хим. состава ручья, составит в год 18,7 т железа и 286,4 тонн сульфатов.

Согласно вычисленному гипотетическому солевому составу, в сутки выносятся 935,4 кг глауберовой соли (Na₂SO₄) и 216,5 кг железного купороса (FeSO₄), что с теми же допущениями составит в год 341,4 тонн глауберовой соли и 79 тонн железного купороса.

Такие внушительные цифры говорят о разубоживании месторождения и о заражении гидрографической сети района продуктами окисления. Так, речная вода р. Гарпи содержит повышенные количества железа и сульфатов на протяжении до 10 км от месторождения.

Из сравнения химического состава воды р. Гарпи до впадения и после впадения в нее р. Жанг-джур видно, что до впадения ручья Жанг-джур железо в воде р. Гарпи отсутствовало, а после впадения его содер-

Таблица 4

Вынос элементов и солей из Тандзутского месторождения. Дебит общего водопритока 2,2 л/сек

Элементы и соли	Содержание в мг/литр	Вынос за сутки в кг	Вынос за год в тоннах
Fe общ.	270,0	51,3	18,7
SO ₄ "	4128,0	784,6	286,4
NaCl	52,0	9,9	3,6
Na ₂ CO ₃	4921,0	935,4	341,4
CaSO ₄	53,8	10,2	3,7
MgSO ₄	125,5	23,8	8,7
FeSO ₄	1139,1	216,5	79,0
CuSO ₄	1,5	0,3	0,1
ZnSO ₄	1,2	0,2	0,08

жится 5 мг/л, что составляет 7,3% химического состава воды. Сульфатов в р. Гарпи до впадения в нее ручья Жанг-джур содержалось 16,4 мг/л, что составляло 9,7% химического состава воды. После впадения р. Жанг-джур содержание сульфатов увеличилось до 53,9 мг/л, что составляет 30,6% химического состава воды, т. е., вода из гидрокарбонатной стала сульфатной.

Таблица 5

Химический состав воды основного Тандзутского ручья в мг/л

Элементы	18.VIII 55 г.	25.VII 57 г.
Na·X·K·	1196,0	1637,8
Ca··	7,7	16,0
Mg··	2,8	9,0
Fe общ.	603,0	270,0
Cu"	0,8	0,7
Zn"	нет	0,4
Cl'	14,5	0,6
SO ₄ "	4048,2	4128,0
HCO ₃ '	нет	нет
pH	3,4	3,3
Сухой остаток	5876,5	6121,0

Теперь рассмотрим процесс выщелачивания и выноса продуктов окисления серноколчеданных руд во времени. Для этого в нашем распоряжении имеются анализы, отобранные в 1955 г. и 1957 г. в основном Тандзутском ручье после выхода его из района месторождения.

Из сопоставления результатов анализа (табл. 5) этих вод видно, что процессы окисления и выноса элементов продолжают в течение длительного периода времени и остаются почти постоянными (кроме выноса железа). Такое естественное выщелачивание Тандзутского месторождения может быть поставлено на службу народному хозяйству. Идущие на месторождении активные процессы окисления, растворения и выноса ме-

таллов могут быть использованы для получения глауберовой соли, серной кислоты и железного купороса.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.I. 1960.

Ն. Ի. ԴՈԼՈՒԽԱՆՈՎԱ, Լ. Ա. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՏԱՐՐԱՆՈՒԾՄԱՆ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԸ ՏԱՆՉՈՒՏԻ ԾԾՄԲԱԿՈՂՉԵԴԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Տանձուտի ծծմբակոլչեդանային հանքավայրը գտնվում է Հայկական ՍՍՌ-ի Կիրովականի շրջանում, Կիրովական քաղաքից 12 կմ հարավ-արևելք, Փամբակի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջում:

Հանքավայրի շրջանը ունի բարեխառն—ցուրտ, անտառային խոնավ կլիմա: Ամառը այստեղ մեղմ է, իսկ ձմեռը չնայած ձյան խոր շերտի առկայությանը խիստ չէ: Տեղումների տարեկան միջին քանակը հասնում է 500—800 մմ: Անձրևները դարձան վերջին և ամուսն սկզբին կրում են հեղեղային բնույթ, տարվա այդ ամիսներին բնորոշ է ամպրոպ և կարկուտ:

Հանքավայրի տերիտորիան կազմված է էոցենի հասակի կվարցային ալքիտոֆիրներից և լավային բրեկչիտներից: Հանքավայրում հանքային միներալներից գերիշխողը պիրիտն է, խալկոպիրիտը և սֆալերիտը հանդիպում են խառնուրդի ձևով:

Տանձուտի ծծմբակոլչեդանային հանքավայրը սկսած 1903 թ. ընդամիջումներով հետախուզվել է, սկզբում առանձին ընկերությունների, իսկ Հայաստանում սովետական կարգեր հաստատվելուց հետո տարբեր հիմնարկների կողմից: Հանքավայրի առանձին տեղամասերը բացված են շատ խիտ լեռնային փորվածքներով, հորատման անցքերով և հետևապես օդի և ջրի ներգործության համար կան բոլոր բարենպաստ պայմանները:

Մեր հիմնական խնդիրն է եղել ուսումնասիրել հանքավայրում կատարվող ինտենսիվ տարրալուծման երևույթները և պարզաբանել մետաղների դուրս բերման պրոցեսները:

Առաջին աղյուսակից երևում է, որ հանքավայրի փորվածքներից դուրս եկող ջրերի ընդհանուր միներալացումը շատ բարձր է և նրանք պարունակում են մեծ քանակի երկաթ, համեմատաբար քիչ պղինձ և ցինկ: Բոլոր ջրերի $pH = 3,3 - 3,9$:

Երկրորդ աղյուսակը ցույց է տալիս, որ հանքավայրի շրջանի ձորակի միջին մասի փորվածքներից դուրս եկող ջրերը ավելի ուժեղ են միներալացված քան վերին փորվածքների ջրերը: Ջրերի ընդհանուր միներալացումը հասնում է 43 գ/լ, իսկ նրանց մեջ սուլֆատների պարունակությունը 14,9 գ/լ, սրանք արդեն հագեցած լուծույթներին անցնող ջրեր են: Այդպիսի միներալացում ունեցող ջրերը մեծ մասամբ լինում են քլորիդա-նատրիումային, իսկ այստեղ մենք ունենք սուլֆատա-նատրումային ջրեր, երկաթի մեծ պարունակությամբ, որը պիրիտի օքսիդացման պրոդուկտների տարրալուծման արդյունք է:

