

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ս. Մ. Այվազյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Ս. Ի. Բալասանյան, Ն. Ի. Դալուխանովա, Ս. Ս. Մկրտչյան, Ա. Գ. Նազարով, Ն. Կ. Կարապետյան, Մ. Զ. Սիմոնով, Հ. Մ. Վանցյան, Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Ա. Ե. Քոչարյան (պատ. խմբագրի տեղակալ)։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян, С. М. Айвазян, А. Б. Багдасарян, С. И. Баласанян, Н. И. Долуханова, С. С. Мкртчян, А. Г. Назаров, Н. К. Карапетян, М. З. Симонов, Г. М. Ванцян, Г. И. Тер-Степанян, А. Е. Кочарян (зам. отв. редактора).

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

А. Е. ПТУХЯН

НЕКОТОРЫЕ НУММУЛИТЫ ИЗ НИЖНЕЭОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Впервые в пределах Армении наличие фаунистически охарактеризованного нижнего эоцена, известного в литературе под названием «горизонта с мелкими нуммулитами» (*Nummulites globulus*, *N. atacicus*, *N. lucasi*, *N. pustulosus*), был установлен А. А. Габриеляном (1957). Впоследствии эта точка зрения А. А. Габриеляна подтвердилась находками характерного нижнеэоценового вида *N. planulatus* в известняках основания палеогенового разреза, в районе с. Раздан (А. Е. Назарян, 1960) и в бассейне р. Веди (С. М. Григорян, 1963), а также наличием богатого комплекса нижнеэоценовых видов нуммулитов в известняках северо-восточного побережья оз. Севан (А. А. Габриелян, С. М. Григорян, 1964). В то же время при проведении геологосъемочных работ А. Т. Вегуни, А. Е. Птухяном, Р. К. Хачатряном, Г. Н. Акопяном, Д. А. Оганесяном (1961), А. Р. Арутюняном (1965) была установлена весьма широкая область распространения нижнеэоценовых отложений в пределах Армении. Последние представлены карбонатной фацией в составе известняков, песчанистых известняков, известковистых песчаников, конгломератов, мощность которых достигает от 20 до 120 м. Отложения этого возраста трансгрессивно налегают на более древние образования от палеозоя до дат-палеоцена включительно и в разных местах трансгрессивно или же согласию перекрываются более молодыми породами эоценового возраста.

На территории северных районов Армянской ССР отложения нижнего эоцена распространены в пределах Цахкуняцкого, Памбакского, Севанского, Иджеванского хребтов и представлены известняками, конгломератами серого и буроватого цвета. В указанных местах отложения нижнего эоцена налегают на верхнемеловые известняки и перекрываются туфоосадочными образованиями среднего эоцена. В разных пунктах в области распространения этих отложений, из представителей нуммулитов встречаются: *N. globulus* Le y m., *N. planulatus* L a m., *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. praelucasi* Dou v., *N. leupoldi* Sch a u b, *N. aquitanicus* Ben., *N. subplanulatus* Ha n t k., *N. atacicus* Le y m., *N. paritschi* de la Harpe, *N. irregularis* Des h., *N. distans* var. *dépressa* d. l. H., *Ass. placentula* Des h.

На территории южных районов Арм.ССР нижнеэоценовые отложения, представленные известняками розоватого и желтоватого цвета, известковистыми песчаниками и конгломератами, выделяющимися хорошо выраженными карнизами, развиты в пределах Вединского бассейна и За-

гадного Айюцдзора. Здесь нижнеэоценовые отложения трансгрессивно налегают на более древние образования палеозоя, верхнего мела, дат-палеоцена и перекрываются фаунистически охарактеризованными более молодыми слоями эоценового возраста. Из представителей нуммулитов в этих отложениях встречаются: *N. globulus* Leym., *N. planulatus* Lam., а также редко *N. exilis* Douv., *N. bolcensis* Munier—Chalmas.

Таким образом, выраженные единой карбонатной фацией нижнеэоценовые образования литологически легко выделяются в палеогеновом разрезе Армении.

Встречающийся же в них видовой состав нуммулитов: *N. planulatus* Lam., *N. subplanulatus* Hantk., *N. globulus* Leym., *N. aquitanicus* Ben., *N. exilis* Douv., *N. bolcensis* Munier—Chalmas, *N. praelucasi* Douv., *N. leupoldi* Sch., *N. burdigalensis* de la Harpe, *Ass. placentula* Desh. и др. достаточно точно обосновывает их нижнеэоценовый возраст. Нижняя граница нижнего эоцена устанавливается его трансгрессивным залеганием над более древними породами от палеозоя до дат-палеоцена включительно. Верхняя его граница фиксируется местами согласным, местами же трансгрессивным его перекрыванием, фаунистически охарактеризованными более молодыми слоями эоцена.

Ввиду ограниченности объема статьи, ниже мы приводим палеонтологическое описание некоторых, не описанных ранее видов нуммулитов, из вышеотмеченного комплекса.

Род *Nummulites* Lamarck 1801

Nummulites planulatus Lamarck 1804

- 1804 — *Lenticulina planulata* Lamarck. Ann. du Muséum, vol. 5, p.p. 168, 187 (part.) (A, B).
- 1853 — *Nummulites planulata* Archiac et Haime. Monographie des Nummulites, p.p. 142—144, tab. IX, fig. 5—10 (A, B).
- 1883 — *Nummulites planulatus* de la Harpe. Mem. Soc. Pal. Suisse, vol. X, p.p. 171—175, tab. VII, fig. 1—11 (B).
- 1883 — *Nummulites elegans* de la Harpe. Ibid. p.p. 175—178, tab. VII, fig. 12—13 (A).
- 1911 — *Nummulites planulatus* Boussac. Mem. Carte. Géol. Fr., p. 13, tab. I, fig. 1, 89, tab. II, fig. 13—25 (A, B).
- 1919 — *Nummulites planulatus* Douville. Mem. Carte. Geol. Fr., p.p. 46—49, tab. IV, fig. 1—12 (B).
- 1919 — *Nummulites subplanulatus* Douville. Ibid., p. 49, textfig. 6, 7 (A).
- 1951 — *Nummulites planulatus* Schaub. Schweiz. Pal. Abh. vol. 68, p.p. 175—176, textfig. 244—247 (A).
- 1956 — *Nummulites planulatus* Попхадзе. Тр. сект. палеобиологии, т. III, стр. 141—143, табл. I, фиг. 1—3, 8 (A, B).
- 1960 — *Nummulites planulatus* Немков, Бархатова. Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв., № 5, стр. 34, таб. II, фиг. 1, 2 (A, B).

Мегасферическая генерация (A)

Табл. I, фиг. 1—3

Внешние признаки. Раковина мелких размеров, чечевицеобразная, умеренно выпуклая, край притупленный, или же раковина плоская, в центральной части слегка выпуклая, край округленный. На поверхности

раковины намечается центральный столбик в виде небольшого округленного белого пятна. Септальные линии тонкие, радиальные, прямые, у края раковины часто изгибаются.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна быстро, правильно и равномерно раскручивающаяся спираль, которая совершает 3—4 оборота. Шаг спирали равномерно и довольно быстро увеличивается от центра к периферии. Спиральная полоса средней и почти одинаковой толщины по всей протяженности, достигает $1/5$ — $1/7$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы в спиральном канале распределены довольно густо и равномерно. Они средней толщины, прямые, в основании они перпендикулярны к спиральной полосе, в своей верхней части равномерно изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали неглубокий, близкий к прямому верхний задний угол. Часто в первом обороте септы серповидные.

Камеры четырехугольные, в своей верхней части слабо расширенные и серповидные, высота их превосходит длину. Центральная камера небольшая, овальная или округлая, более крупная, чем вторая. Мегасфера имеет форму восьмерки. В осевом сечении раковина напоминает сжатый с боков эллипс.

Размеры. Диаметр раковины 2,5—3,5 мм, толщина 1—1,3 мм. На радиус 1,2—1,5 мм приходится три оборота спирали. Число септ в $1/4$ оборота:

для 1-го оборота 3,
для 2-го оборота 5,
для 3-го оборота 6—8,
для 4-го оборота 8—9.

Величина мегасферы 0,25—0,3 мм.

Сравнение. *N. planulatus* выявляет сходство с *N. aquitanicus*, *N. exilis*, *N. nitidus*, *N. subplanulatus* Hantk., *N. chavannesi*, *N. orbigny*.

N. planulatus очень похож на *N. aquitanicus*, от которого отличается только отсутствием гранул на поверхности раковины.

От *N. exilis* и *N. nitidus*, *N. planulatus* отличается несколько более изгибающимися септальными линиями, сжатой спиралью и прямоугольными камерами.

От *N. subplanulatus* Hant., *N. planulatus* отличается относительно большими размерами раковины, изгибающимися септальными линиями, более толстыми септами и спиральной полосой.

Весьма похожи внутренними признаками строения раковины *N. planulatus* и *N. orbigny*. *N. planulatus* отличается от указанного вида относительно большими размерами и менее уплощенной формой раковины, а также изгибающимися септальными линиями. От *N. chavannesi*, *N. planulatus* отличается более плоской формой раковины, меньшими размерами, менее выскими и прямоугольными камерами. Описанные нами формы *N. planulatus* несколько отличаются от типич-

ных форм этого вида, своей сравнительно большей выпуклостью и присутствием белого пятна в центральной части поверхности раковины. Однако эти отличия не могут служить критерием для их выделения в качестве нового подвида или вида. Скорее всего указанные отличия носят местный характер.

Распространение. *N. planulatus* пользуется широким географическим распространением и является характерным нижнеэоценовым видом. Он известен из нижнего эоцена Англии, Франции, Бельгии, Италии, Швейцарии, Венгрии, Польши, Болгарии, Северной Африки, Сирии. Известен также из нижнеэоценовых отложений Крыма, Северного Кавказа, Грузии, Азербайджана, Мангышлака, Приуралья.

В пределах Армении *N. planulatus* встречается в нижнеэоценовых известняках и песчанистых известняках у селений Элпин, Советашен, Шагаплу, Чиман, Веди, Чоррорт-гюх, Двин. В пределах Цахкуняцкого хребта: у селений Соллак, Кахси, в районе Спитакского перевала, у селений Чобанмаз, Лернаван, Цахкашен.

Nummulites subplanulatus Hantken et Madarasz (1872)

- 1872 — *Nummulites subplanulatus* Hantken. Mitt. Iahr. Ung. Geol. Anst., vol. I, p.p. 40, 69, 112, 119, 121.
 1924 — *Nummulites subplanulatus* Rozlozsnik. Föld. Szemle, vol. I, p. 184, taf. IV, fig. 5a-f, taf. V, fig. 17 (A, B).
 1926 — *Nummulites subplanulatus* de la Harpe. Ev. Föld. Int. vol. 27, № 1—3, p. 9 (A).
 1929 — *Nummulites subplanulatus* Rozlozsnik. Geol. Hung. ser. paleont; fasc. 2, p.p. 157—158, taf. II, fig. 30, 31 (B).
 1951 — *Nummulites subplanulatus* Schaub. Schweiz. Pal. Abh. vol. 68, p.p. 90—101, textfig. 29—39 (A, B).

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 1, фиг. 4, 5

Внешние признаки. Раковина мелких размеров, чечевицеобразная, в центральной части слабо выпуклая, с заостренным краем. Септальные линии радиальные, прямые, четко выражены на поверхности раковины. В ее центральной части хорошо выражен центральный столбик в виде белого пятна округлой формы.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильно и равномерно раскручивающаяся спираль, которая совершает 4—5 оборотов. Шаг спирали быстро и равномерно возрастает от центра к периферии. Спиральная полоса тонкая и одинаковой толщины по всей протяженности, достигает $1/5$ — $1/7$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, одинаковой и равномерной толщины, в спиральном канале распределены равномерно, они прямые, в своей верхней части слабо изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали близкий к прямому верхний угол. Камеры прямоугольные, в своей верхней части слегка серповидные, высота в 1,5—2 раза превышает длину. Мегасфера маленькая, состоит из двух частей, подобие восьмерки.

В осевом сечении раковина имеет форму эллипса. Камерные полости и боковые стенки спирали инволютные.

Размеры. Диаметр раковины 2,6—2,8 мм, толщина 1—1,2 мм, на радиус 0,9 мм приходится 3 оборота спирали, на радиус 1,35—1,4 мм приходится 4 оборота спирали. Число септ в 1/4 оборота:

для 1-го оборота 3,
для 2-го оборота 4,
для 3-го оборота 5—6,
для 4-го оборота 6—7.

Величина мегасферы 0,2 мм.

Микросферическая генерация этого вида нами не обнаружена.

Сравнение. *N. subplanulatus* сходен с *N. planulatus*, *N. bearnensis*, *N. nitidus*, *N. exilis*. От *N. planulatus* отличается более тонкими чертами строения раковины: септы более тонкие и прямые, в своей верхней части изгибаются слабее, чем у *N. planulatus*, спираль тонкая. От *N. nitidus* отличается менее развернутой спиралью и более прямыми септами. От *N. bearnensis*, *N. subplanulatus* отличается сравнительно развернутой спиралью, более большой мегасферой. От *N. exilis* он отличается сравнительно мелкими размерами, более тонкой спиральной полосой и в верхней части слабо изгибающимися септами.

Формы, описанные нами *N. subplanulatus*, почти ничем не отличаются от форм этого вида, описанного П. Розложником и Г. Шайбом (1951); они отличаются сравнительно большей толщиной раковины.

Распространение. *N. subplanulatus* является одним из характерных видов нижнего эоцена. Он пока не известен из более молодых отложений эоцена. Он встречается в нижнеэоценовых образованиях Южной Франции, Швейцарии, Венгрии, окрестностей Сочи. В Армении *N. subplanulatus* встречается в нижнеэоценовых известняках северо-восточного побережья оз. Севан в ассоциации с *N. praelucasi*, *N. leupoldi*, *N. aquitanicus*, *C. globulus* и т. д.

Nummulites praelucasi Douville 1924

- 1919 — *Nummulites guettardi* Douville. Mem. Carte Géol. Fr., tab. I, fig. 1—7 (B).
1924 — *Nummulites praelucasi* Douville. C. R. Acad. Sci., vol. 178, p. 39, textfig. 10 (B).
1929 — *Nummulites praelucasi* Rozlozsnik. Geol. Hung. ser. Pal., fasc. 2, p. 188 (A).
1933 — *Nummulites praelucasi* Bleda. Bull. Acad. Pol. ser. B, p.p. 184—186, tab. 13, fig. 1, 2 (A, B).
1939 — *Nummulites praelucasi* Arnd. Ecl. Geol. Helv. vol. 32, p.p. 140, 147, textfig. 18, 19, taf. XV, fig. 1—3 (A, B).
1951 — *Nummulites praelucasi* Schaub. Schweiz. Pal. Abh. vol. 68, p.p. 156—159, textfig. 197—205, taf. 5, fig. 1, 2 (A, B).
1961 — *Nummulites praelucasi* Немков и Бархатова. Тр. геол. муз. им. Карпинского. Вып. V, стр. 26—30, таб. I, фиг. 7—10 (A, B).

Мегасферическая генерация (А).

Табл. 1, фиг. 6—8

Внешние признаки. Раковина мелких размеров, чечевицеобразная, выпуклая, иногда слегка уплощенная, с округлым краем. На поверхности раковины намечается центральная гранула в виде бугорка или же белого пятна округлой формы.

Септальные линии толстые, радиальные, иногда в центральной части раковины слегка изгибаются. В краевой части раковины над спиральной полосой предпоследнего оборота на септальных линиях намечаются узлообразные утолщения, что является характерным диагностическим признаком этого вида. На поверхности и внутренних оборотов спирали септальные линии и узлообразные утолщения выражены более четко.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна правильно и равномерно раскручивающаяся спираль, которая совершает 4—4,5 оборота. Шаг спирали постепенно возрастает от центра к периферии, иногда в последнем обороте очень слабо уменьшается. Спиральная полоса тонкая, ее толщина постепенно увеличивается по мере раскручивания спирали от центра к периферии, в последнем обороте слабо уменьшается и достигает $1/4$ — $1/6$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы в спиральном канале распределены равномерно, они слабо наклонные в начальных оборотах и более прямые в последних.

В своей нижней части септы более толстые, в своей верхней части утончаются и, изгибаясь назад, образуют с последующим оборотом спирали острый верхний угол. Камеры высокие, в начальных оборотах серповидные, в последующих оборотах слегка серповидные, близкие к ромбическим. Мегасфера маленькая, состоит из двух частей. Обе камеры вместе образуют подобие восьмигранника.

В осевом сечении раковина имеет форму линзы с округлым краем. Камерные полости и боковые стенки спирали инволютные.