Երրորդ աղյուսակում բերված լուծույթի $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Fe ընդհանուր, $\text{SO}_4^{''}$, չոր նստվածքի և pH -ի պարունակությունների փոփոխությունից երևում է, թե որքան ուժեղ է հանքավայրում օքսիդացման և մետաղների դուրս բերման պրոցեսների ընթացքը:

1957 թ. տվյալներից երևում է, որ հանքավայրից դուրս եկող գետակը, որ հալածում է հանքավայրի շրջանի բոլոր ջրերը և ունի 2,2 լ/վ գերիտ, պարունակում է Fe ընդհանուր 270 մգ/լ և $\text{SO}_4^{''}$ —4128 մգ/լ:

Այսպիսով, Տանձուտի հիմնական գետակը մեկ օրվա ընթացքում դուրս է բերում 51,3 կգ երկաթ և 784,6 կգ սուլֆատ (աղյուսակ 4): Եթե հաշվի չառնենք գետակի գերիտի և ջրի քիմիական բաղադրության սեզոնային տատանումները, ապա գետակը տարեկան դուրս է բերում 18,7 տոննա երկաթ և 286,4 տոննա սուլֆատ:

Ելնելով ջրի աղային պայմանական բաղադրությունից մեկ օրվա ընթացքում գետակը դուրս է բերում 835,4 կգ գլաուբերյան աղ (Na_2SO_4) և 216,5 կգ երկաթի արջասպ (FeSO_4), որը նույն պայմաններում տարեկան կազմում է 34,1 տոննա գլաուբերյան աղ և 79 տոննա երկաթի արջասպ:

Նշվածից պարզ երևում է, որ բնական օքսիդացման և տարրալուծման պրոցեսների հետևանքով առաջացած նյութերից հնարավոր է տեղում կազմակերպել գլաուբերյան աղի, ծծմբական թթվի և երկաթի արջասպի ստացում:

ГЕОФИЗИКА

Г. М. ВАНЦЯН

К МЕТОДИКЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Систематические геофизические исследования на медно-молибденовых, полиметаллических и медных месторождениях Армянской ССР проводятся с 1951 г. комплексом магниторазведки, электроразведки и спектрометаллометрии.

Накопившийся к настоящему времени фактический материал позволяет сделать некоторые выводы относительно возможностей опробованных методов на различных типах рудных месторождений.

I. Для медно-молибденовых месторождений Армянской ССР характерно преобладание штокверковых зон и участков вкрапленных руд, залегающих преимущественно среди интрузивных пород. Основными рудными минералами являются молибденит и халькопирит.

Вкрапленный характер оруденения и широкое развитие в рудах молибденита (плохо проводящего электрический ток) делает руды этого семейства в электрическом отношении практически неотличимыми от вмещающих пород, что подтверждено многочисленными определениями электропроводности руд и вмещающих пород, а также результатами электроразведочных работ методом сопротивлений.

При применении магниторазведки получены положительные результаты по картированию контактов различных пород. В этом отношении показательны данные по картированию контактов монцонитов с порфировидными гранодиоритами (фиг. 1), монцонитов с кварцевыми диоритами (фиг. 2), данные по прослеживанию скарновых зон (фиг. 3) и др.

Не следует, однако, считать, что магниторазведка в условиях рассматриваемой группы месторождений является универсальным методом, позволяющим решать все вопросы по геологическому картированию. Имеется немало случаев, когда наблюдаемая структура магнитного поля столь сложна, что использование результатов магниторазведки для практических целей становится невозможным.

Высокой эффективностью отмечено применение спектрометаллометрической съемки (по поверхностным отложениям), с помощью которой установлен ряд новых, перспективных в отношении оруденения участков. Как правило, ореолы повышенного содержания молибдена и меди в наносах совпадают по своему пространственному положению и отличаются выдержанностью в отношении содержания индикаторов.

В наших работах определенное развитие получил метод, известный под названием резистивиметрии или поисковой гидроэлектрометрии.

Химические анализы вод медно-молибденовых месторождений показывают наличие прямой зависимости между содержанием молибдена и

сульфат-иона. С другой стороны, установлено, что сульфатные воды на изученных месторождениях являются наиболее минерализованными [2].

Сущность резистивиметрии заключается в измерении сопротивления вод в различных пунктах гидрографической сети и в выделении участков, характеризующихся пониженным электрическим сопротивлением, что соответствует водам повышенной минерализации.

Опробование данной методики показало, что на участках месторождений наблюдается относительное понижение сопротивления вод [5].