Размеры. Диаметр раковины 2—2,8 мм, толщина 1,2—1,6 мм, на радиус 1—1,1 мм приходится 4 оборота спирали.

Число септ в $1/4$ оборота:

для 1-го оборота 2,
для 2-го оборота 4,
для 3-го оборота 5,
для 4-го оборота 6.

Величина мегасферы 0,2 мм.

Сравнение. *N. praelucasi* по форме и размерам раковины несколько сходен с мелкими нуммулитами, но наличие узлообразных утолщений легко отличает его от них. *N. praelucasi* похож на *N. leupoldi*, у которого также присутствуют узлообразные утолщения, но отличается от него меньшими размерами раковины, менее резко выражены и септальными линиями и более тонкой спиральной полосой. Иногда *N. praelucasi* со слабо выраженными узлообразными утолщениями можно принять за

N. globulus. Но первый из них отличается тонкими септами и спиральной полосой, а также более развернутой спиралью. От *N. muratovi*, *N. praelucasii* отличается менее развернутой спиралью, более толстыми септами и толстой спиральной полосой. Описанные нами формы *N. praelucasii* из района оз. Севан ничем не отличаются от ранее описанных форм, отобранных из разных частей Альпийской геосинклинали.

Распространение. *N. praelucasii* является характерным нижнеэоценовым видом, но встречается также и в основании среднего эоцена. Этот вид был обнаружен и описан из немногочисленных местностей Алп-Гималайской геосинклинали.

Встречается в нижнем эоцене Южной Франции, Северной Италии, Швейцарии, Албании, Крыма и Карпат. В основании среднего эоцена он известен в Крыму и Грузии. Описанный нами вид происходит из нижнеэоценовых известняков северо-восточного побережья оз. Севан.

Nummulites leupoldi Schaub 1951.

1951 — *Nummulites leupoldi* Schaub. Schweiz Pal. Abh. vol. 68, p.p. 159—169, text-fig. 206—214, taf. 5, fig. 3—7 (A, B).

1960 — *Nummulites leupoldi* Белмустаков. Труды верх. геол. Болгария, сер. палеонтол., кн. 2, стр. 36, 40, табл. II, фиг. 6—8, табл. III, фиг. 1, 2, 4, 6 (B).

1960 — *Nummulites leupoldi* Немков, Бархатова, Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 5, стр. 28, табл. III, фиг. 14—15.

1961 — *Nummulites leupoldi* Немков и Бархатова. Тр. геол. муз. им. Карпинского, вып. V, стр. 33—36, табл. I, фиг. 17—19, табл. II, фиг. 1, 2 (A и B).

Мегасферическая генерация (B)

Внешние признаки. Раковина мелких размеров, чечевичеобразная, умеренно выпуклая с заостренным краем. Септальные линии на поверхности раковины четко выражены, они радиальные, в центральной и средней части раковины изгибаются, иногда в центральной части раковины слегка вихреобразно закручиваются. От центра к периферии их толщина постепенно увеличивается и в краевой части раковины достигает наибольшей толщины, что является весьма характерным диагностическим признаком. В краевой части раковины на септальных линиях часто присутствуют узлообразные утолщения.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна медленно, правильно и равномерно раскручивающаяся спираль, которая совершает 7—8 оборотов. Шаг спирали постепенно возрастает от центра к периферии. Спиральная полоса толстая, ее толщина увеличивается по мере раскручивания спирали от центра к периферии и достигает $1/3$ — $1/4$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы в спиральном канале распределены равномерно, в своей нижней части они прямые—от средней части своей высоты довольно сильно изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали острый угол. В основании септы всегда утолщены, а в своей верхней части обычно утончены. Камеры серповидные, высота превышает длину. В осевом сечении раковина имеет форму линзы. Камерные полости и боковые стенки спирали инволютные. Часто

намечается центральный столбик, который не достигает поверхности последнего оборота.

Размеры. Диаметр раковины 4—6 мм, толщина 2,5—3 мм. На радиус 2,3 мм приходится 6 оборотов спирали. Число септ в 1/4 оборота:

для 2-го оборота 3,
 для 3-го оборота 4—5,
 для 4-го оборота 5,
 для 5-го оборота 6,
 для 6-го оборота 6—7.

Сравнение. *N. leupoldi* сходен с *N. atacicus*, *N. rotulorius* и *N. praelucasi*.

От *N. atacicus* и *N. rotularius* отличается меньшими размерами раковины и мегасферы. Кроме этого, септальные линии у *N. leupoldi* сильно утолщены в краевой части раковины, где часто присутствуют узлообразные утолщения. От *N. praelucasi* он отличается сравнительно большими размерами раковины, более толстой спиральной полосой и менее четко выраженными узловатыми утолщениями в краях раковины.

Распространение. *N. leupoldi*, по всей вероятности, имеет широкое географическое распространение. Он был отмечен в Болгарии, во Франции, Швейцарии, в Крыму, встречается также в Армении. Пока этот вид известен из нижнеэоценовых отложений вышеотмеченных местностей и считается характерным видом этого яруса. Описанная нами форма происходит из нижнеэоценовых известняков северо-восточного побережья оз. Севан.

Nummulites aquitanicus Benoist 1888

- 1888 — *Nummulites aquitanicus* Benoist. Pr. verb. de la Soc. Linn. Bordeaux (nomen nudum) (B).
 1883 — *Nummulites girondicus* Benoist. Ibid. (nom. nudum) (A).
 1889 — *Nummulites laevigatus* var. *aquitanicus* Benoist. Bull. Sci. Soc. Bord., vol. 14, 14, p.p. 20, 21, pl. I, fig. 1, 2, pl. II, fig. 6, 7 (B).
 1889 — *Nummulites lamarcki* var. *girondica* Benoist. Ibid. p. 22, pl. II, fig. 1—5 (A).
 1919 — *Nummulites aquitanicus* Douville. Carte Geol. Fr., p.p. 50—52, pl. IV, fig. 18, pl. V, fig. 1—8 (B).
 1933 — *Nummulites aquitanicus* Cizancourt. Bull. Soc. Geol. Fr., ser. 5. vol. 3, p.p. 363—364, tab. XVIII, fig. 5 (B).
 1933 — *Nummulites girondicus* Cizancourt. Ibid. p. 364 (A).
 1951 — *Nummulites aquitanicus* Schaub. Schweiz. Pal. Abh. vol. 68, p.p. 182—187, text-fig. 258—266, taf. 7, fig. 1—3 (A, B).

Мегасферическая генерация (A)

Табл. II, фиг. 1—2

Внешние признаки. Раковина плоская или же в центральной части слабо выпуклая, край округлый. Септальные линии радиальные, четко выражены на поверхности раковины, часто в ее центральной части разветвляются и анастомозируя, образуют сетку с неправильными петлями

Хорошо заметны перпендикулярно расположенные к септальным линиям поперечные трабекулы. Несколько крупных гранул расположены на септальных линиях в центральной части раковины.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна правильно раскручивающаяся и довольно развернутая спираль, которая совершает 4 оборота. Шаг спирали постепенно возрастает от центра к периферии.

Спиральная полоса средней и почти одинаковой толщины по всей своей протяженности достигает $1/4—1/5$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы в спиральном канале расположены равномерно, они одинаковой толщины, прямые, в своей верхней части слабо изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали неглубокий острый, близкий к прямому, верхний угол. Камеры высокие, четырехугольные, в своей верхней части слабо серповидные. Мегасфера большая, состоит из двух частей, одна—большая, округлой формы, другая более мелкая, полукруглой формы.

В осевом сечении раковина имеет форму эллипса, сжатого с боков. Обороты сближены. В центральной части раковины заметно несколько конусообразных столбиков.

Размеры. Диаметр раковины 3,4—4 мм, ее толщина 1,2—1,5 мм. На радиус 1,5 мм приходится 3 оборота спирали.

Число септ на $1/4$ оборота:

для 1-го оборота 3,
для 2-го оборота 5,
для 3-го оборота 7—8,
для 4-го оборота 7—8.

Величина мегасферы 0,35—0,45 мм.

Микросферическая генерация (В)

Табл. II, фиг. 3—9

Внешние признаки. Раковина плоская, в центральной части очень часто выпуклая, с округлым краем. Септальные линии образуют секту с неправильными, изгибающимися, удлиненными и широкими петлями. Часто на поверхности последнего оборота спирали септальные линии образуют сетку только в ее центральной части, в периферических частях раковины они радиальные, слабо изгибаются назад. Перпендикулярно к септальным линиям расположены поперечные трабекулы, которые, часто разветвляясь, анастомозируются. Редкие гранулы расположены на септальных линиях или же в месте их соединений.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна в начальных оборотах сравнительно сжатая и более правильно раскручивающаяся спираль, которая совершает 8—9 оборотов, шаг спирали быстро возрастает от центра к периферии, в последнем обороте часто слабо уменьшается. Спиральная полоса средней толщины, ее толщина постепенно увеличивается по мере раскручивания спирали от центра к периферии и достигает $1/4—1/6$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Они прямые, перпендикулярно расположены к спирали предыдущей.

го оборота, а в своей верхней части правильно изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали близкий к прямому верхний угол. В месте соединения с последующим оборотом септы удваиваются, образуя маленькую треугольную адвентивную камеру. Камеры четырехугольные, в своей верхней части слабо серповидные, высокие, их высота в 1,5—2 раза превышает длину.

В осевом сечении раковина имеет форму эллипса, сжатого с боков, камерные полости и боковые стенки спирали инволютные.

Размеры. Диаметр раковины 6—8 мм, толщина 1,5—2 мм, на радиус 3,5 мм приходится 8 оборотов спирали. Число септ в 1/4 оборота:

для 3-го оборота 4—5,
для 4-го оборота 5—6,
для 5-го оборота 7,
для 6-го оборота 8—9,
для 7-го оборота 8—9,
для 8-го оборота 9—10.

Сравнение. *N. aquitanicus* выявляет очень близкое сходство с *N. planulatus*, *N. laevigatus*, *N. jacquoti*.

N. aquitanicus отличается от *N. planulatus* наличием гранул на поверхности раковины. Внутреннее строение этих двух видов идентичное. От *N. laevigatus* отличается меньшими размерами раковины, меньшей толщиной, более развернутой спиралью, прямыми септами, более высокими камерами. *N. aquitanicus* отличается от *N. jacquoti* сравнительно большими размерами и более развернутой спиралью.

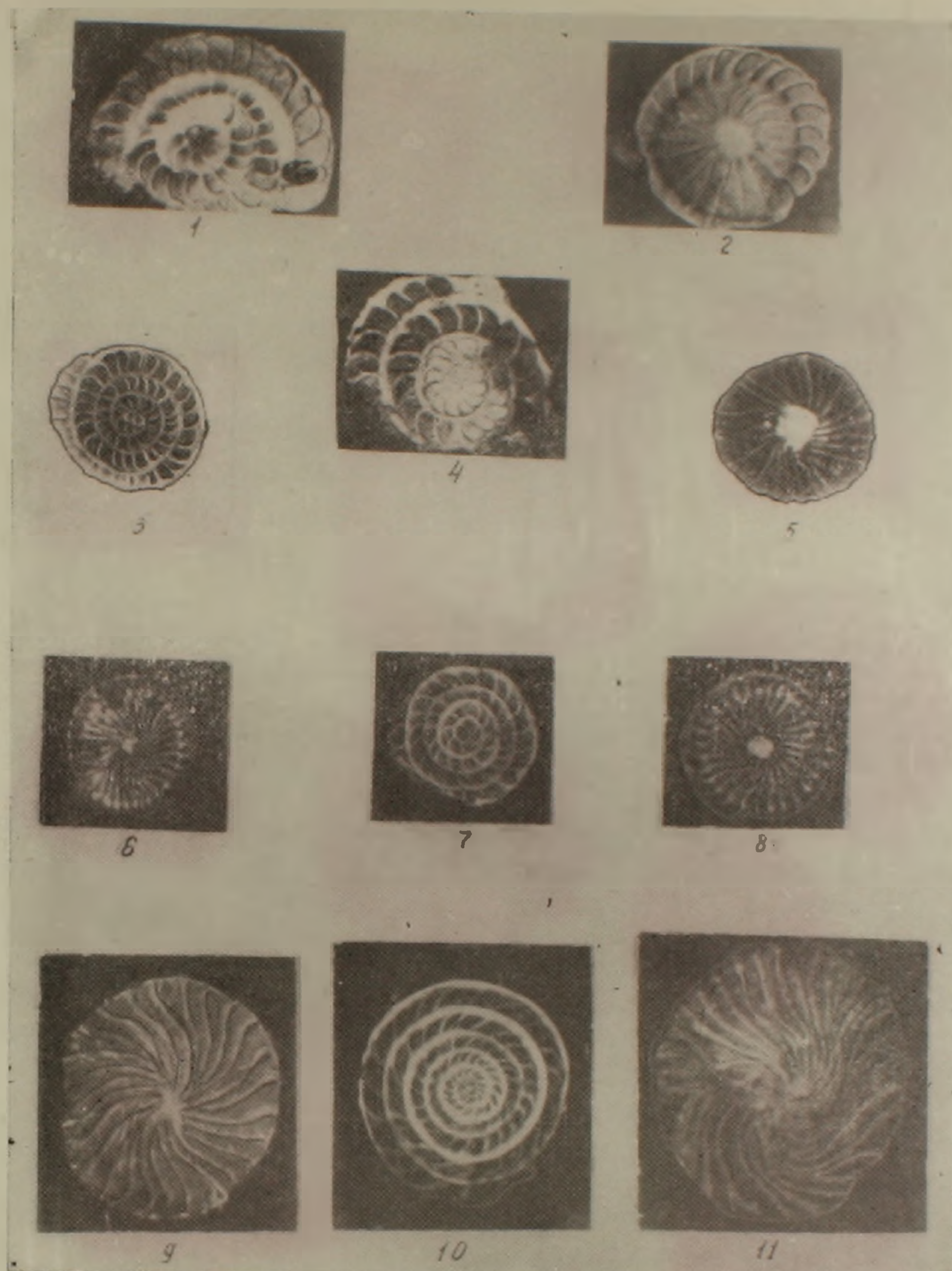
Распространение. *N. aquitanicus* — характерный вид нижнего эоцена, но он встречается редко и в основании среднего эоцена. Этот вид известен пока из немногочисленных местностей Альпийской геосинклинали. В отложениях нижнего эоцена он встречается в Аквитании (Южная Франция), Швейцарии, Северной Испании, Чехословакии, Марокко. В основании среднего эоцена был отмечен в Закарпатье и Англии.

Описанная нами форма была собрана из нижнеэоценовых известняков северо-восточного побережья оз. Севан.