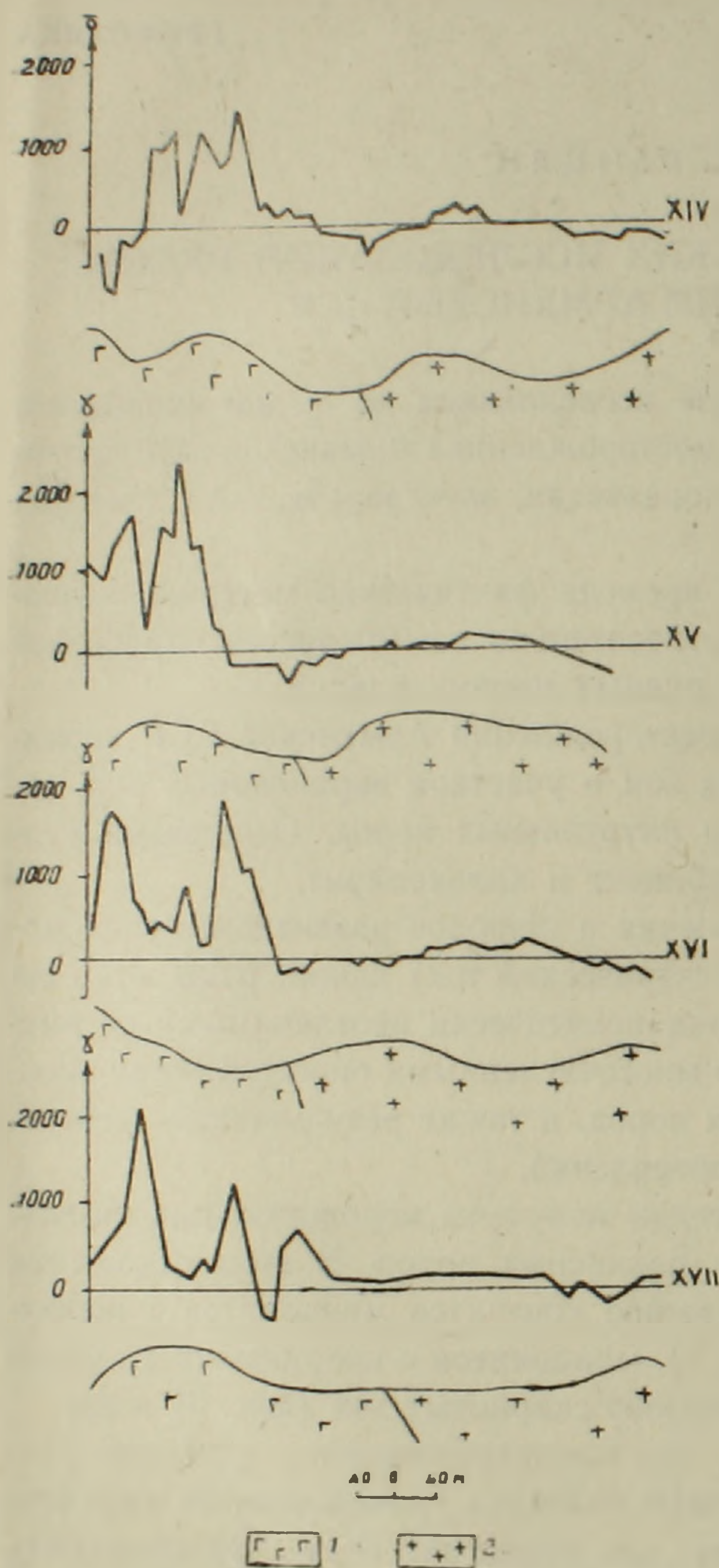
Имеющийся опыт работ позволяет рекомендовать для районов медно-молибденовых месторождений применение с поисковой целью металлометрии и резистивиметрии, а для решения отдельных вопросов геологического картирования — магниторазведки.

II. Полиметаллические месторождения Армянской ССР отличаются многообразием генетических типов. Главные из них:

а) свинцово-цинковый, характеризующийся пластовым залеганием руд среди карбонатных или туфо-осадочных пород.

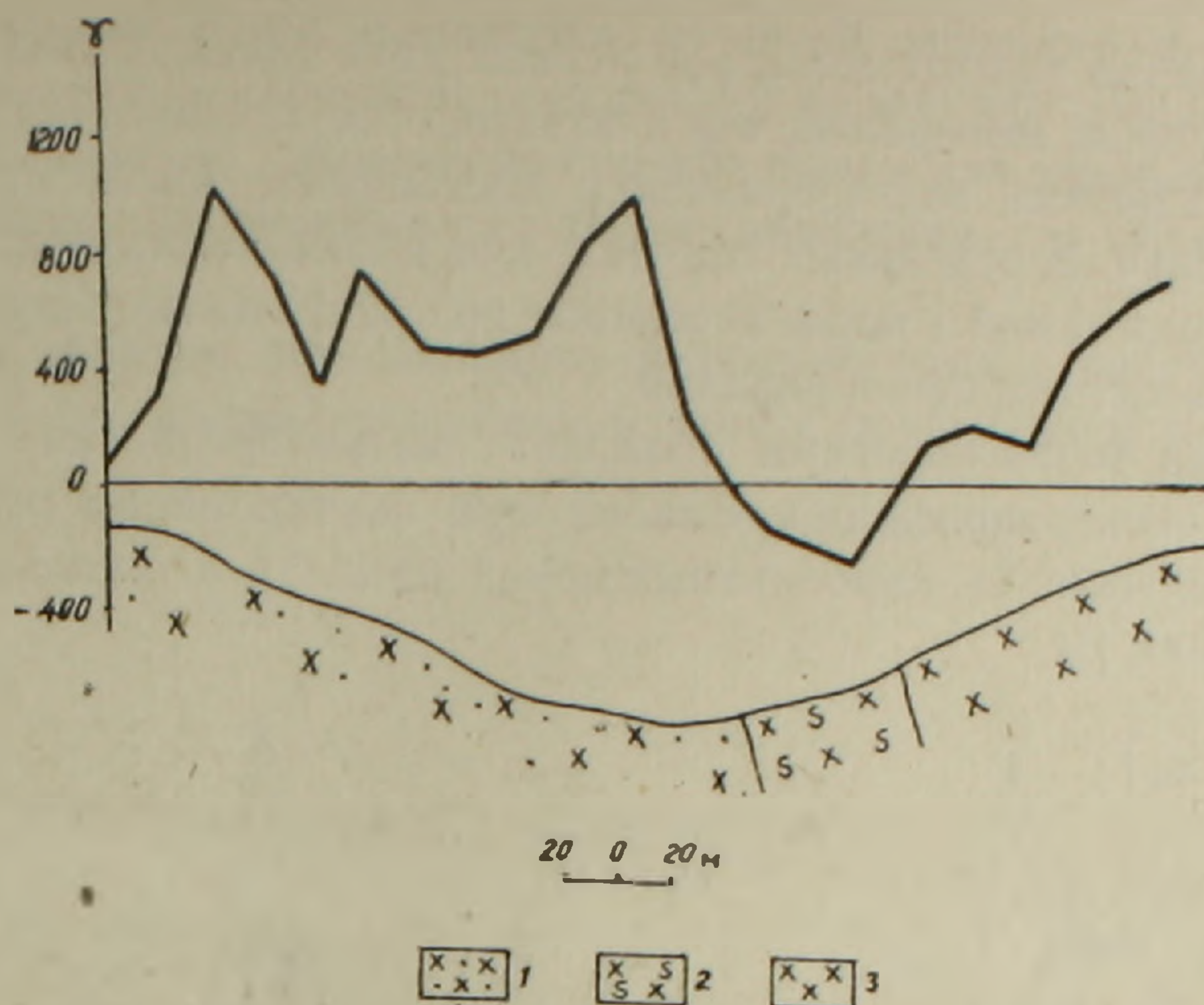
Пластовое оруденение имеет обычно большое площадное развитие. Основные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит;

б) полиметаллический, характеризующийся жилами и зонами оруденения в туфопесчаниках, порфиритах и их туфах, туфобрекчиях и туфоконгломератах. Основные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит;