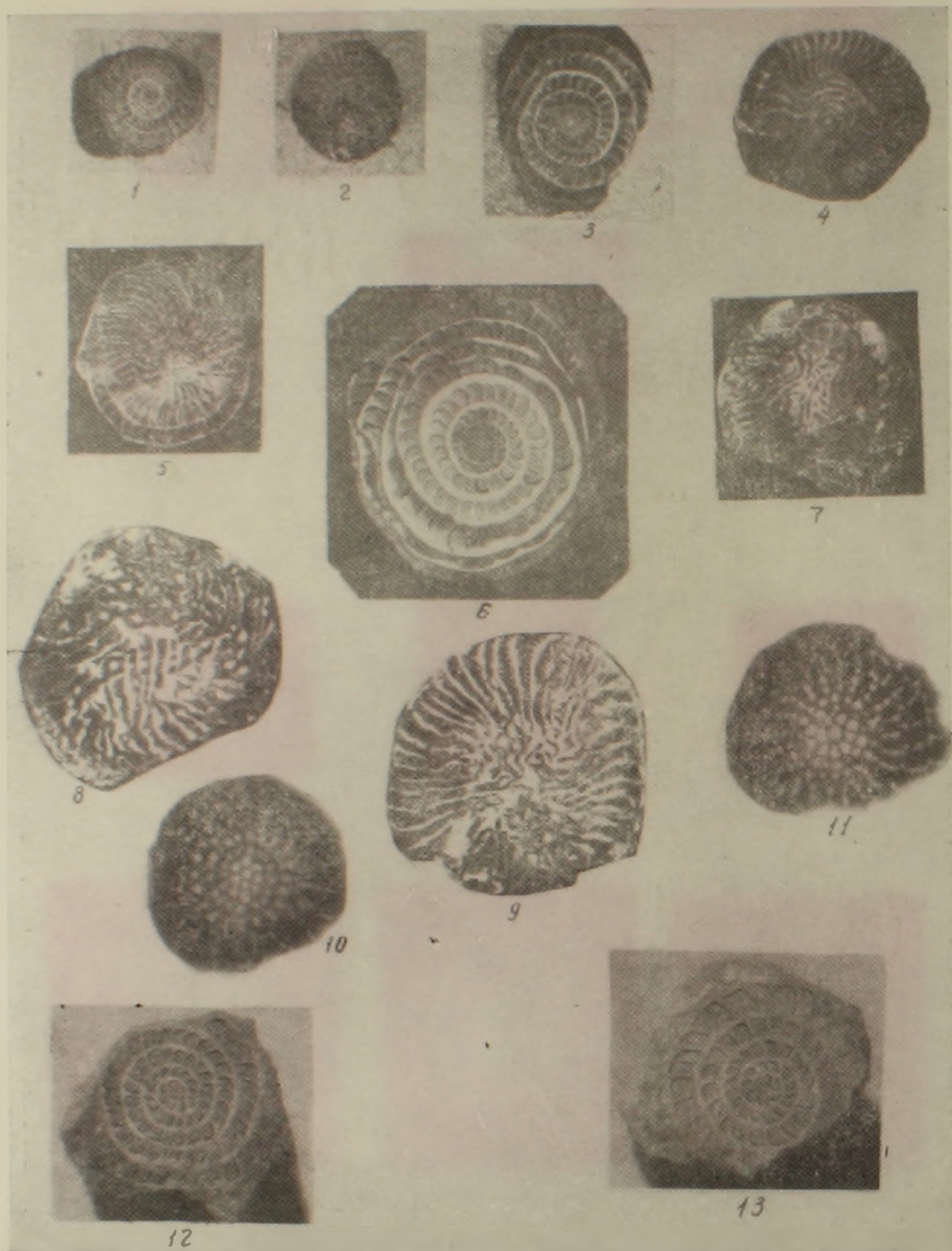
Под *Assilina d'Orbigny* 1826

Assilina placentula Deshayes 1838

- 1838 — *Nummulites placentula* Deshayes. Mém. Soc. Géol. Fr., ser. I, vol. 3, p. 69, tab. VI, fig. 17, 18 (A).
1853 — *Nummulites granulosa* d'Arch. et Halme. Monogr. des Nummulites, p.p. 151—153 (partim), tab. X, fig. 11, 15, 19 (B).
1853 — *Nummulites* Leymerie d'Arch. et Halme. Ibid. p.p. 153--154, (partim), tab. XI, fig. 9—12 (A).
1919 — *Assilina granulosa* Douvillé. Mém. Carte. Géol. Fr., p.p. 72—74, tab. IV, fig. 15—17 (A).
1919 — *Assilina* Leymerie Douvillé. Ibid. p. 74, textfig. 14 (A).
1951 — *Assilina placentula* Schaub. Schweiz. Pal. Abh. vol. 68, p.p. 208—212, textfig. 313—322, taf. 8, fig. 17—19, taf. 9, fig. 1—11 (A, B).



- 1, 3 — *Nummulites planulatus* Lamarck. (A) $\times 10$. Экваториальное сечение. Вединский район, сел. Шаганлу, нижний эоцен.
- 2 — *Nummulites planulatus* Lamarck. (A) $\times 10$. Внешн. вид. Там же.
- 4 — *Nummulites subplanulatus* Hantken. (A) $\times 10$. Внешн. вид. Северо-восточное побережье озера Севан. Нижний эоцен.
- 5 — *Nummulites subplanulatus* Hantken. (A) $\times 10$. Экваториальное сечение. Там же.
- 6, 8 — *Nummulites praelucasi* Douville (A) $\times 5$. Внешний вид. Там же.
- 7 — *Nummulites praelucasi* Douville (A) $\times 6$. Экваториальное сечение. Там же.
- 9, 11 — *Nummulites leupoldi* Schaub (B) $\times 6$. Внешний вид. Там же.
- 10 — *Nummulites leupoldi* Schaub (B) $\times 6$. Экваториальное сечение. Там же.



- 1 — *Nummulites aquitanicus* Benoist. (A) $\times 4$. Экваториальное сечение. Северо-восточное побережье оз. Севан. Нижний эоцен.
- 2 — *Nummulites aquitanicus* Benoist (A) $\times 4$. Внешний вид. Там же.
- 3 — *Nummulites aquitanicus* Benoist (B) $\times 3$. Экваториальное сечение. Там же.
- 4, 5, 7 — *Nummulites aquitanicus* Benoist (B) $\times 3$. Внешний вид. Там же.
- 6 — *Nummulites aquitanicus* Benoist (B) $\times 4$. Экваториальное сечение. Там же.
- 8, 9 — *Nummulites aquitanicus* Benoist. (B) $\times 4$. Внешний вид. Там же.
- 10, 11 — *Assilina placentula* Desch. (A) $\times 4$. Внешний вид. Северо-восточное побережье оз. Севан, нижний эоцен.
- 12, 13 — *Assilina placentula* Desch. (A) $\times 4$. Экваториальное сечения. Там же.

- 1955 — *Assilina placentula* Schaub. Ecl. Géol. Helv., vol. 48, № 2, p.p. 409—413 (A, B).
 1961 — *Assilina placentula* Немков и Бархатова. Тр. геол. муз. им. Карпинского, вып. 5, стр. 98—103, табл. 8, фиг. 14—17 (A, B).

Мегасферическая генерация (A)

табл. II, фиг. 10—13

Внешние признаки. Раковина плоская с округлым краем, крупные гранулы (пустулы) сосредоточены в центральной части раковины, более мелкие гранулы спирально расположены по всей поверхности раковины. Иногда в средней и периферической частях раковины они располагаются радиально. Септальные линии радиальные, из-за густоты гранул плохо заметны, и то только в средней и периферической частях раковины.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна медленно, правильно и равномерно раскручивающаяся спираль, которая совершает 5—6 оборотов. Шаг спирали медленно и равномерно возрастает от центра к периферии. Спиральная полоса средней и почти одинаковой толщины по всей своей протяженности, достигает $1/3$ — $1/4$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы в спиральном канале распределены равномерно. Они прямые, в своей верхней части изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали очень близкий к прямому верхний угол. Камеры четырехугольные, иногда изометрические. Мегасфера состоит из двух частей и имеет форму восьмерки.

В осевом сечении раковина имеет форму эллипса, уплощенного с боков. Камерные полосы эволютные, боковые продолжения камерных стенок в начальных оборотах инволютные, в последних — полуинволютные.

Размеры. Диаметр раковины 5—7 мм, толщина 1—1,2 мм. На радиус 2,5—2,7 мм приходится 5 оборотов спирали.

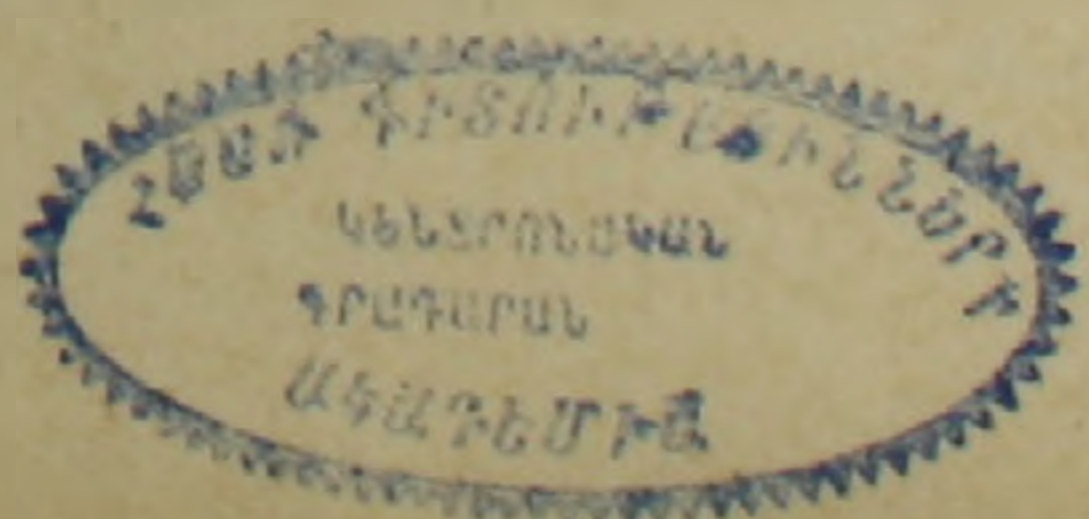
Число септ в $1/4$ оборота:

для 1-го оборота 2—3,
 для 2-го оборота 4,
 для 3-го оборота 5—6,
 для 4-го оборота 7,
 для 5-го оборота 8.

Величина мегасферы 0,35 мм.

Сравнение. *Ass. placentula* схода с *Ass. pustulosa*. От *Ass. pustulosa* отличается большими размерами раковины и мегасферы, более развернутой спиралью и сравнительно более уплощенной формой раковины. От *Ass. exropens* отличается мелкими размерами раковины, более обильной грануляцией и менее заметными септальными линиями.

Распространение. *Ass. placentula* является характерным нижнеэоценовым видом, но встречается и в основании среднего эоцена. В отложениях нижнего эоцена и низов среднего эоцена этот вид известен во Франции, Испании, Швейцарии, Италии, Болгарии, Польше, в Крыму, в Грузии и Армении.



Нами описанный вид происходит из нижнеэоценовых известняков северо-восточного побережья оз. Севан.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 29.XII 1965.

Ա. Ե. ՊՏՈՒՂՅԱՆ

ՄԻ ՔԱՆԻ ՆՈՒՄՄՈՒԼԻՏՆԵՐ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍՏՈՐԻՆ ԷՈՑՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻՑ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանում բավականին ընդարձակ տարածում ունեն ստորին էոցենի նստվածքները: Նրանք մերկանում են՝ Փամբակի լեռնաշղթայի հյուսիս-արևմրտյան մասում, Ծաղկունյաց, Սևանի լեռնաշղթաներում, Իջևանի լեռնաշղթայի հարավ-արևմտյան մասում, ինչպես նաև Վեդու և Հայոցձորի ավազաններում: Ստորին էոցենի նստվածքները վերոհիշյալ վայրերում տրանսգրեսիվ նստած են լավելի հին, պալեոզոյից մինչև դատ-պալեոցենի հասակի ապառների վրա և ներկայացված են 20—120 մ հզորության հասնող կրաքարային ֆացիայով: Այդ նստվածքների ստորին էոցենյան հասակը հիմնավորվում է, նրանցում հանդիպող նումմուլիտային ֆաունայի հարուստ կոմպլեկսի առկայությամբ: *Nummulites planulatus* Lam., *N. subplanulatus* Hantk., *N. aquitanicus* Benoist., *N. praelucasi* Douv., *N. leupoldi* Sch., *N. exilis* Douv., *N. bolcensis* Mun.-Chal., *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. irregularis*, Deschayes, *Assilina placentula* Deschayes.

Հոդվածում բերվում է վերոհիշյալ կոմպլեկսից, մինչև այժմ Հայաստանի ստորին էոցենի նստվածքներից չնկարագրված մի քանի տեսակների (*N. planulatus*, *N. subplanulatus*, *N. praelucasi*, *N. leupoldi*, *N. aquitanicus*, *Ass. placentula*) պալեոնտոլոգիական նկարագրությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арутюнян А. Р. Новые данные о стратиграфии эоцена северо-западной части Памбакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, (Науки о Земле), № 2, 1965.
2. Акопян Г. Н., Оганесян Д. А. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ Северной и Северо-восточной частей Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 6, 1961.
3. Габриелян А. А. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 3, 1957.
4. Габриелян А. А. Нуммулитиды Армянской ССР и ярусное расчленение палеогена. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 5, 1962.
5. Габриелян А. А., Григорян С. М. Новые данные о возрасте известняковой свиты эоцена бассейна оз. Севан. ДАН Арм. ССР, т. XXXIX, № 5, 1964.
6. Григорян С. М. Стратиграфия и фауна нуммулитид верхнеэоценовых и олигоценовых отложений юго-западной части Армянской ССР. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минерал. наук, 1963.
7. Назарян А. Е. Новые данные о возрасте алевролитовых пород Разданского района Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXI, № 1, 1960.

ПЕТРОГРАФИЯ

З. О. ЧИБУХЧЯН

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА
ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДИСПЕРСИОННЫМ МЕТОДОМ
(НА ПРИМЕРЕ ИНТРУЗИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОЙ
ЗОНЫ АРМЕНИИ)

Приложение метода сравнительной дисперсии двупреломления, разработанного Е. А. Кузнецовым [11], к определению абсолютного возраста минералов [12, 16, 17, 18 и др.] выявили его возможности в решении ряда задач абсолютной геохронологии. Важными моментами являются выяснение абсолютного возраста пород с незначительным содержанием калия, с сильно проявленными вторичными изменениями, вызывающими занижение данных, и т. д., которые затрудняют радиологические исследования. Большие возможности метода в этом направлении находят свое подтверждение в работах как отечественных, так и зарубежных исследователей.

В настоящей статье приведены результаты возрастного расчленения некоторых массивов Центральной складчатой зоны Армении, выделенных в соответствующие интрузивные комплексы, произведенное на основании данных, полученных дисперсионным методом по нескольким минералам.

Центральная Армения представляет исключительный интерес вследствие широкого развития интрузивных пород разнообразного петрографического состава и различного возраста. Наиболее полно представлен палеогеновый магматизм.

По работам В. Н. Котляра [10] и Г. П. Багдасаряна [6] в Базумо-Памбакской области интрузивы выделяются в следующей последовательности: I. Интрузивы дотуронского возраста: 1) серпентиниты, габбро-амфиболиты, габбро-диабазы, габбро; 2) кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты, 3) лейкократовые граниты. II. Интрузивы верхнеэоценового возраста: 1) габбро и пироксениты, 2) гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, монцониты; 3) порфировидные граниты; 4) породы щелочного комплекса.

Большинство исследователей придерживается именно этой схемы развития магматизма области с некоторой детализацией возраста отдельных интрузивов, основанной на новых геологических данных. Так, О. А. Саркисян [15] большую часть гранитоидных интрузивов палеогена относит к среднеэоценовому (предверхнеэоценовому) магматическому циклу, а щелочные интрузивы — к предолигоценовому циклу. К. А. Мкрт-

чян [14] выделяет два магматических цикла (средне- и верхнеэоценовый), каждый из которых характеризуется своими специфическими чертами и определенными формационными рядами. На основании детальных минералого-геохимических, петрохимических исследований и полевых наблюдений Б. М. Меликсетян в палеогене также выделяет два интрузивных комплекса: I. Среднеэоценовый щелочно-земельный интрузивный комплекс. 1) габброиды, 2) кварцевые диориты, монцониты; 3) гранодиориты, граниты. II. Верхнеэоценовый щелочной, субщелочной интрузивный комплекс. 1) щелочные и нефелиновые сиениты; 2) порфировидные граносиениты, граниты.

Таково в общих чертах положение по возрастному расчленению интрузивов Базумо-Памбакской области.

Предпосылая такую вводную часть, перейдем к рассмотрению отдельных интрузивных комплексов, выделенных нами на основании новых геологических данных и оптических определений абсолютного возраста.

Плагногранитный комплекс средней юры

К наиболее древним интрузивным образованиям в пределах Центральной части Армянской ССР относятся большинством исследователей серпентиниты, габбро и плагнограниты, которым условно приписывается нижнепалеозойский возраст ввиду их исключительной локализации в Апаран-Арзаканском метаморфическом комплексе кембрия-докембрия (?). Радиологическими исследованиями плагногранитов [3, 4] устанавливается по крайней мере их средне-верхнеюрский возраст.

Как серпентиниты, так и габбро прорываются плагногранитами [1, 10]. Ввиду сильной рассланцованности серпентинитов (анопериidotиты) мы включаем их в состав метаморфического комплекса и разрываем во времени от габбро и плагногранитов.

Габбро слагают небольшие, в плане несколько изометричные тела. Наиболее крупный массив — Лусагюхский, сложен в центральной части крупно- и среднезернистыми разностями, переходящими в эндоконтактных зонах в мелкозернистые. В сложении габброидов участвуют плагноклаз (№ 30—50), амфибол, авгит, иногда незначительное количество биотита, акцессории. Габбро по минеральному составу частично смыкаются с габбро-диоритами и, на наш взгляд, относятся к отщеплениям кислой магмы.

Плагнограниты, слагающие тела различной величины и конфигурации, пользуются гораздо более широким распространением, нежели габброиды. В преобладающем большинстве это согласные интрузии, внедрившиеся вдоль слоистости вмещающих сланцев.

Верхний возрастной предел плагногранитов устанавливается как дотуронский на основании наличия их галек в конгломератах верхнего мела.

Важное значение имеет взаимоотношение плагногранитов с Анкаванским гранитоидным интрузивом, который считается одними исследо-

вателями верхнеэоценовым, а другими — верхнемеловым. В северо-западной периферийной части Анкаванского массива отмечена зона гибридных пород, представляющая эндоконтактовую фацию гранитоидов, с оплавленными обломками плагиогранитов, окаймленных мелкими лейстами темноцветных минералов. На том же северном контакте наблюдается срезание под углом полосчатости плагиогранитов кварцевыми диоритами.