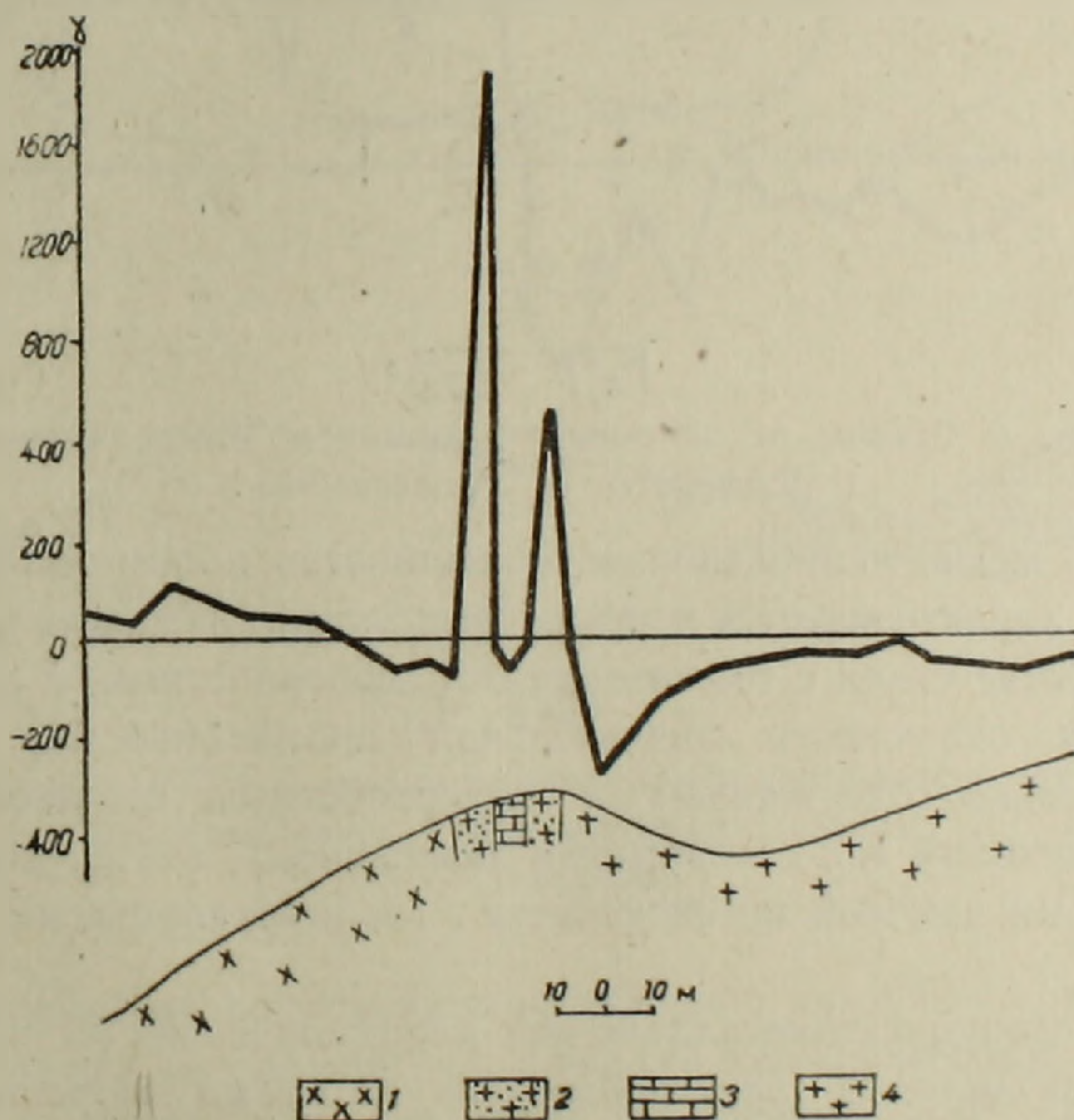


Фиг. 1. Графики ΔZ на медно-молибденовом месторождении.

1. Монзониты; 2. Порфировидные гранодиориты.



Фиг. 2. График ΔZ на медно-молибденовом месторождении.
1. Монзониты; 2. Гидротермально измененные кварцевые диориты; 3. Кварцевые диориты.

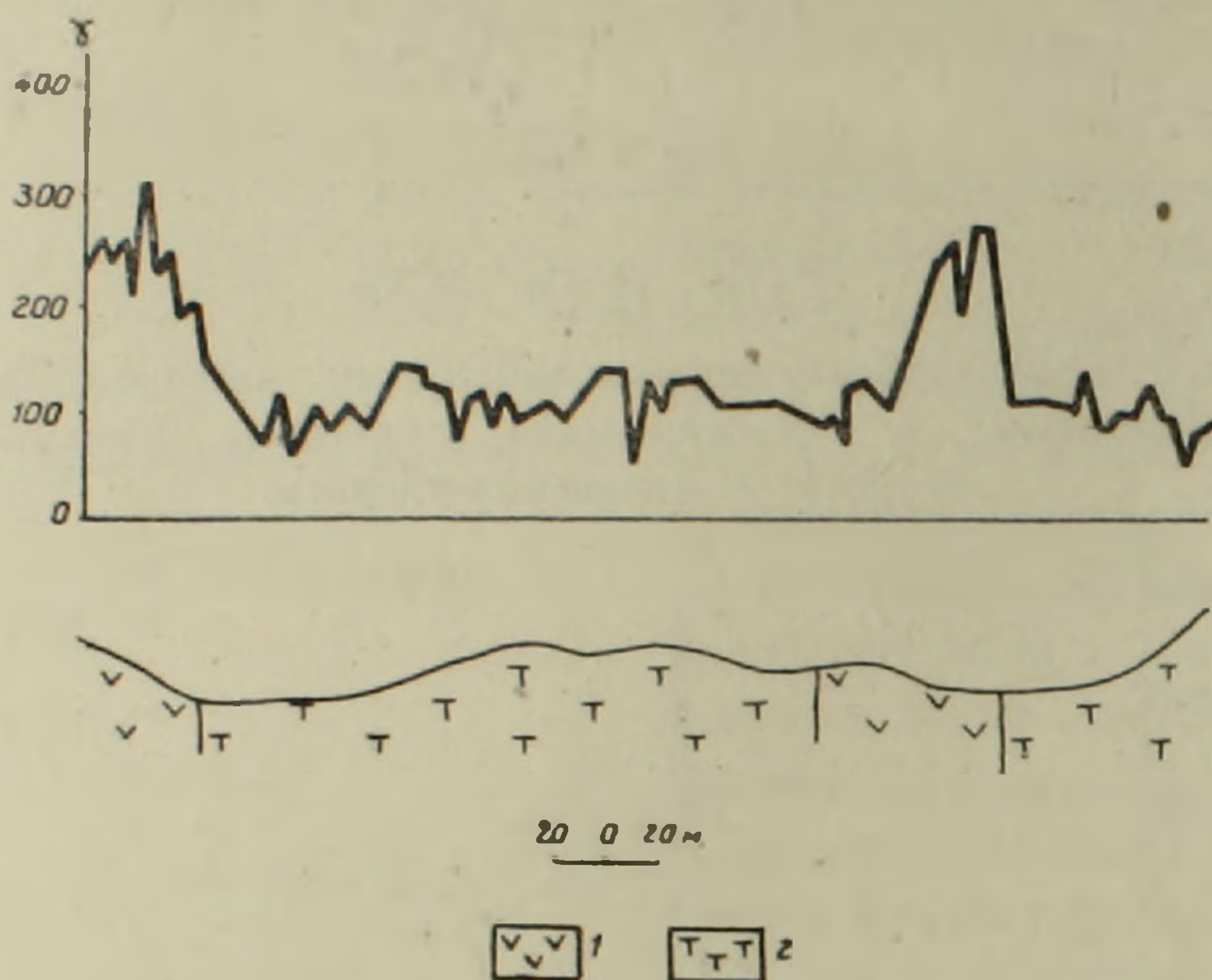


Фиг. 3. График ΔZ на медно-молибденовом месторождении.
1. Кварцевые диориты; 2. Гранатовые скарны; 3. Мраморизованные известняки; 4. Лейкократовые граниты.

в) колчеданно-полиметаллический, характеризующийся приуроченностью оруденения к толще эффузивных и эффузивно-осадочных пород, а также к их пирокластическим разностям. Морфологически рудные тела представлены жилами и зонами, а также линзообразными телами и гнездами. Основные рудные минералы — сфалерит, галенит, халькопирит.

Большинство рудных тел и зон первых двух групп отличается разобщиенностью рудных минералов, чем и объясняется, главным образом, невысокая эффективность электроразведки постоянным током при решении поисковых задач. В отдельных случаях, для полиметаллических жил при наличии тектонической глины отмечены положительные результаты при применении электропрофилирования.

Широкими возможностями обладает магниторазведка (иногда в комплексе с электропрофилированием) при картировании рудовмещающих туффитов (фиг. 4), карбонатных пород (фиг. 5), а также диабаз-порфировых даек [1].



Фиг. 4. График ΔZ на полиметаллическом месторождении.
1. Порфиры; 2. Туфопесчаники.

Подобно медно-молибденовым, большинство полиметаллических месторождений характеризуется четкими металлометрическими аномалиями. Причем, в соответствии с геологическими особенностями, в одних случаях, аномалии отличаются значительной протяженностью и относительно невысоким содержанием в поверхностных отложениях свинца (свинцово-цинковый тип с пластовым залеганием), а в других — локальными ореолами высокой интенсивности (полиметаллический жильный тип).

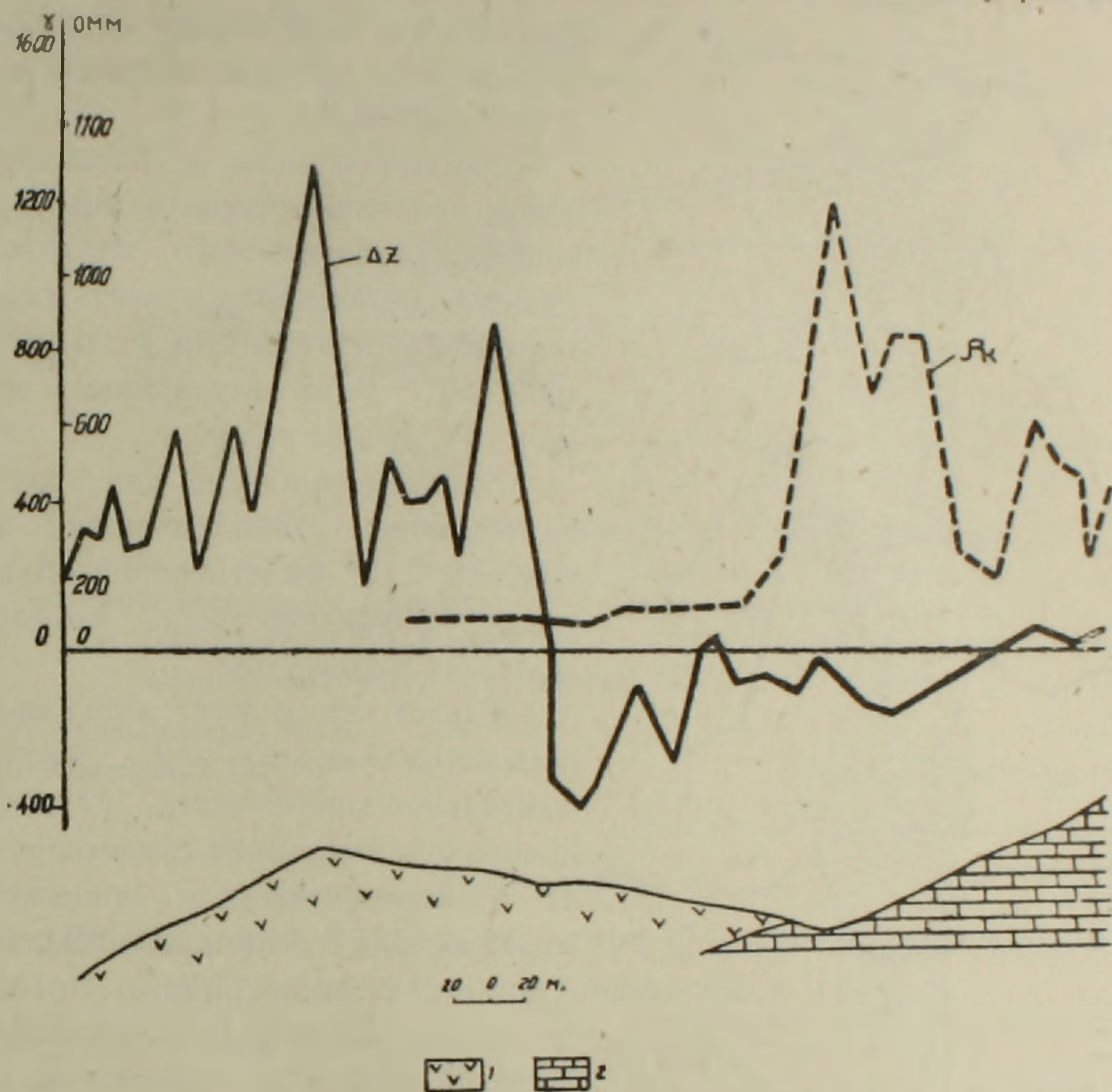
На колчеданно-полиметаллических месторождениях из опробованных геофизических методов (электроразведка методами сопротивлений, индукции, радиоволнового просвечивания, гравиразведка) обнадеживающие результаты получены при применении радиоволнового просвечивания.