Подобные соотношения не оставляют сомнений в более позднем внедрении Анкаванского интрузива. Однако, еще в 1960 г., А. Г. Казаряном (устное сообщение) в горных выработках были встречены лейкократовые граниты (плагиограниты), прорывающие кварцевые диориты Анкаванского интрузива. Позднее подобные взаимоотношения были установлены и на некоторых других пунктах.

Указанные взаимоотношения приводят к выводу о разновременности внедрения интрузивов лейкократовых гранитов и о необходимости выделения их в две возрастные группы, разделенные значительным промежутком времени. Молодые лейкократовые граниты (среднеэоценового возраста) слагают мелкие тела и не пользуются большим распространением.

Плагиограниты среднеюрского интрузивного комплекса представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми, а также порфировидными разновидностями, в минеральном сложении которых участвуют в основном плагиоклаз (альбит-олигоклаз) и кварц; отмечается небольшое количество мусковита, биотита, хлорита, эпидота, калиевого полевого шпата и акцессориев.

Для плагиогранитного комплекса существенным обстоятельством является бедность жильными дериватами, что характерно для них вообще [13]. Жильные породы представлены аплитами и пегматитами того же минерального состава, что и плагиограниты; отличия между ними обусловлены лишь в структуре пород.

Радиологические определения плагиогранитов калий-аргоновым методом, давшие цифры порядка 149 ± 18 млн. лет, позволили Г. П. Багдасаряну и Р. Х. Гукасяну [3] считать, что «метаморфические массивы и локализованные в них интрузивы принадлежат, вероятно, к среднеюрскому-дотуронскому тектоно-магматическому циклу».

Нами произведены определения абсолютного возраста дисперсионным методом по плагиоклазу [17] не только плагиогранитов, но и габброидов, по которым радиологических данных вообще нет (табл. 1).

Среднее значение абсолютного возраста плагиогранитов по всем данным оптического определения по плагиоклазу составляет 155,5 млн. лет, а для габброидов — 162,5 млн. лет.

Принимая во внимание тесную пространственную и возрастную сопряженность габброидов и плагиогранитов, мы склонны включить их в единый плагиогранитный комплекс, формирование которого происходило в среднеюрское время из единого магматического очага.

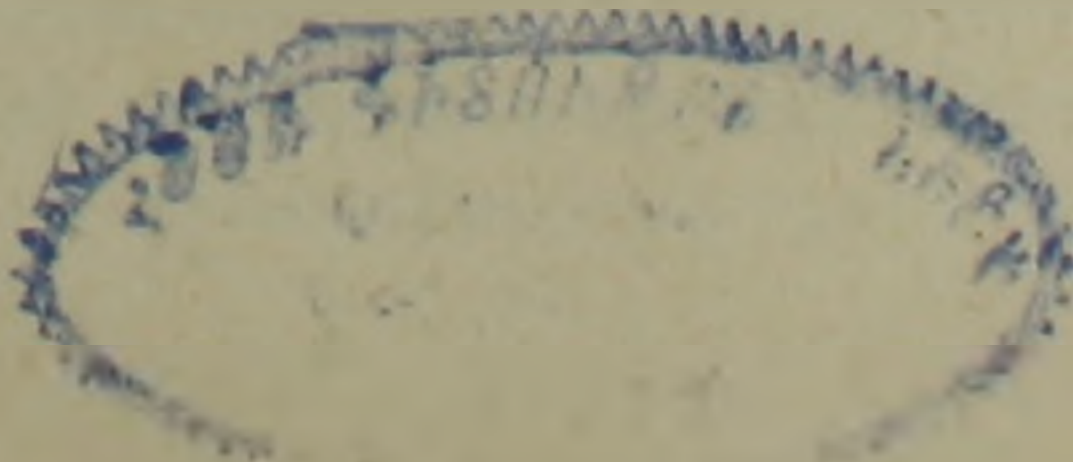


Таблица 1

Номер обр.	Наименование породы и место взятия	K ₆	Возраст в млн. лет
709 ₁	Плагногранит, лев. борт ущ. р. Атам-дереси	191,5	153—154
709 ₂	•	192,2	157 ± 14*
526	Плагногранит, ущ. р. Атам-дереси	191,3	152—153
526	•	191,5	153—154
512	Плагногранит, сев. экзоконтакт Анкаванского гра- нитоидного интрузива	194,0	164
512	•	192,0	156
692	Плагногранит, выход у с. Анкаван	190,5	150
692	•	192,2	156—157
692	•	192,35	157 ± 12*
3346	Габбро-диорит, Лусагюхский интрузив	194,3	165—166
3346	•	193,4	161—162
3348	•	193,8	163—164
3348	•	193,5	161—162
3349	•	193,5	161—162
3349	•	193,8	163—164
3390	Габбро-диорит, Лусагюхский интрузив (апофиза) .	193,5	161—162
3390	•	193,6	161—162

* Среднее из 60 определений.

Нижнемеловой интрузивный комплекс

К этому интрузивному комплексу относятся два сравнительно крупных интрузивных массива — Анкаванский и Такарлинский, размещенных в верхнем и среднем течении р. Мармарик вдоль крупного Анкаванского разлома.

Анкаванский интрузив не выходит за пределы развития пород метаморфического комплекса, прорывая их, и перекрывается липаритами миоплиоценового возраста. Такарлинский интрузив, по данным В. Н. Котляра, на северном контакте прорывает вулканогенную толщу, относимую к среднему эоцену. Учитывая как исключительную территориальную близость, так и определенное сходство состава, большинство исследователей относит их, а также другие гранитоидные интрузивы бассейна р. Мармарик, к верхнеэоценовому магматическому циклу.

Однако, в отношении Анкаванского интрузива впервые А. Г. Мидьяном было высказано мнение о его дотуронском возрасте. Определения абсолютного возраста, произведенные на породах Анкаванского и Такарлинского интрузивов, позволили [4] более определенно говорить о сравнительно раннем времени формирования указанных массивов. Так, для Такарлинского интрузива колебания цифр возраста находятся в интервале 70—82 млн. лет при среднем значении (12 определений) — 76 млн. лет, что соответствует верхнему мелу. Для Анкаванского массива имеются определенные данные по дайкам гранодиорит-порфиров в пользу их молодого возраста (среднее 8 определений — 34,5 млн. лет). По породам же самого интрузива нет достаточной сходимости значений абсолютного возраста, колеблющегося в широком возрастном диапазоне от верхнего

мела до низов палеогена [4]. С другой стороны, при принятии мелового возраста Такарлинского интрузива, приходится пересмотреть взгляд на время формирования вмещающей вулканогенной толщи, если исходить из предыдущих геологических наблюдений.

Б. М. Меликсетяном и нами в 1963 г. оконтурено вытянутое в близ-широтном направлении тело граносиенитов, вклинившееся между северной частью Такарлинского интрузива и вмещающей толщей и прорывающее их. Естественно, что в свете новых данных вопрос возрастной датировки Такарлинского интрузива остается нерешенным.

Если признать наличие верхнемеловых интрузивов на основании радиологических данных, нельзя упускать из виду весьма слабое проявление интрузивного магматизма в верхнем меле ([2], [6], [7] и др.).

Такарлинский интрузив сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, граносиенитами (не путать с мелкозернистыми граносиенитами, прорывающими интрузив и относящимися к верхнеэоценовому интрузивному комплексу!), габбро-диоритами и другими промежуточными разностями, связанными между собой совершенно постепенными переходами. Неоднородность петрографического состава обусловлена, с одной стороны, процессами гибридизма, явно выраженными по всему массиву, а с другой — наложением процессов, связанных с внедрением молодых субщелочных интрузивов.

Анкаванский интрузив, сложенный кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, с севера и юга контактирует с плагиогранитами и лейкократовыми (микроклиновыми) гранитами. В пределах интрузива намечается определенная зональность распределения разновидностей пород. Появление гранитов и отчасти гранодиоритов обусловлено сильно проявленными процессами калиевого метасоматоза. Процесс калиевого метасоматоза играет значительную роль в Анкаванском интрузиве и имеет широкое развитие, проявляясь в различной степени на различных участках массива.

Представляет интерес характер калиевого полевого шпата на различных участках массива. Если для кварцевых диоритов и гранодиоритов центральных частей массива характерен несдвойникованный калинатровый полевой шпат, то для пород южной эндоконтактной полосы — решетчатый микроклин. Появление в этих участках решетчатого микроклина, метасоматический характер проявления которого ясно наблюдается при микроскопическом изучении шлифов, мы склонны объяснить воздействием интрузии лейкократовых гранитов среднеэоценового возраста, среди которых микроклиновые разности пользуются более широким распространением, нежели плагиоклазовые. По-видимому, наличием микроклиновых гранитов можно объяснить виденный Б. М. Меликсетяном и нами факт пересечения дайки микродиорита (по р. Намазелян) жилой аплиты, в сложении которой участвует и решетчатый микроклин. Исходя из этого, выделяются два типа разорванных во времени внедрения аплитов: а) генетически и пространственно связанные с Анкаванским интрузивом аплиты с нерешетчатым калинатровым полевым шпатом и б) генетически связанные с интрузией лейкократовых гранитов жильные

Продолж. табл. 2

1	2	3	4
	Такарлинский интрузив		
371	Кварцевый диорит, зональный кристалл плагиоклаза:		
	а) замер по периферии	175,5	84
	б) замер по ядру	181,7	111—112
372a	Кварцевый диорит, зональный кристалл плагиоклаза:		
	а) замер по периферии	174,7	80—81
	б) замер по ядру	181,0	108
844	Сиенит, эндоконтакт интрузива с граносиенитами верхнего эоцена; замер по ядру зонального кристалла плагиоклаза	182,1	112—113
844	·	179,5	101—102
844	· замер по зерну калинатрового полевого шпата, метасоматически развивающегося по породе	146,0 / 185,0	35—36

Из данных, приведенных по обоим интрузивам, совершенно определено вытекает вывод о нижнемеловом (неокомском) возрасте пород Анкаванского и Такарлинского массивов.

Так, для Анкаванского интрузива колебания цифр возраста по плагиоклазу находятся в пределах от 108 до 124 млн. лет, при среднем значении 116 ± 8 млн. лет; имеется и одно определение по роговой обманке (обр. 685—115 млн. лет), которое также согласуется с приведенными значениями. Наряду с этим четко отбивается и более молодой возраст по калинатровому полевому шпату, замеры по которым произведены в тех же шлифах. Среднее значение возраста по калинатровым полевым шпатам составляет 44 ± 3 млн. лет и лишь один выходит за указанные пределы — 75 млн. лет (обр. 602). Такое четкое разграничение возраста по двум минералам обусловлено явлениями калиевого метасоматоза. С цифрами возраста калинатрового полевого шпата согласуются данные и по калишпатам лейкократовых гранитов (табл. 4), контактирующих с породами Анкаванского интрузива и прорывающих их. Разновозрастность отмечается и для жильной фазы.

Возраст даек гранодиорит-порфиров (молибденоносных) по оптическим и по радиологическим данным определяется как верхнеэоценовый.

Сходные данные получены и по Такарлинскому массиву, здесь также в сиенитах эндоконтактовой фации близ контакта с граносиенитами верхнеэоценового возраста в шлифах по калинатровому полевому шпату получено значение в 35—36 млн. лет.

Таким образом, как по Анкаванскому, так и Такарлинскому массивам четко отбивается нижнемеловой (неокомский) возраст пород, хотя и отмечается омоложение, связанное с воздействием молодых интрузий.

Интрузивы третичного возраста

При всем многообразии магматизма Базумо-Памбакской области именно в палеогене имеем проявление самой бурной магматической деятельности, как в интрузивной, так и в эффузивной фациях.

В эоцене-олигоцене несколькими фазами внедряются крупные интрузивы самого различного состава — от основных до щелочных. В петрографическом отношении это наиболее детально изученные массивы и, естественно, вопросы их возрастных взаимоотношений сравнительно ясны.

По данным О. А. Саркисяна [15], К. А. Мкртчяна [14], Б. М. Меликсетяна, в палеогене выделяются два интрузивных комплекса: среднеэоценовый и верхнеэоценовый.

В палеогене происходит формирование таких крупных интрузивных массивов, как Геджалинский, Шагалинский, Ахавнадзорский и ряда других мелких тел гранитоидного состава, а также Бундукского и Тежсарского щелочных интрузивов и Гамзачиманского интрузива порфировидных сиенито-гранитов. Также в палеогене внедрились два — Лермонтовский и Марцигетский — интрузива основных пород, которые предшествуют гранитоидным и щелочным интрузиям.

Возрастное расчленение отмеченных массивов в своем подавляющем большинстве подкреплено как радиологическими данными, так и общим геологическим положением интрузивов. Исключение в этом смысле составляют интрузивы основных пород, ввиду затруднений в применении калий-аргонового метода.

Лермонтовский интрузив, сложенный различными разновидностями габбро, во многих местах пересекается жилами и небольшими телами аплитов. В южной части интрузив прорван дайкообразным телом лейкократовых гранитов, включающих в себе обломки габбровых пород.

Внутри Лермонтовского интрузива на основании взаимоотношений различных разновидностей выделяются три субфазы [5]:

1) крупнозернистые оливиновые габбро, пироксениты, оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты; 2) полосчатые и шаровые габбро; 3) мелкозернистые, местами порфировидные габбро.

Лейкократовые граниты, представленные трондjemитами, местами переходящими в аляскиты, сложены кварцем, кислым плагиоклазом, биотитом, анортоклазом, акцессориями, а также вторичными минералами.

В табл. 3 приведены данные оптического определения абсолютного возраста по плагиоклазу из различных разновидностей пород Лермонтовского интрузива, а также лейкократовых гранитов, находящихся в тесной пространственной связи с габброидами. Среднее значение абсолютного возраста габброидов составляет 47 ± 4 млн. лет, а лейкократовых гранитов — $44,5 \pm 3,5$ млн. лет. Все полученные результаты дают хорошую сходимость за исключением одного замера габбро-пироксенита (обр. 243), значение которого равно 55—56 млн. лет. Замер плагиоклаза

Таблица 3

Номер обр.	Наименование породы	K_6	Возраст в млн. лет
122	Габбро-оливиновое	166,2	43
122	"	167,2	47—48
245	"	167,3	48
245	"	167,1	47
243	Габбро-пироксенит	169,2	55—56
243	"	166,3	44
243	"	167,0	46—47
114	Габбро-пироксенит гиперстеновый	167,2	47—48
114	"	166,5	44—45
137	Габбро крупнозернистое	166,3	43—44
137	"	167,3	47—48
253	Габбро полосчатое	167,6	49
253	"	166,8	45—46
134	Габбро-мелкозернистое	167,5	48—49
134	"	167,2	47—48
1206	Аплит из жилы, секущей габбро:		
	а) замер по ядру зонального плагиоклаза	166,5	44—45
	б) замер по периферии кристалла	165,5	40
238	Гранит лейкократовый	166,5	44—45
238	"	167,3	47—48
239	"	167,7	45
239	"	166,3	43—44
239	"	167,3	47—48
115	"	166,5	44
115	"	166,2	43

из плагиоаплита, секущего основные породы, в центральной части зонального кристалла дает цифры 44—45 млн. лет, а в периферической зоне—40 млн. лет.

Приведенные данные хорошо согласуются с представлениями о среднеэоценовом возрасте Лермонтовского интрузива.

Вопрос абсолютного возраста остальных гранитоидных интрузивов среднеэоценового интрузивного комплекса здесь не затрагивается, поскольку по ним имеются многочисленные данные радиологических определений ([4], [6] и др.), хорошо согласуемые с геологическим положением массивов. Оптические определения по отмеченным интрузивам [16—18] также сходятся с радиологическими.

Говоря о лейкократовых гранитах Базумского хребта, нельзя упускать из виду их исключительную локализацию в габброидах Лермонтовского интрузива и близость данных абсолютного возраста обоих типов пород (габброиды — 47 ± 4 млн. лет, лейкократовые граниты — $44,5 \pm 3,5$ млн. лет).

Таким образом, в развитии среднеэоценового интрузивного магматизма Базумского хребта устанавливается следующая последовательность фаз внедрения: 1) габброиды, 2) плагиограниты (лейкократовые граниты), 3) кварцевые диориты, монцониты, 4) гранодиориты, граниты. Такая смена состава во времени в едином интрузивном комплексе нам представляется несколько неубедительной, тем более, что по петрохимическим данным (Б. М. Меликсетян и Г. С. Саргсян, Р. Г. Геворкян) составы габброидов Лермонтовского интрузива выпадают как из среднеэоценовой, так и верхнеэоценовой серий на семикомпонентной диаграм-

ваниями являются апоперидотиты, входящие в состав метаморфического комплекса Центральной Армении, условно относимого к кембрию-докембрию. Пространственно локализованные в метаморфических сланцах, но в возрастном отношении разорванные от них интрузии габброидов и плагиогранитов выделяются в плагиогранитный комплекс средней юры. Следующее проявление интрузивного магматизма связано с интрузиями гранитоидов в неокоме. Завершают интрузивный магматизм Цахкуняцкого хребта лейкократовые граниты среднеэоценового возраста.

Среднеюрский и неокомский интрузивные комплексы имеют свои аналоги в Сомхето-Карабахской геотектонической зоне.

Как в Сомхето-Карабахской, так и в Центральной складчатой зонах возраст плагиогранитных комплексов идентичен (порядка 155 ± 5 млн. лет).

Интрузии плагиогранитов Цахкуняца приурочены, как правило, к сводовым частям антиклинали и представляют согласные тела, вследствие чего ассимиляция вмещающих сланцев проявлена лишь в усвоении в небольшом количестве листовых силикатов. В противоположность этому породы Шамшадинской группы интрузивов, внедрившихся в крылья Ахумской антиклинали и пронизывающих вулканогенные породы нижней и частью средней юры, несут явно выраженные следы гибридизма, степень и характер которого меняются в зависимости от состава вмещающих пород.

Именно несколько различным структурным положением интрузий плагиогранитов обусловлены, на наш взгляд, некоторые различия минерального и химического состава пород. Однако, это обстоятельство стнюдь не является определяющим и поэтому широкое развитие плагиогранитов средней юры на территории Армении и сопредельных участков приводит нас к выводу о необходимости выделения плагиогранитной формации Малого Кавказа среднеюрского возраста, включающей не только плагиогранитный комплекс Сомхето-Карабахской зоны [9], но и Центральной складчатой зоны Армении.

Остановливаясь на нижнемеловом интрузивном магматизме, необходимо отметить, что еще ранее [6] было отмечено сходство между Спитакским и Агверанским интрузивным массивами (Центральная складчатая зона Армении), с одной стороны, и Шнох-Кохпским гранитоидным массивом (Сомхето-Карабахская зона) с другой, возраст которых по радиологическим данным, а в части последнего и по геологическим, определялся как неокомский.

В плане тектонического развития Малого Кавказа с раннеальпийской складчатостью А. А. Габриелян [8] связывает внедрение гранитоидных интрузий Сомхето-Карабахской зоны — Шамшадинской группы (предкелловейская фаза) и Алаверди-Ноямберянской группы (неокомская фаза). Одновременно с этим А. А. Габриелян [8] считает вполне возможным, что «...к этому этапу проявления плутонического магматизма относятся также гранитоидные интрузии Спитакского перевала и части Арзаканского массива* ...они расположены вдоль Анкаванского глу-

* Спитакский и Агверанский интрузивы.

бинного разлома, ограничивающего юрский эвгеосинклинальный прогиб с юго-запада». К вышеперечисленным интрузивам неокомского возраста мы относим и Анкаванский и Такарлинский массивы сходного состава, которые также расположены вдоль Анкаванского разлома и, таким образом, замыкают его в центральной части Базумо-Памбакской области.

С нижнего эоцена Базумо-Памбакская область переживает геосинклинальный режим развития с максимальным прогибанием в среднем эоцене. Изменения в плане расположения структурных элементов происходят перед верхним эоценом в связи с триалетской фазой складчатости, в результате которой осевая полоса Севано-Ширакского прогиба геоантиклинально воздымается, превращаясь в область размыва, а севернее и южнее этого поднятия в верхнем эоцене формируются краевые прогибы (Лорийский и Памбакский) с продолжающимся осадконакоплением, развитие которых завершается мощной предолигоценовой фазой тектогенеза [8].

С этим планом геотектонического развития в палеогене хорошо увязывается и интрузивный магматизм области. Как уже отмечалось выше, в среднем эоцене нами выделяется габбро-плагиогранитный комплекс, формирование которого, как известно, происходит на собственно геосинклинальных этапах развития подвижных зон [13]. С предверхнеэоценовой (триалетской) фазой складчатости связано внедрение крупных дайкообразных гранитоидных интрузий Базумского и частью Памбакского хребтов. С предолигоценовой фазой складчатости, после которой область переходит в устойчивую стадию развития, тесно увязывается становление щелочных и субщелочных интрузивов Памбака.

Таким образом, с учетом данных предыдущих исследователей, а также нового материала по возрастному расчленению магматических пород нами предлагается следующая схема последовательности выделения интрузивных комплексов Базумо-Памбакской области Центральной складчатой зоны Армении:

- I. Среднеюрский (предкелловейский) плагиогранитный комплекс
 1. Габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы
 2. Плагиограниты
- II. Нижнемеловой (неокомский) гранитоидный комплекс
 1. Кварцевые диориты, гранодиориты, граниты
- III. Среднеэоценовый габбро-плагиогранитный комплекс
 1. Габбро, пироксениты
 2. Плагиограниты (лейкократовые граниты)
- IV. Предверхнеэоценовый гранитоидный комплекс
 1. Кварцевые диориты, монцониты
 2. Гранодиориты, граниты
- V. Предолигоценовый щелочной, субщелочной комплекс
 1. Щелочные и нефелиновые сиениты
 2. Граносиениты и граниты

2. 2. ՉԻՐՈՒՆՉՅԱՆ

ԵՐԿՐԵԿԱՆ ՄԵԹՈԴՈՎ ԻՆՏՐՈԶԻՎ ԱՊԱՌԵՆՐԻ ԲԱՑԱՐՁԱԿ ՀԱՍԱԿԻ ՈՐՈՇՄԱՆ ՈՐՈՇ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ (ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ԾԱԼՔԱՎՈՐ ԳՈՏՈՒ ԻՆՏՐՈԶԻՎԱՆԵՐԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Հաղվածում շարադրված են Հայաստանի կենտրոնական ծալքավոր գոտու մի շարք ինտրուզիվ զանգվածների հասակային ստորաբաժանման արդյունքները, որոնք կատարված են մի շարք միներալների երկրեկման ուսումնասիրության հիման վրա:

Կենտրոնական ծալքավոր գոտու հնագույն ապառների շարքին են դասվում քեմրրի-մինչքեմրրի (?) մետամորֆային ապառների հաստվածքում տեղադրված սերպենտինիտները: Ծաղկունյաց լեռնաշղթայի գաբբրոները և պլագիոգրանիտները, որոնք նույնպես տեղադրված են մետամորֆային շերտախմբում, դասվում են միջին յուրայի պլագիոգրանիտային կոմպլեքսին, որոնց համար ստացված միջին տվյալները կազմում են $162,5 \pm 2,5$ միլ. տարի՝ գաբբրոիդային ապառների համար և $155,5 \pm 12$ միլ. տարի՝ պլագիոգրանիտների:

Ստորին կավճի ինտրուզիվ կոմպլեքսին են դասվում Հանքավանի և Թաքարլուչի գրանիտոիդային զանգվածները, որոնց հասակը ռադիոլոգիական տվյալների համաձայն երիտասարդացված է ի շնորհիվ բավականին ուժեղ արտահայտված կալիումային մետասոմատիկ պրոցեսների: Կիրառված դիսպերսիոն մեթոդի շնորհիվ նշված մետասոմատիկ պրոցեսների ազդեցությունը սահմանափակվում է պլագիոկլազի և կալիումական դաշտային սպաթի բացարձակ հասակների անջատ որոշումների հիման վրա: Ըստ պլագիոկլազների չափումների գրանիտոիդների հասակը որոշվում է որպես նեոկոմ և կազմում է 116 ± 8 միլ. տարի՝ Հանքավանի ինտրուզիայի և 108 ± 7 միլ. տարի՝ Թաքարլուչի ինտրուզիայի համար: Ինչ վերաբերում է կալիումական դաշտային սպաթների հասակին, ապա դա համասլատասխանում է էոցենի թթու և ալկալային ինտրուզիաների ներդրման ժամանակին: Երրորդական ինտրուզիաների հասակի որոշման հիմնական հենակետն են հանդիսացել լեռնոնտովի գաբբրոիդային զանգվածը և լեյկոկրատային գրանիտների և գրանոսիենիտների ոչ մեծ մարմինները: Գաբբրոիդները, ինչպես նաև նրանց կտրող և նրանցում տեղադրված պլագիոգրանիտները (լեյկոկրատային գրանիտները) անջատվում են որպես ինքնուրույն, միջին էոցենի հասակի, գաբբրո-պլագիոգրանիտային կոմպլեքսի գոյացումներ (գաբբրոիդները՝ 47 ± 4 , իսկ պլագիոգրանիտները՝ $44,5 \pm 3,5$ միլ. տարի):

Վերին էոցեն — ստորին օլիգոցենի մագմատիզմին է վերագրվում Փամբակի լեռնաշղթայի հարավային լանջում տեղադրված մանրահատիկ գրանոսիենիտային ինտրուզիան (37 ± 3 միլ. տարի):

Հասակային տվյալների վերաբերյալ նոր ստացված արդյունքները թույլ են տալիս Բազում-Փամբակի մարզի գեոտեկտոնական գոտու ինտրուզիվ կոմպլեքսների զարգացման պատմությունը կապել գոտու զարգացման պատմության հետ և առաջադրել նրանց ներդրման հաջորդականության հետևյալ սխեման՝

- I. Միջին յուրալի (մինչկենոզոյան) պլագիոգրանիտային կոմպլեքս՝
1) գաբբրո, գաբբրո-դիորիտներ, 2) պլագիորանիտներ:
- II. Ստորին կավճի (նեոկոմ) գրանիտոիդային կոմպլեքս՝ քվարցային
դիորիտներ, գրանոդիորիտներ, գրանիտներ:
- III. Միջին էոցենի գաբբրո-պլագիոգրանիտային կոմպլեքս՝ 1) գաբբրո-
րիտներ, մոնցոնիտներ, 2) գրանոդիորիտներ, գրանիտներ:
- IV. Մինչ վերին էոցենի գրանիտոիդային կոմպլեքս՝ 1) քվարցային դիո-
րիտներ, մոնցոնիտներ, 2) գրանոդորիտներ, գրանիտներ:
- V. Մինչ օլիգոցենի սուբալկալային կոմպլեքս՝ 1) ալկալային և նեֆելի-
նային սիենիտներ, 2) գրանոսիենիտներ, գրանիտներ

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. I, 1959.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и др. О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. XIV, № 4, 1961.
4. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и др. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Армянской ССР. Тр. X сессии комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций. Изд. АН СССР, М., 1962.
5. Багдасарян Г. П., Чибухчян З. О. К петрографии и условиям образования Лермонтовского габбрового интрузива. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.
6. Багдасарян Г. П., Абовян С. Б. и др. Основные черты интрузивного магматизма Армении. Тр. ИГН АН Арм. ССР, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
8. Габриелян А. А. О связи магматизма и тектоники. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. XVII, № 5, 1964.
9. Казарян Г. А., Чибухчян З. О. Новые данные об абсолютном возрасте некоторых интрузивов палиогранитного комплекса Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. 42, № 1, 1966.
10. Котляр В. Н. Памбак (геология, интрузивы и металлогения). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
11. Кузнецов Е. А. О дисперсии двупреломления. Изв. Высш. учеб. завед., геология и разведка, № 1, 1959.
12. Кузнецов Е. А., Чибухчян З. О. О возможности измерения абсолютного возраста горных пород методом сравнительной дисперсии двупреломления. Сов. геология, № 2, 1963.
13. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», М., 1964.
14. Мкртчян К. А. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
15. Саркисян О. А. О возрастном расчленении интрузивов Севано-ширакского синклинория. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., т. 12, № 4, 1959.
16. Чибухчян З. О. К вопросу о возможности определения абсолютного возраста калиевых полевых шпатов методом сравнительной дисперсии двупреломления. В сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». Госгеолтехиздат, 1963.
17. Чибухчян З. О. Об определении абсолютного возраста плагиоклазов методом сравнительной дисперсии двупреломления. ДАН Арм. ССР, № 4, т. 37, 1963.
18. Чибухчян З. О., Хоренян Р. А. Об определении абсолютного возраста роговых обманок методом сравнительной дисперсии двупреломления. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 5, 1963.

ВУЛКАНОЛОГИЯ

Э. Х. ХАРАЗЯН

ШАРОВЫЕ ЛАВЫ И ГИАЛОКЛАСТИТЫ БАССЕЙНА р. ДЕБЕД
(АРМЯНСКАЯ ССР)

В последнее время в геологической литературе появилось довольно много работ, касающихся широко развитых и своеобразных продуктов эффузивного вулканизма: шаровых лав и гиалокластитов.

Указанные образования нами были обнаружены во время полевых работ летом 1965 г. в ущельях р.р. Памбак и Дебед, на участке между ж. д. ст. Туманян и Туманянским заводом огнеупорных глин.

В геологическом строении вышеназванных ущелий главную роль играют лавы долеритовых базальтов и андезито-базальтов, многочислен- ные потоки которых текли со стороны Лорийского плато и по р. Дзорагет вливались в ущелья р.р. Памбак и Дебед.

Лавовая толща, мощностью около 200—210 м, составляет оба борта до- лин этих рек. В средней части разреза толща расчленяется на две части: нижнюю и верхнюю, между которыми залегает пачка озерно-речных от- ложений, представленных глинами, глинистыми песчаниками, песчани- ками и галечниками, общей мощностью до 50—52 м. У русел рек, из под лав выступают верхнеэоценовые вулканогенные породы (памбакская свита).

Лавовая толща бассейна р. Дебед изучена многими исследователями. Наиболее детальные работы проводились А. А. Адамян. Возраст лав раз- ными авторами датируется по разному: верхний плиоцен по А. А. Габ- риеляну [4], А. Т. Асланяну [1] и Ц. Г. Акопяну [2] и средний антропоген по К. Н. Паффенгольцу [8].

Геологическая обстановка и условия залегания шаровых лав и
гиалокластитов

Шаровые лавы и гиалокластиты в бассейне р. Дебед приурочены к двум горизонтам лавовой толщи: к низам нижней и верхней частей. Ниже приводится разрез (снизу вверх) лавовой толщи, составленный по левому борту ущелья р. Памбак, на северной окраине ст. Туманян.

В основании разреза обнажается фундамент толщи: вулканогенные образования Памбакской свиты верхнеэоценового возраста, на эроди- рованной поверхности которой залегают многочисленные потоки нижней части лавовой толщи.

1. Первый горизонт шаровых лав и гиадокластитов, мощность 25—50 м.

2. Лавовый поток темносерых базальтов, мощность 23 м.

3. Поток светлосерых, плотных базальтов, мощность 4,5 м.

4. Поток темносерых с зеленоватым оттенком долеритовых базальтов, мощность 24 м.

5. Прослой краснобурных шлаков, мощность до 1,5 м.

6. Темносерые долеритовые базальты, мощность 5 м.

7. Серые, светлосерые, плотные базальты, мощность 5,5 м.

Выше, на размытой поверхности лав нижней части толщи, залегает пачка немых озерно-речных отложений, представленная многочисленными маломощными слоями глин, глинистых песков, песчаников и галечников. По простиранию пачка прослеживается на расстоянии 5,5 км, а затем к северу и к югу постепенно выклинивается. Наибольшая мощность пачки 50—52 м.

Над озерно-речной пачкой залегают лавы верхней части толщи.

8. Второй горизонт шаровых лав и гиадокластитов 12,5 м.

9. Верхняя часть потока темносерых долеритовых базальтов: нижняя часть прикрыта сильно развитым здесь делювием. Мощность видимой части потока 0,3 м.

10. Поток темносерых долеритовых базальтов, с неправильной столбчатой отдельностью, мощность 12 м.

11. Серые, темносерые долеритовые базальты с столбчатой отдельностью, мощность 20 м.

12. Серые долеритовые базальты с невыдержанной мощностью, колеблющейся в пределах 0—6 м.

13. Серые лавы долеритовых базальтов с невыдержанной мощностью, колеблющейся в пределах до—6 м.

14. Поток долеритовых базальтов темносерого цвета, мощность невыдержанная, достигает до 7 м.

На коротком расстоянии этот поток в оба конца выклинивается.

Ниже дается детальное описание горизонтов шаровых лав и гиадокластитов.

Первый горизонт шаровых лав и гиадокластитов

Выходы первого горизонта шаровых лав и гиадокластитов начинаются от устья р. Чанахчи (правый приток р. Памбак). На левом борту они обнажаются севернее этого места на 800 м в выемке шоссейной дороги Кировакан-Алаверди. Дальше они в виде горизонта с невыдержанной мощностью (от 25—до 50 м) продолжают к северу на обоих бортах ущелья р. Памбак, а затем и р. Дебед, на протяжении около 7,5 км. Наиболее характерные обнажения встречены на двух участках: у ст. Туманян и у Туманянского завода огнеупорных глин.