При опробовании радиоволнового метода (в шахтном варианте) удалось доказать возможность фиксации рудных тел, правда, дальность действия применявшейся аппаратуры оказалась ограниченной, не превышающей нескольких десятков метров*.

* Работы проведены в 1959 г. Московским геолого-разведочным институтом (А. Г. Тархов, О. М. Финягин, Н. Д. Коваленко)

Колчеданные руды отличаются по своей плотности от вмещающих пород (избыточная плотность порядка $1,3 \text{ г/см}^3$), что создает принципиальную возможность применения гравиразведки для прямых поисков при благоприятном соотношении глубины залегания и размеров рудных тел [4].

Таким образом, для свинцово-цинкового типа с пластовым залеганием руд и для полиметаллического типа с оруденением в форме жил и



Фиг. 5. Графики ΔZ и ρ_k симметричного электропрофилирования на полиметаллическом месторождении. 1. Вулканогенные породы; 2. Известняки и доломиты.

зон, определенными возможностями обладает комплекс металлометрии и магниторазведки (последний — в качестве картировочного метода) и в некоторых случаях — для выделения проводящих жил — электропрофилирование.

Что касается колчеданно-полиметаллических руд, то для их изучения целесообразно проведение дальнейших исследований с помощью радиоволнового просвечивания и гравиразведки.

III. Медные месторождения Армянской ССР представлены, в основном, семейством колчеданных руд, имеющих форму линз, штоков или жил и располагающихся среди вулканогенных пород. Руды этих месторожде-

ний содержат главным образом халькопирит и пирит. В этом типе встречаются массивные, прожилковые и вкрапленные руды.

Исследование образцов показывает, что в случае массивной текстуры руд, имеет место их повышенная электропроводность, что подтверждается

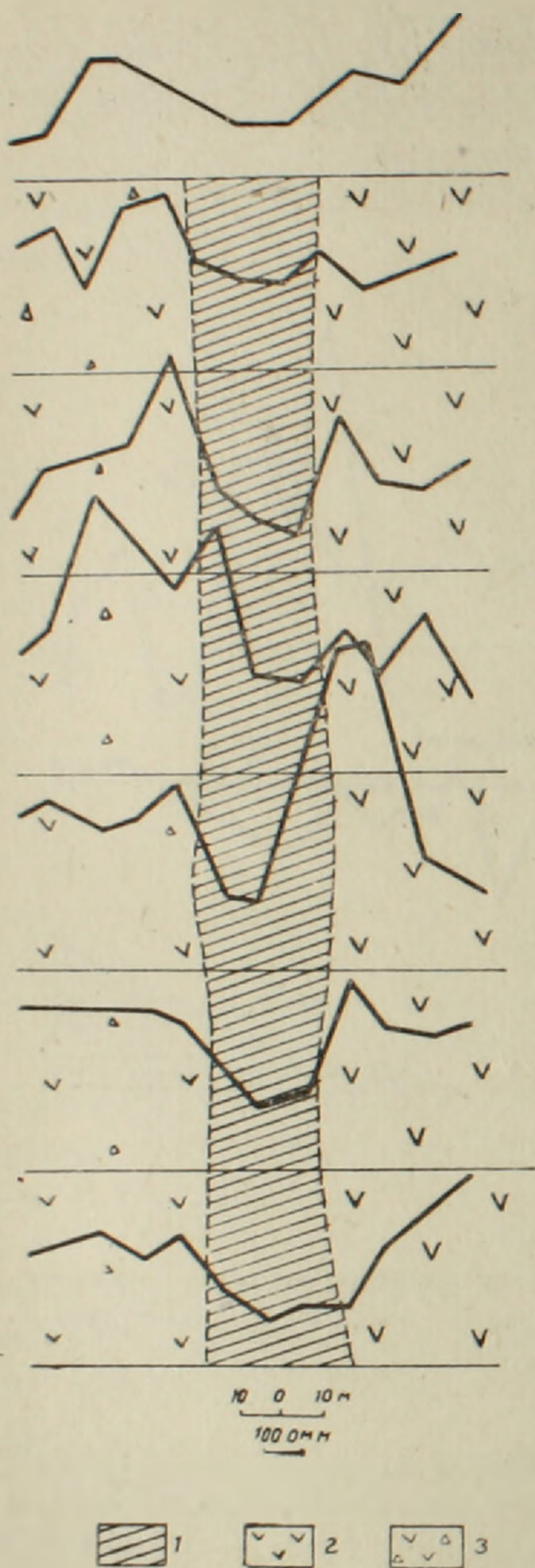
и отдельными положительными результатами применения электроразведки (случаи прослеживания колчеданных тел, залегающих на небольшой глубине методом индукции и заряженного тела).

Электроразведка и магниторазведка позволяют решать некоторые вопросы геологического картирования, как например, выделять гидротермально-измененные породы (фиг. 6), пиритизированные зоны (фиг. 7), дайки и др.