Участок ст. Туманян. Дно ущелья р. Памбак у ст. Туманян сложено верхнеэоценовыми порфиритами и их туфобрекчиями. На эродированной поверхности последних около 25 м выше тальвега реки зале-

гает первый горизонт шаровых лав и гналокластитов, мощность которого на левом берегу реки не превышает 25—30 м, на правом достигает 45—50 м. Здесь они вертикальной стеной нависают над железнодорожным полотном и недоступны для осмотра. Детально изучены образования левого берега.

В строении горизонта доминирующую роль играют гигантские «капли» остывшей лавы, нагроможденные друг на друга и образующие первичную шаровую отдельность горизонта (фиг. 1). Промежутки между



Фиг. 1. Обнажение шаровых лав первого горизонта на участке ж. д. ст. Туманян.

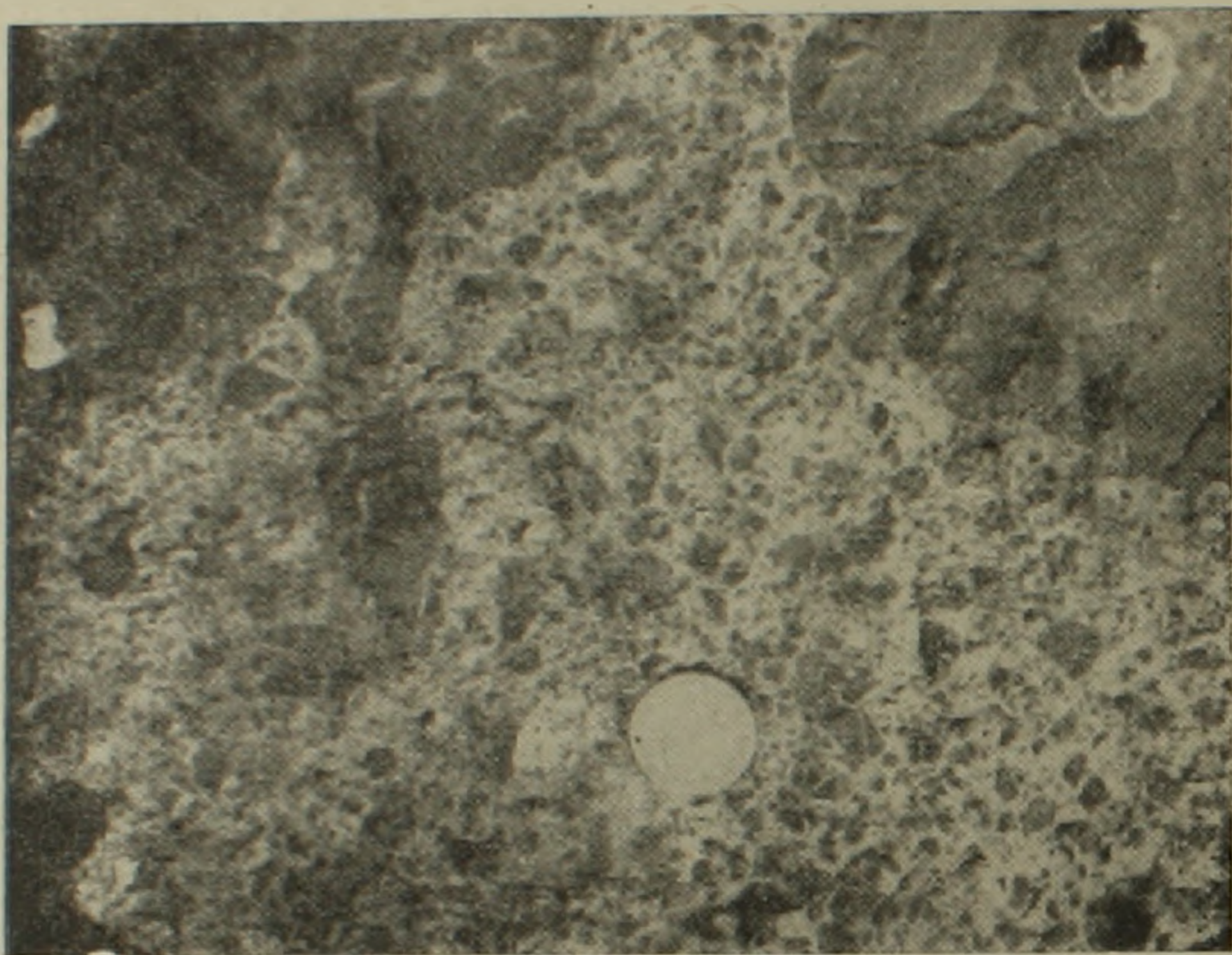
лавовыми шарами заполнены брекчиевидными образованиями, которые состоят из обломков черной стеклянной массы, озерно-речных глин светложелтого цвета и светлых, коричневато-желтых продуктов разложения вулканического стекла. Последние образуют также тонкую корку (толщиной не более 3 мм) на поверхностях шаровых образований.

Шары округлые, грушевидные, овальновытянутые, в низах горизонта чуть сплюснутые, иногда и блинообразные. Размеры шаров различные и колеблются в пределах 25—60 см, но преобладают индивиды, имеющие размеры 30—40 см. Они имеют зональное строение, с наружной стороны покрыты смоляно-черной коркой стеклянной массы, а внутри уже слагаются из относительно закристаллизованного вещества серого, темносерого цветов. Граница между зонами нечеткая: к центру шара степень кристаллизации стекла постепенно увеличивается. Условная толщина стеклянной корки не превышает 4—4,5 см. Наружная часть шаров сильно растрескана радиальными и концентрическими трещинами охлаждения. Во внутренней части порода массивная и плотная. У многих шаров в середине встречаются округлые пустоты, которые частично заполнены радиально-лучистыми агрегатами карбонатов, в основном арагонита.

Как отмечено выше, промежутки между шарами заполнены обломками материала стеклянной корки шаров, песчано-глинистым веществом

и продуктами разложения стекла, которые находятся в хаотически перемешанном состоянии (фиг. 2). Иногда в этой массе присутствуют также обломки из кристаллизованной внутренней части разбитых шаров. Расположение шаров в этой массе незакономерное. Аналогичные междушаровые образования на о. Сицилия, А. Ритман [9] были названы гналокластитам. Ранее эти образования считались палагонитовыми туфами.

В верхней половине разреза горизонта, кроме вышеописанных образований, присутствуют также пять маломощных прослоек лавы, разде-



Фиг. 2. Гналокластит с лавовым шаром в правом нижнем углу, первый горизонт, участок ст. Туманян.

ленных гналокластитовыми массами. Все они имеют одинаковое залегание, падая на юг под углами $22-25^\circ$. Принимая во внимание, что в общем данный горизонт имеет нормальное залегание, такое положение лавовых прослоек можно объяснить первичным местным рельефом течения лавы (с севера на юг по ущелью). Вышеназванные прослойки по простиранию имеют многочисленные раздувы и пережимы. Их мощность соответственно колеблется в пределах $20-25$ см и $5-15$ см. Раздувы имеют зональное строение, аналогичное шарам, а пережимы состоят сплошь из стеклянной массы того же цвета.

Такое положение наблюдается по всему обнажению на расстоянии около $100-110$ м.

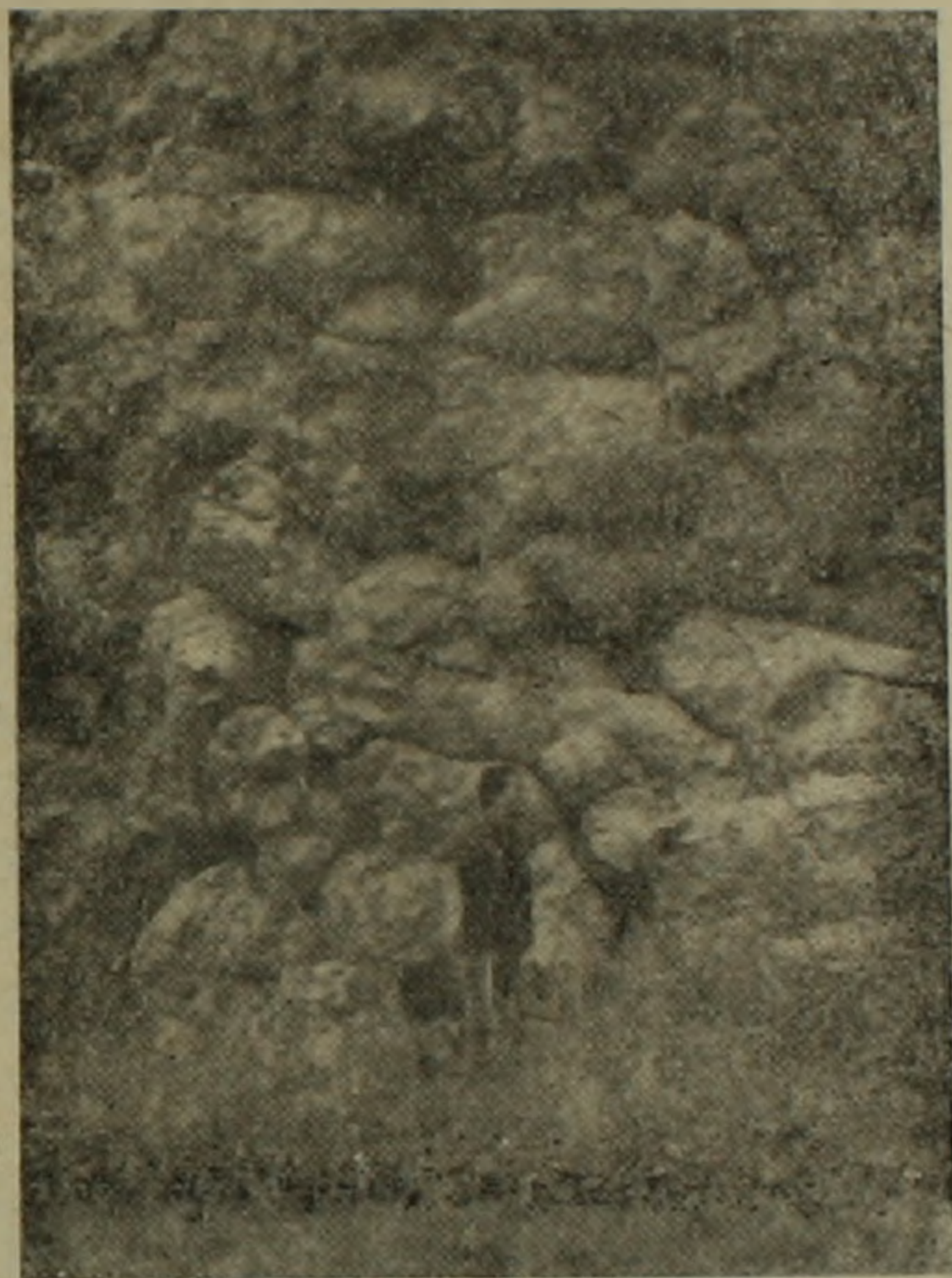
Объемное соотношение лавовых обособлений (шары и прослойки) и гналокластитов в этом обнажении, примерно, отвечает отношению соответственно $1:1,5$.

Разрез горизонта шаровых лав и гналокластитов в описанном виде продолжается вниз по ущелью р. Памбак, а затем и р. Дебед до коленообразного изгиба ущелья, в 600 м к северу от здания Дзорагеса. Дальше, вниз по ущелью, количество обломочной массы постепенно умень-

шается и в самом конце горизонта ее остается очень мало, причем только в верхней половине разреза.

Участок завода огнеупорных глин. В 500 м к юго-западу от завода огнеупорных глин, на правом борту ущелья р. Дебед, над шоссеиной дорогой Кировакан—Алаверди, в виде вертикального обрыва высотой до 25 м, обнажается конечная часть первого горизонта шаровых лав и гналокластитов.

На этом участке разрез горизонта характеризуется чрезвычайным обилием лавовых шаров, их большими размерами и почти отсутствием гналокластитовой массы (фиг. 3).



Фиг. 3. Обнажение шаровых лав у завода огнеупорных глин, на правом борту ущелья.



Фиг. 3а. Деталь.

Шары в общем таких же форм, что и на первом участке. Они обычно располагаются очень плотно, иногда с взаимной деформацией. Междущаровые промежутки, как правило, остаются пустыми. Размеры шаров колеблются в пределах 0,4—1,5 м в диаметре, редко встречаются округлые большие глыбы застывшей лавы, поперечником до 5 м. Преобладают шары размером 0,5—0,8 м. Снаружи они сильно растресканы радиальными трещинами охлаждения, вследствие чего их поверхность имеет вид хлебной корки. Строение шаров такое же, что и у аналогичных образований первого участка. Отличаются они от последних только относительно малой толщиной стекловатой корки, не превышающей 1,5—2 см.

В верхних недоступных частях обрыва замечены отдельные скопления гиалокластитов в виде гнезд и линз небольших размеров (4—5 м по длине). Изучение их глыб в делювии, под обрывом, показывает, что в них отсутствует терригенный материал (песок, глина).

Общая мощность горизонта на данном участке не превышает 27—28 м. Дальше к северу, горизонт шаровых лав и гиалокластитов задернован и больше не обнажается.

Второй горизонт шаровых лав и гиалокластитов

Обнажения второго горизонта шаровых лав и гиалокластитов очень ограничены. Фактически они наблюдались только в одном обнажении, находящемся на левом борту ущелья р. Памбак, над ст. Туманян, у развалин старого коровника. Здесь они залегают непосредственно над пачкой озерно-речных отложений. По простиранию горизонт прослеживается на расстоянии не более 50 м, после чего с двух сторон уходит под делювий.

В общем на этом обнажении наблюдается такая же картина, что и на участке ст. Туманян по первому горизонту. В строении горизонта главную роль играют шаровидные лавовые образования, промежутки между которыми заполнены гиалокластитовой массой. Размеры шаров невелики, изменяясь в пределах от 25 до 40 см. Они имеют зональное строение: стеклянная корка, в отличие от шаров первого горизонта, очень тонкая, не превышает 1—1,2 см. Широким развитием пользуются коричневато-желтые продукты разложения стекла. Гиалокластиты в отличие от предыдущих более рыхлые, в их цементе присутствуют также песчано-глинистые массы озерного водоема.

Мощность горизонта — 12,5 м. Выше этого места склон задернован, а еще дальше залегают долеритовые лавы верхней части толщи.

Краткая петрографическая характеристика шаровых лав и гиалокластитов

Шаровые лавы. Как отмечалось выше, шары имеют зональное строение: состоят из черной стекловатой корки в наружной части и серого, темносерого, относительно закристаллизованного вещества, слагающего внутреннюю часть шаров. Граница между ними нечеткая: к центру стекловатая корка постепенно кристаллизуется и переходит во вну-

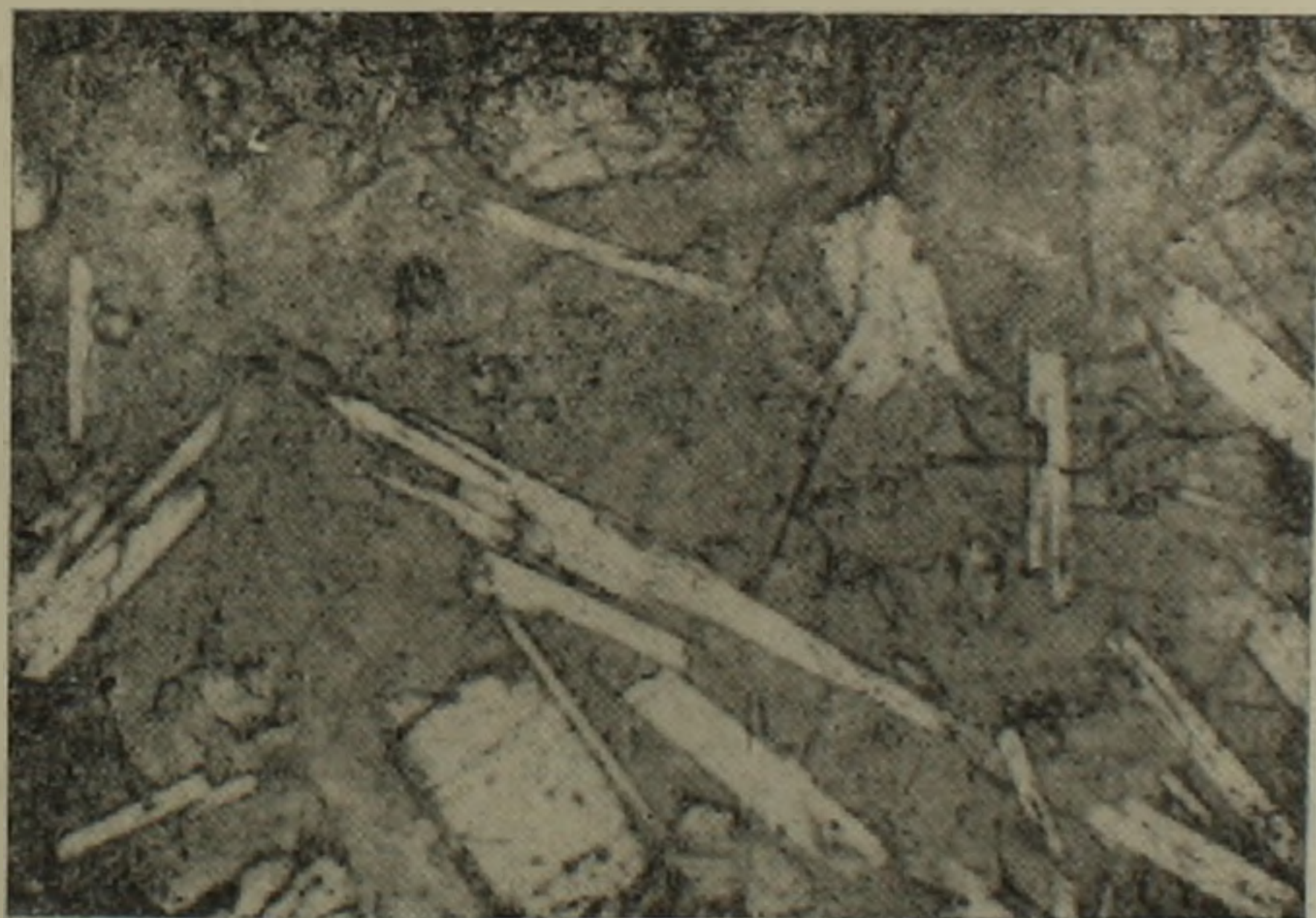
трениую закристаллизованную часть. Стекловатая корка плотная, иногда и трещиноватая, редко встречаются мелкие, округлые поры размером до 1 мм. Внутренняя часть шаров имеет массивное сложение, тоже с редкими мелкими порами.

В шлифах породы обеих зон имеют порфировую структуру, состоящую из вкрапленников основного плагиоклаза и оливина и стекловатой основной массы. Характер вкрапленников двух зон почти одинаковый, что касается основных масс, то они определенно отличаются друг от друга.

Плагиоклаз представлен идиоморфными, призматически удлиненными двойниковыми зернами, размеры которых достигают 1,6 мм по призме, при ширине кристалла не более, чем 0,3 мм. Во внутренней части шаров зерна плагиоклаза более трещиноватые, чем в стекловатой корке. Кроме того, меняется и количество зерен, которое в стекловатой корке не превышает 15—18% от общей массы, а к центру все увеличивается и достигает 40%. Состав плагиоклаза соответствует лабрадору № 53—54 (6 замеров).

Оливин образует крупные единичные зерна призматической, изометрической и реже ромбической форм. Иногда оливин образует гломеропорфировые скопления. Размеры зерен колеблются в пределах от 0,13 до 1,8 мм, преобладают зерна размером 0,9—1,8 мм. В основном зерна оливина трещиноватые, но свежие, редко по трещинам наблюдаются слабые процессы идингситизации. Количество не меняется и составляет около 4—5%.

Основная масса корки имеет промежуточную стекловато-гналопелитовую структуру (фиг. 4). Редкие микролиты представлены тонко-игло-



Фиг. 4. Микроструктура стекловатой корки шаров.
Без анализатора, ув. $\times 64$.

чатым плагиоклазом и мелкими зернышками оливина. Отдельные поры заполнены грязнозеленым хлоритовым веществом радиально-лучистого строения и карбонатами. Стекло свежее, имеет светлый, желто-бурый цвет и составляет около 70—75% общей массы. Показатель преломления стекла равняется 1,565.

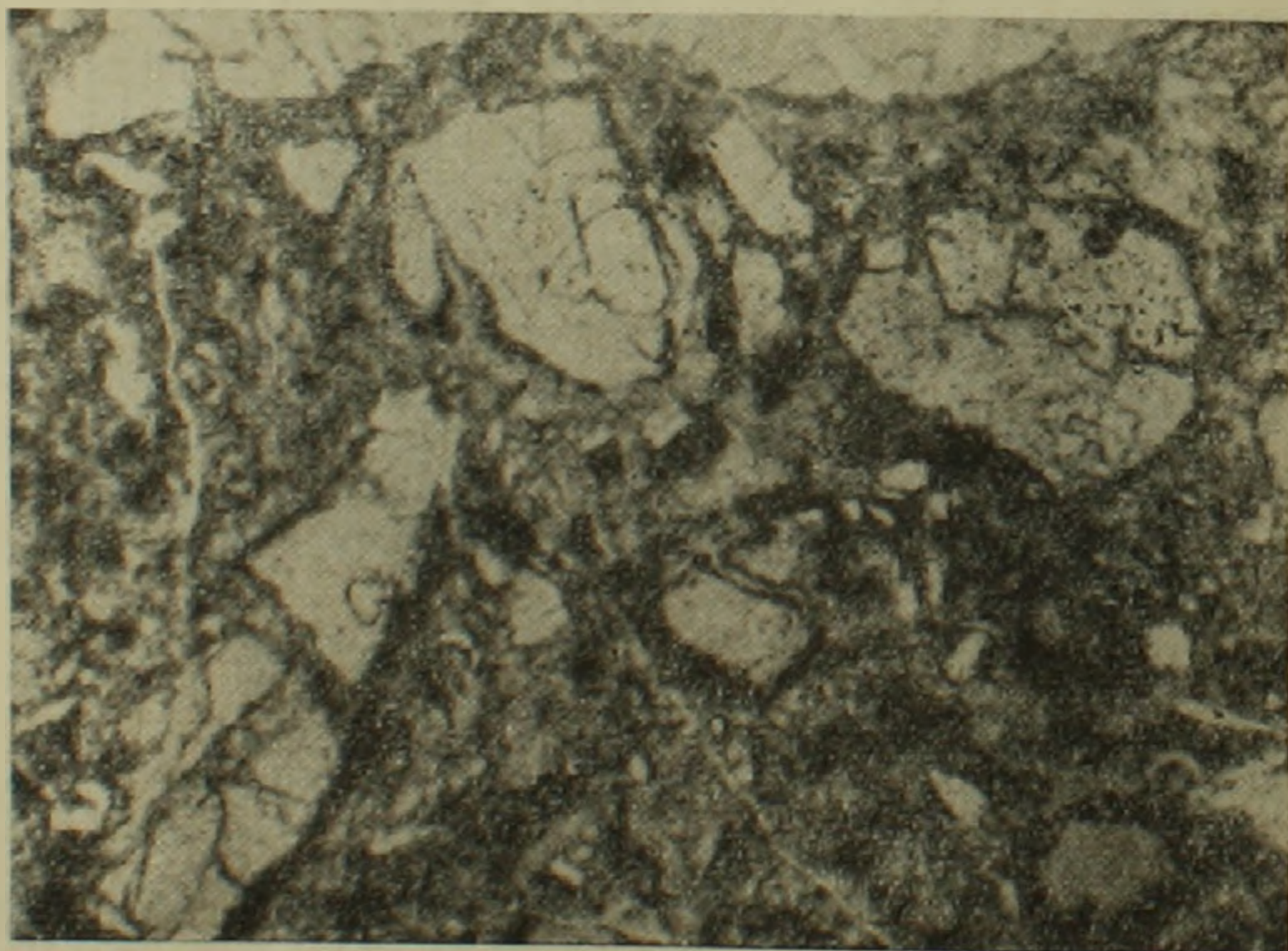
Структура основной массы внутренней, закристаллизованной части шаров интерсерта́льная (фиг. 5), состоит из лейстов и микролитов плагиоклаза, мелких зерен оливина, отчасти замещенного илдингситом, и базальтового стекла чернобурого цвета. В небольшом количестве присутствует также рудный минерал. Содержание стекла составляет около 50—55%.



Фиг. 5. Микроструктура породы внутренней части шаров. Без анализатора, увел. $\times 64$.

В наружной поверхности шаров, в виде налета, отлагались вторичные, желтовато-коричневые продукты, в которых под биноклем были замечены ромбические кристаллы гипса, иногда в виде двойников «ласточкин хвост», полевые шпаты и отдельные зерна кварца.

Гналокластиты—Имеют обломочное строение (фиг. 6), представленное кусками стекловатой корки шаров. Отдельные обломки по



Фиг. 6. Гналокластит в шлифе. Без анализатора, увел. $\times 64$.

краям имеют желтые каемки продуктов разложения стекла. Цемент состоит из песчано-глинистого материала светложелтого цвета. В нем присутствуют также кристаллы гипса и карбонатное вещество.

Состав пород шаровых лав и гналокластитов по данным химических анализов (табл. 1) соответствует базальтам. Из таблицы видно, что химический состав стекловатых корок и внутренней закристаллизованной части шаров, почти одинаков, нет существенной разницы между ними. Для аналогии приводится также два анализа из Сицилианского прототипа шаровых лав и гналокластитов, заимствованные у А. Кампионе (11).

Таблица 1

Результаты химических анализов шаровых лав и гналокластитов

Окислы	Бассейн р. Дебед у ст. Туманян			Иблейская об. Ю—В Сицилия		Место взятия проб
	1	2	3	4	5	
SiO ₂	48,25	48,60	50,45	47,18	47,16	1. Р-н ст. Туманян, первый горизонт, внутренняя часть.
TiO ₂	1,45	1,34	1,07	1,09	1,01	
Al ₂ O ₃	15,90	16,32	14,89	15,21	15,05	
Fe ₂ O ₃	3,04	3,16	3,62	4,07	0,87	2. Там же стекловатая корка.
FeO	9,34	8,26	8,83	7,26	11,00	
MnO	0,19	0,11	0,16	0,02	0,02	3. Там же второй горизонт, внутренняя часть.
MgO	6,35	6,60	6,87	6,64	6,34	
CaO	9,96	10,20	9,10	8,86	9,11	
Na ₂ O	3,50	4,20	3,70	7,61	7,73	4. Г. Саравале (Сицилия), внутренняя часть шара.
K ₂ O	0,90	1,10	1,00	1,41	1,32	
P ₂ O ₅	0,43	—	—	0,08	6,06	5. Там же стекловатая корка.
H ₂ O ⁺	0,46	0,47	0,18	0,72	0,42	
п.п.п.	0,16	0,13	—	—	—	
Сумма	99,93	100,49	96,87	100,14	100,09	

О происхождении шаровых лав и гналокластитов

Первые представления о происхождении шаровых лав относятся к началу 20-го века и принадлежат английским геологам К. Рейду, Х. Дьюи и др. Согласно их взглядам, шаровые лавы образовались при подводных трещинных извержениях, когда лава, изливаясь на морское дно, под воздействием воды разбивалась на отдельные гигантские капли сфероидального облика. Эти сфероиды быстро охлаждались и покрывались твердой стекловатой коркой (Лебединский В. И. [7]).

В последующие годы вопрос о происхождении шаровых лав стал предметом более настоящего изучения ученых многих стран, как зарубежных, так и Советского Союза. Среди них, в первую очередь, нужно отметить работы Т. Андерсена (1910), Ж. Льюиса (1914), Р. Фаллера (1931), Р. Широка (1950), А. Н. Заварицкого (1955), А. Ритмана (1958), М. А. Кашкай и И. А. Бабаева (1958), М. А. Гильяровой и многих других. Шаровых лав обязательно связывает с охлаждением жидкой лавы в

Нужно отметить, что большинство этих исследователей. образование водной среде (морское дно, или мелкий, пресноводный водоем).

По А. Н. Заварицкому [6], процесс образования шаровых лав происходит следующим образом: «Лава, вылившаяся во время подводного извержения, как бы разбивается на отдельные, гигантские капли, окруженные слоем пара и перекатывающиеся по дну. Застывая, этот гигантский аггломерат и образует поток шаровой лавы» и «каждый сфероид (Pillow) представляет собой, в известной степени самостоятельное, независимое от соседних, образование».

Что касается гналокластитов, то эти образования специально были изучены только в последние годы учеными Италии (А. Ритман, А. Кампионе, К. Стурнале и др.), Бельгии (М. Денайер, Ж. Онноре), США (А. Ф. Ричардс) и др. стран. В Советском Союзе гналокластиты впервые были описаны К. Г. Шириняном [10]. Но нужно отметить, что гналокластиты, описанные К. Г. Шириняном, отличаются от Сицилианского прототипа составом и условиями образования.

Обычно образование гналокластитов генетически связывается с шаровыми лавами, а их происхождение объясняется единым процессом охлаждения жидкой базальтовой лавы в водной среде.

А. Ритман (В. И. Влодавец [3]) различает три типа образования гналокластитов:

1. Гналокластиты, образующиеся благодаря дроблению стекловатой корки шаров подушечной лавы, с которыми они всегда связаны.

2. Гналокластиты, формирующиеся из подводной лавы, путем ее грануляции в контакте с водой.

3. Полосчатые гналокластиты, которые произошли благодаря переработке кластического материала морскими течениями и сплющиванию его под давлением вышележащего лавового потока.

Анализ приведенных нами данных об условиях залегания шаровых лав и гналокластитов басс. р. Дебед, а также их петрографическая характеристика показывают, что в данном случае имели место первые два типа образований.

Во время акчагыльской трансгрессии (начало верхнего плиоцена), в результате общего прогибания земной коры на Кавказе, в древних доплиоценовых тектонических депрессиях и некоторых крупных долинах, формировавшихся в нижнем-среднем плиоцене, устанавливается озерный режим и происходит накопление озерно-речных отложений (А. А. Габриелян и К. В. Думитрашко [5]). Допускается, что такого типа озерно-речной мелкий водоем образовался также в долине р. Палеодебед и сохранился до начала мощного цикла вулканических извержений в р-не Джавахкских гор. Многочисленные лавовые потоки долеритовых базальтов и андезито-базальтов, излившиеся из больших тектонических трещин р-на Джавахкского вулканического нагорья, благодаря большой текучести, распространялись на большие расстояния и по долине р. Дзо-рагет вливались в долину р. Дебед, непосредственно в озерно-речной водоем.

Очень жидкая лава, соприкасаясь с холодной водой, под воздействием ее закалки, мгновенно охлаждалась, вследствие чего возникли осо-

бые формы: шаровые или подушечные лавы. При такой резкой перемене температур на поверхности шаров образуется тонкая, стекловатая корка, которая при дальнейшем движении потока по дну водоема разбивается на отдельные мелкие куски. Потом лавовый шар снова покрывается стекловатой коркой, снова разрушается и так до момента полного затвердевания лавы. Куски разбитой стекловатой корки шаров хаотически перемешиваясь с глинисто-песчанистым материалом дна водоема, образуют гналокластитовую массу, заполняющую промежутки между шарами. После всего этого, когда водоем полностью заполняется лавовыми шарами и гналокластитами, последующие порции лавы охлаждаются уже в наземных условиях и образуют нормальные потоки. Так образуется нижняя часть лавовой толщи, общей мощностью около 88—90 м.

После завершения образования нижней части лавовой толщи, в вулканической деятельности наблюдается определенный перерыв, во время которого на вновь образованном мелкоозерно-речном водоеме (водоем, вероятно, образовался благодаря подпруживанию течения реки последними лавовыми потоками нижней части толщи) накапливается пачка сложенных глин, глинистых песчаников, песчаников и галечников, общей мощностью от 2—52 м.