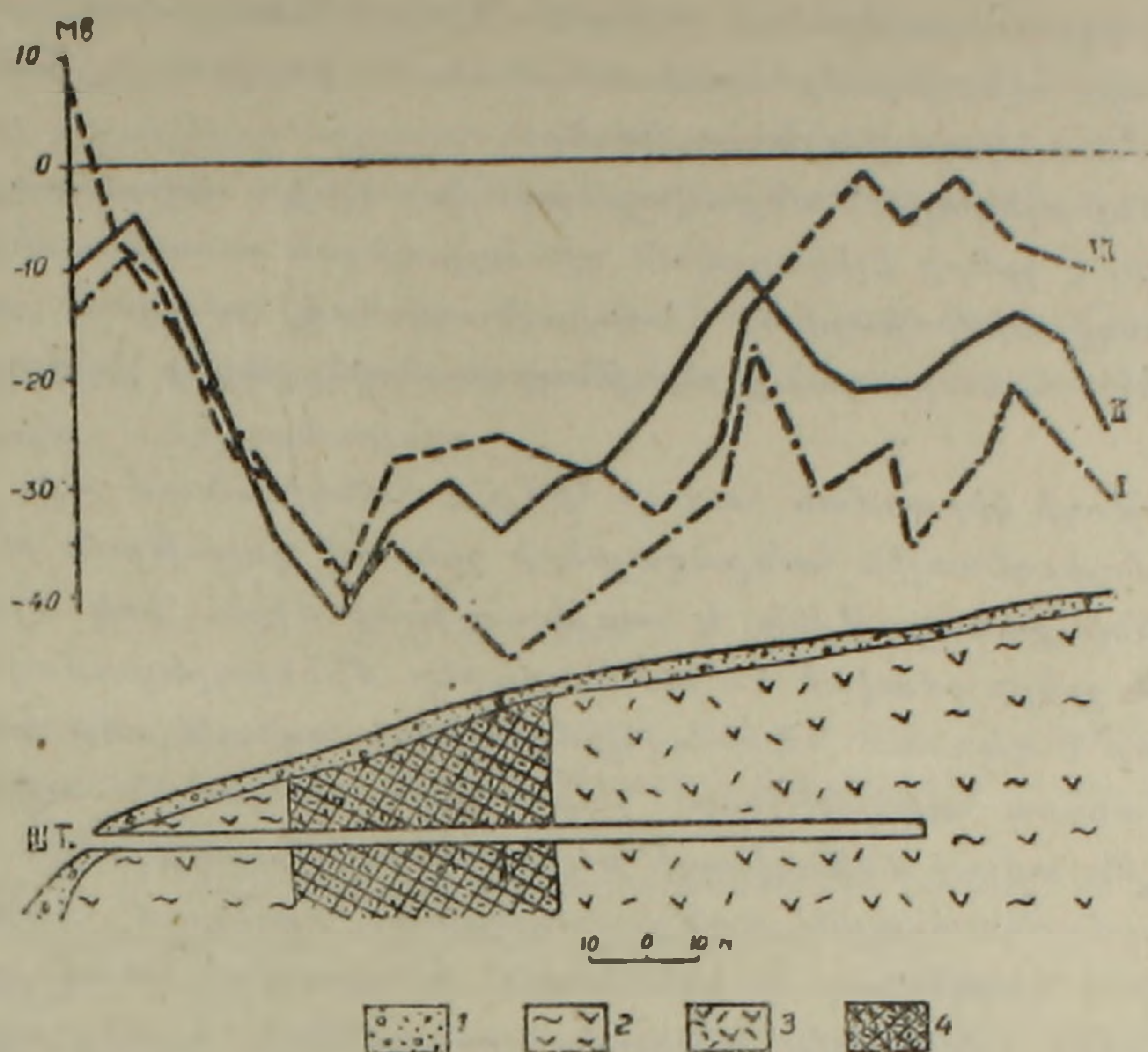
Большое значение для медно-колчеданных месторождений Армянской ССР имеет вопрос об изучении геофизическими методами «слепых» рудных тел.

Также как и для колчеданно-полиметаллических руд, экспериментальное опробование радиоволнового просвечивания свидетельствует о перспективности применения этого метода с указанной целью. Кроме того, здесь следует отметить о методе вызванных потенциалов, который хотя и не ставился на рассматриваемых колчеданных месторождениях, но его применение на месторождении аналогичного типа в Грузинской ССР привело к положительным результатам [3].

Изложенные выше данные отражают определенную стадию изученности геофизическими методами рассмотренных типов рудных месторождений. Вполне очевидна необходимость продолжения исследований с дальнейшим расширением геофизического комплекса, усовершенствованием методики и применяемой аппаратуры.



Фиг. 6. Карта графиков ρ_k симметричного электропрофилирования. 1. Гидротермально измененная зона; 2. Порфириты; 3. Брекчии порфиритов.



Фиг. 7. Графики потенциала естественного электрического поля на медном месторождении. 1. Наносы; 2. Гидротермально измененные порфиры; 3. Пиритизированные породы; 4. Обогащенная сульфидная зона; I, II, III — графики потенциала естественного поля, снятые 12.VI, 8.VI и 30.VIII.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.VIII. 1960.

2. Մ. ՎԱՆՑՑԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԵԹՈԴԻԿԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

1951 թվականից Հայաստանի մետաղային հանքավայրերում սխտեմատիկորեն անց են կացվում գեոֆիզիկական հետազոտություններ մազնիսահետախուզության, էլեկտրահետախուզության և սպեկտրամետաղաչափության մեթոդներով:

Ստացված արդյունքները թույլ են տալիս անել որոշ եզրակացություններ պղինձ-մոլիբդենային, բազմամետաղային և պղնձի հանքավայրերում նշված մեթոդների կիրառման հնարավորությունների վերաբերյալ:

1. Պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերը, որոնք բնութագրվում են հանքալուծման ցանավոր տիպով, անբարենպաստ օրվեկտ են հանդիսանում հաստատուն հոսանքով էլեկտրահետախուզության կիրառման համար:

Մազնիսահետախուզության արդյունքները վկայում են այն մասին, որ այդ մեթոդը կարելի է կիրառել երկրաբանական քարտեզահանման որոշ հարցեր լուծելու համար (մոնցոնիտների և պորֆիրանման գրանոդիորիտների, մոնցոնիտների և կվարցային դիորիտների կոնտակտների հետազոտում, սկառնային զոնաների անջատում և այլն):

Բարձր էֆեկտիվություն է տվել սպեկտրամետաղաչափական հանույթի կիրառումը, որի օգնությամբ սահմանված են մի շարք նոր, հանքայնացման տեսակետից հեռանկարային տեղամասեր:

Պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում կոմպլեքս աշխատանքներ կատարելիս մշակվել է ջրերի էլեկտրական դիմադրության ուսումնասիրության մեթոդիկա (ռեզիստիվիմետրիա) հանքայնացումով օժտված տեղամասերը առանձնացնելու համար, որոնք բնութագրվում են բարձր էլեկտրահաղորդականությամբ:

Այդ մեթոդի կիրառման համար հիմք է հանդիսանում այն փաստը, որ մի կողմից, մոլիբդենային հանքավայրերի ջրերում գոյություն ունի ուղղակի կապ մոլիբդենի քանակության և սուլֆատ-իոնի միջև, իսկ մյուս կողմից՝ սուլֆատային ջրերը օժտված են ամենաբարձր միներալացումով: Իրա շնորհիվ հնարավոր է դառնում ռեզիստիվիմետրիայի օգնությամբ ստանալ որոշումների օժանդակ հատկանիշներ: Փորձնական դաշտային աշխատանքները հաստատում են տվյալ մեթոդիկայի նպատակահարմարությունը:

2. Բազմամետաղային հանքավայրերում, որոնցում հանքայնացումը ներկայացված է երակներով ու զոնաներով, հաստատուն հոսանքով էլեկտրահետախուզության կիրառումը ուղղակի որոշումների համար տվել է ցածր էֆեկտիվություն (միայն առանձին դեպքերում այդ մեթոդների օգնությամբ հաջողվել է գտնել բազմամետաղային երակներ): Իրա պատճառը հանքանյութերի ցածր էլեկտրահաղորդականությունն է, որը հանքային միներալների մեկուսության հետևանք է:

Լայն հնարավորությունով է օժտված մագնիսահետախուզությունը (երբեմն դիմադրությունների մեթոդի հետ միասին) հանքայնացում պարունակող տուֆիտների, կարբոնատային ապարների քարտեզահանման և հիմքային բաղադրություն ունեցող դալկաների հետազոտման ժամանակ:

Բազմամետաղային հանքավայրերի մեծ մասը բնութագրվում է կապարի մետաղաչափական կտրուկ անոմալիաներով, որոնք համընկնում են հանքային մարմինների և զոնաների հետ: Կոլչեդանա-բազմամետաղային հանքավայրերում հուսալի արդյունքներ են տվել էքսպերիմենտալ հետազոտությունները գրավիտատախուզության և ռադիոալիքային մեթոդների օգնությամբ, որոնց հետագա կիրառումը պետք է համարել միանգամայն հիմնավորված:

3. Պղնձակոլչեդանային հանքավայրերը ներկայացված են հոծ, երակային և ցանավոր հանքանյութերով:

Հոծ տեքստուրա ունեցող հանքանյութերը օժտված են բարձր էլեկտրահաղորդականությամբ, որը մի շարք դեպքերում պայմանավորում է էլեկտրահետախուզական մեթոդների կիրառման դրական արդյունքները:

Էլեկտրահետախուզությունը և մագնիսահետախուզությունը հնարավորություն են տալիս լուծել նաև երկրաբանական քարտեզահանման մի քանի հարցեր, ինչպես օրինակ, առանձնացնել հիդրոթերմալ փոփոխված ապարները, պիրիտիզացված զոնաները և դալկաները:

Պղնձակոլչեդանային հանքավայրերի համար մեծ նշանակություն ունի «կույր» հանքամարմինների ուսումնասիրությունը գեոֆիզիկական մեթոդներով. վերջին ժամանակների հետազոտությունները վկայում են, որ դրա

համար շատ նպատակահարմար է կիրառել դրավինետախուզությունը, ապակալիքային մեթոդները և առաջացված պոտենցիալների մեթոդները:

Բերված տվյալները արտացոլում են գեոֆիզիկական մեթոդներով հայտատանի մետաղային հանքավայրերի ուսումնասիրության որոշակի ստադիան:

Ակնհայտ է, որ անհրաժեշտ է շարունակել այդ ուսումնասիրությունները, ընդլայնելով գեոֆիզիկական կոմպլեքսը, կատարելագործելով մեթոդիկան և կիրառվող սարքավորումը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ванцян Г. М. О применении геофизических методов для прослеживания даек на рудных месторождениях Армении. Известия АН АрмССР. геол. и геогр. науки, т. XIII, № 5, 1960.
2. Долуханова Н. И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР, Ереван, 1958.
3. Комаров В. А., Пишпарева И. А., Семенов М. В., Хлопонина Л. С. Некоторые результаты опробования метода вызванной поляризации на рудных месторождениях. Информационный сборник ВИТР, № 8, 1957.
4. Оганесян Ш. С. Опыт применения гравиметровой съемки при поисках и разведке слепых колчеданных рудных тел алавердского типа. Доклады АН Армянской ССР, т. XXIX, № 5, 1959.
5. Тархов А. Г. и Ванцян Г. М. Поисковая гидроэлектрометрия. Разведка и охрана недр, № 5, 1955.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Հովսեփ Աբգարի Օրբելի	էջ 3
---------------------------------------	---------

Պալեոնոլոգիա

Ս. Մ. Գրիգորյան. Հայկական ՍՍՌ վերին էոցենի նստվածքների Nummulites mil- lecaput-ի հորիզոնի նուստուլիտները	7
---	---

Պետրոգրաֆիա

Ս. Ի. Բալասանյան. Հայկական ՍՍՌ Ալավերդու շրջանի ինտրուզիվ ապարների պե- տրոգրաֆիայի շուրջը	25
--	----

Գեոֆիզիա

Ա. Ս. Ֆարամազյան. Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերում ունիումի բաշխման օրինաչափությունների մասին	39
---	----

Հիդրոգեոֆիզիա

Ն. Ի. Դուրխանովա, Լ. Ա. Գրիգորյան. Տարրալուծման պրոցեսները ճանձուտի ծը- ծրմրակոլչեդանային հանքավայրում	57
---	----

Գեոֆիզիկա

Հ. Մ. Վանցյան. Հայկական ՍՍՌ մետաղային հանքավայրերի գեոֆիզիկական հետա- դոտությունների մեթոդիկայի մասին	65
--	----

С О Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Иосиф Абгарович Орбели	3

Палеонтология

С. М. Григорян. Нуммулиты горизонта с Nummulites millescaput из верхнеэо- ценовых отложений Армянской ССР	7
--	---

Петрография

С. И. Баласанян. К петрографии интрузивных пород Алавердского района Ар- мянской ССР	25
---	----

Геохимия

А. С. Фарамазян. Закономерности распределения рения в рудах Каджаранского месторождения	39
--	----

Гидрогеохимия

- Н. И. Долуханова, Л. А. Григорян. О процессах выщелачивания на Тандзутском серноколчеданном месторождении 57

Геофизика

- Г. М. Ванцян. К методике геофизических исследований рудных месторождений Армянской ССР 65



Сдано в набор 18/I 1961 г. Подписано к печати 13/III 1961 г. ВФ 00436

Заказ 28. Изд. 1939. Тираж 650. Объем 4,75 печ. л. + 3 вкл

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24