Затем, вулканическая деятельность вновь возобновляется и начинаются излияния такого же типа, жидких базальтовых лав. Последние, теми же путями вливаются в новый озерно-речной водоем долины р. Дебел и образуют шаровые лавы и гналокластиты второго горизонта. При дальнейшем продолжении лавовых излияний, водоем заполняется и последующие лавы, перекрывая только что образованные шаровые лавы и гналокластиты, отлагаются в виде нормальных потоков, составляя верхнюю часть лавовой толщи бассейна р. Дебед.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.VI.1966

Է. Խ. ԽԱՐԱԶՅԱՆ

ԴԵԲԵԴ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ԳՆԴԱԶԵՎ ԼԱՎԱՆԵՐՆ ՈՒ ՀԻԱԼՈՎԿԼԱՍՏԻՏՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Մեր կողմից հայտնաբերված գնդաձև լավաների և հիալոկլաստիտների մերկացումները գտնվում են Փամբակ և Դեբեդ գետերի կիրճերում՝ Թումանյան երկաթուղային կայարանի և Թումանյանի հրակայուն կավերի գործարանի միջև ընկած հատվածում:

Այս շրջանում տարածված են վերին էոցենի հասակի հրաբխածին ապարները (Փամբակի շերտախումբ) և նրանց հողմնահարված մակերեսի վրա տեղադրված վերին պլիոցենյան Դոլերիտային բազալտների ու անդեզիտորազալտների հզոր հաստվածքը: Վերջինս ունի 200—210 մ հզորություն:

Կտրվածքի մեջտեղում լավային հաստվածքը բաժանվում է 2 մասերի՝ ստորին մաս և վերին մաս, որոնց միջև տեղադրված է լճա-գետային կավավազային, գլաբարային նստվածքների շերտախումբը մինչև 52 մ հզորությամբ:

Գնդաձև լավաներն ու հիալոկլաստիտները գենետիկորեն կապված են լավային հաստվածքի վերը նշված 2 մասերի ամենաստորին հորիզոնների հետ: Առավել մեծ զարգացում ունեն ստորին հորիզոնի առաջացումները, որի մերկացումները ձգվում են մոտ 7,5 կմ տարածության վրա, միջորեականի ուղղությամբ: Վերին հորիզոնի մերկացումները անհամեմատ ավելի սահմանափակ են:

Նշված հորիզոնների կառուցվածքում հիմնական դերը խաղում են լավային գնդաձև առաջացումները, որոնց միջև եղած տարածությունները լցված են հիալոկլաստիտների բրեկչիանման մասսաներով:

Լավային գնդերը ունեն զոնալ կառուցվածք, կազմված մինչև 4,5 սմ հաստության, սև, ապակենման կեղևից և ներքին համեմատաբար ավելի բյուրեղացած մուգ մոխրագույն միջուկից: Այս երկու զոնաների միջև եղած սահմանը ցայտուն չէ. և նկատվում է աստիճանական անցումներ ապակենման կեղևային նյութից դեպի համեմատաբար բյուրեղացած միջուկի նյութը:

Հիալոկլաստիտների բրեկչիանման մասսայի մեջ բեկորները հիմնականում ներկայացված են լավային գնդերի ապակենման կեղևի կտորներով, շատ հազվադեպ՝ ջարդված գնդերի միջուկի կտորներով:

Բրեկչիայի ցեմենտը կազմված է կավերից, ավազներից և ապակու քայքայման հաշվին առաջացած դեղնաշագանակագույն նյութերից:

Ինչպես գնդաձև լավաների ապակենման կեղևն ու բյուրեղացած միջուկը, այնպես էլ հիալոկլաստիտային մասսայի բեկորներն ունեն խիստ նույնանման անտրոգրաֆիական կազմ և համապատասխանում են բազալտներին: Նրանք առաջացել են միևնույն, սկզբնական լավային հոսքից, վերջինիս ջրային ավազանը թափվելու և այդ պայմաններում սառչելու ժամանակ:

Գնդաձև լավաների և հիալոկլաստիտների ուսումնասիրությունը խիստ կարևոր նշանակություն ունի նրանց ձևավորման ժամանակի պալեոաշխարհագրական պայմանների վերականգնման համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXI, № 5, 1955.
3. Влодавец В. И. Проблема игнимбритов и гналокластитов на международном симпозиуме в Италии. Бюллетень вулканологической станции, № 33, Москва, 1962.
4. Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР (сер. геол. и географ. наук), т. 13, № 1, 1960.
5. Габриелян А. А. и Думитрашко Н. В. История развития рельефа. Геология Армянской ССР, т. I, изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
6. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, Москва, 1958.
7. Лебединский В. И. К вопросу о развитии взглядов на генезис шаровых лав. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР», Изд. АН СССР, Москва, 1963.
8. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1946.
9. Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. МИР, Москва, 1964.
10. Ширинян К. Г. Гналокластиты и условия их образования в Армении. Тр. лаборатории палеовулканологии, вып. 2, Алма-Ата, 1963.
11. Campione A. Guide for the Iblean Region (South-Eastern Sicily). Istit. di Vulcanolog. Universita di Catania, 1961.

МИНЕРАЛОГИЯ

Ш. О. АМИРЯН

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
РУД ЛИЧКВАЗСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Личквазское месторождение золота находится в пределах развития интрузивных пород Мегринского плутона. В геологическом строении месторождения участвуют эоценовые вулканогенные породы (различные порфириды), прорванные гранодиоритами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами, малыми интрузиями гранитов, гранит-порфиров и жильными дериватами: аплитами, диорит-порфиридами, диабазовыми порфиридами и лампрофирами.

В структурном отношении месторождение приурочено к висячему боку регионального Дебаклинского разлома, проходящего в СЗ направлении по западному флангу месторождения. Рудовмещающими, по-видимому, являются оперяющие Дебаклинский разлом трещины разрыва близширотного, СВ и СЗ простирания. По морфологическим признакам и строению сульфидных жил, структуры в основном относятся к трещинам разрыва. Некоторые из жил размещены в зонах раздробленных пород (Тейский участок), которые по простиранию прослеживаются на несколько сот метров при мощности 2—15 м. Рудные тела простираются на сотни метров при мощности от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров.

Характер развития минерализации

Личквазское месторождение состоит из двух участков: Личквазского и Тейского, расположенных в Айгедзорском рудном поле и в некоторой степени носящих характерные черты структуры и минерализации Айгедзорского месторождения.

Для Айгедзорского месторождения А. И. Карапетяном и Г. И. Гольденбергом [2] выделяются пирит-полевошпатовая, пирит-халькопиритовая, халькопирит-молибденитовая, молибденитовая, полиметаллическая и карбонатная, а К. А. Карамяном [3] — эпидотовая, кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кальцит-сфалерит-галенитовая и карбонатная стадии минерализации. Из выделенных А. И. Карапетяном и Г. И. Гольденбергом стадий, Г. И. Гольденбергом к Личквазскому месторождению отнесена полиметаллическая, в которой выделяются две ассоциации минералов: кварц-пирит-арсенипиритовая и сфалерит-халькопирит-блеклая руда-золото-галенитовая.

Из них первая, по указанному автору, ранняя и широко развита на Тейском участке, а вторая—поздняя—на Личквасском.

Проведенные нами наблюдения над рудными телами и их взаимоотношениями в горных выработках, а также минералогическое и геохимическое изучение различных типов руд, позволили их отнести к следующим стадиям: безрудной кварцевой, пирит-халькопиритовой, полиметаллической и кварц-карбонатной, гипсовой на участке Личквас и безрудной кварцевой, пирит-халькопиритовой, полиметаллической, кварц-арсенопиритовой и кварц-карбонатной на участке Тей*.

Как следует из сравнения приведенных схем, кроме наблюдающихся сходств, в процессах минерализации существуют определенные различия, что становится отчетливее при изучении минерального состава даже сходных стадий минерализации. Во-первых, эти различия резко выражаются при сравнении схем Айгедзорского и Личквасского месторождений и, во-вторых,—Личквасского участка с Тейским. Причины различий в настоящее время еще не выяснены и, по всей вероятности, обусловлены различными локальными геологическими факторами (связью оруденения с разновременными импульсами магматической деятельности, металлогенической специализацией и т. д.)

Ниже приводится описание стадий минерализации и характер их развития.

Безрудная кварцевая стадия. Общим для обоих участков является раздробление пород с их окварцеванием и серицитизацией. В это время образовались, по-видимому, некоторые кварцевые тела, вскрывающиеся в шт. 10, 13 и на поверхности. Мощность жил различна и достигает до 0,5—0,7 м. Одна такая жила (шт. 10 на 165 м) простирается на СЗ 300—310°, падая на СВ под углом 60—65°. Жилы сложены массивным крупнозернистым кварцем с включениями вмещающих пород.

Пирит-халькопиритовая стадия минерализации широко представлена на обоих участках. На Личквасском участке она приурочена в основном к структурам СВ простирания, падающим на ЮВ 140—150°, под углом 65—80°. На Тейском же участке пирит-халькопиритовые тела залегают согласно среди измененных и брекчированных зон СВ (10—15°) простирания, с падением на СЗ, под углом 60—80°.

В минеральном составе руд на Личквасском участке, кроме пирита и халькопирита участвуют: сфалерит, блеклая руда и галенит. В местах наложения полиметаллической стадии минерализации количество отмеченных выше минералов возрастает, и к ним присоединяется золото.

На Тейском участке, кроме перечисленных минералов, в составе пирит-халькопиритовых руд участвуют также висмутин, козалит, виттихенит, тетрадимит и пирротин.

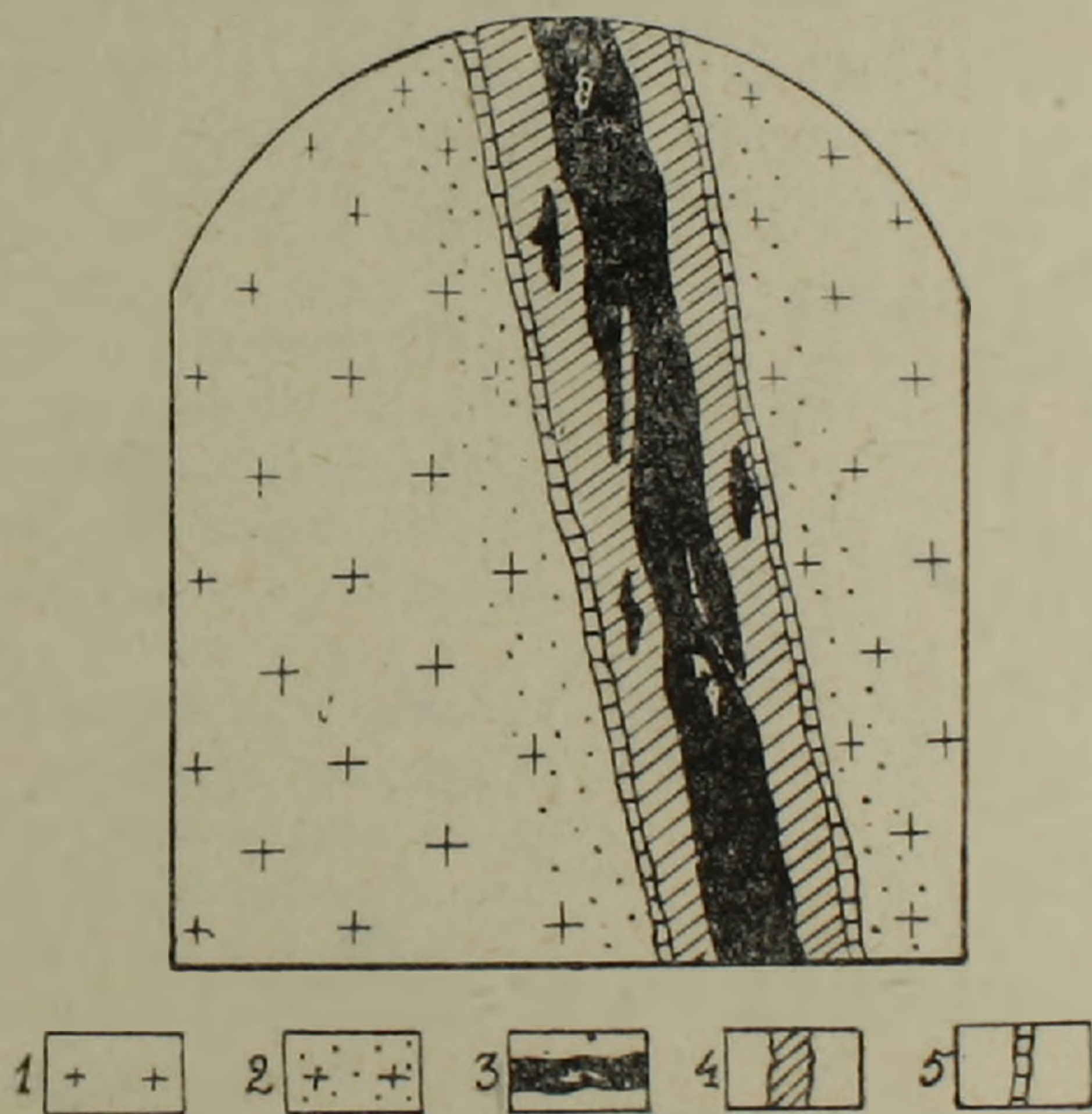
В описанных рудах минералы выделялись в следующей последовательности: пирит-халькопирит-сфалерит-блеклая руда—галенит-висмутин-козалит-виттихенит-тетрадимит.

* Для уч. Личквас Г. И. Гольденбергом (1964) выделяются редкие кварц-молибденитовые прожилки, которые нами не изучались.

Полиметаллическая стадия минерализации широко развита на Личквасском участке. Представлена она четковидными жилами, прослеживающимися по простиранию на сотни метров. Мощность жил составляет десятки сантиметров, в раздувах до одного метра. Приурочены они, главным образом, к структурам разрыва близширотного простирания с азимутом падения $330-340^\circ$ и $170-180^\circ$, под углами $50-85^\circ$.

В минеральном составе полиметаллических руд участвуют: пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, галенит, золото и, в редких случаях, киноварь.

Количественные соотношения минералов и интенсивность минерализации меняются в различных жилах и на различных горизонтах, а также при переходе жил от одних пород к другим. На верхних горизонтах преобладают блеклые руды, причем сфалерит здесь более светлый. При переходе сульфидных жил от гранитоидов к габбровым породам, интенсивность минерализации падает и жилы выклиниваются. Полиметаллические жилы часто развиваются по тем же структурам, что и пирит-халькопиритовые. В этих случаях полиметаллическая минерализация развивается по контактам пирит-халькопиритовых тел (фиг. 1, 2).

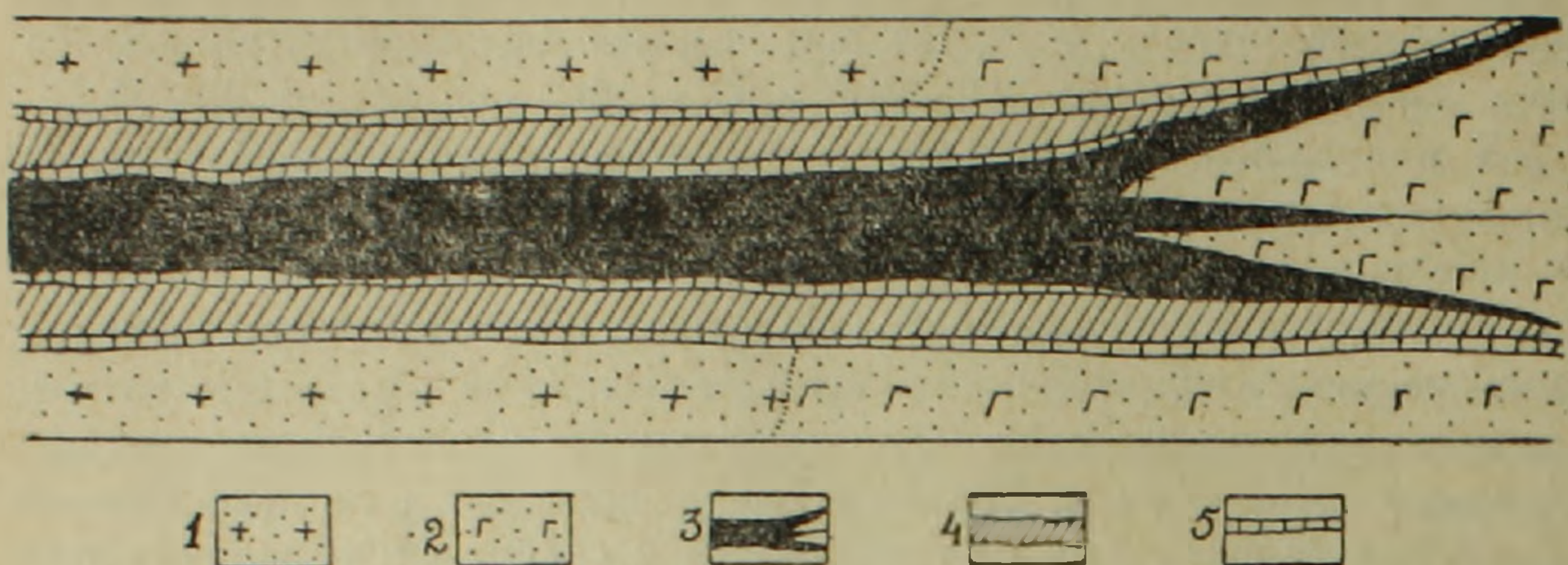


Фиг. 1. 1. Гранитоиды. 2. Измененные гранитоиды. 3. Пирит-халькопиритовая минерализация. 4. Полиметаллическая минерализация. 5. Глинка трения. Уч. Личквас, шт. 10, штр. 1, кв. 1, на 5 м.

В этих рудах минералы выделялись в следующей последовательности: пирит-сфалерит-блеклая руда-халькопирит-галенит-золото-киноварь.

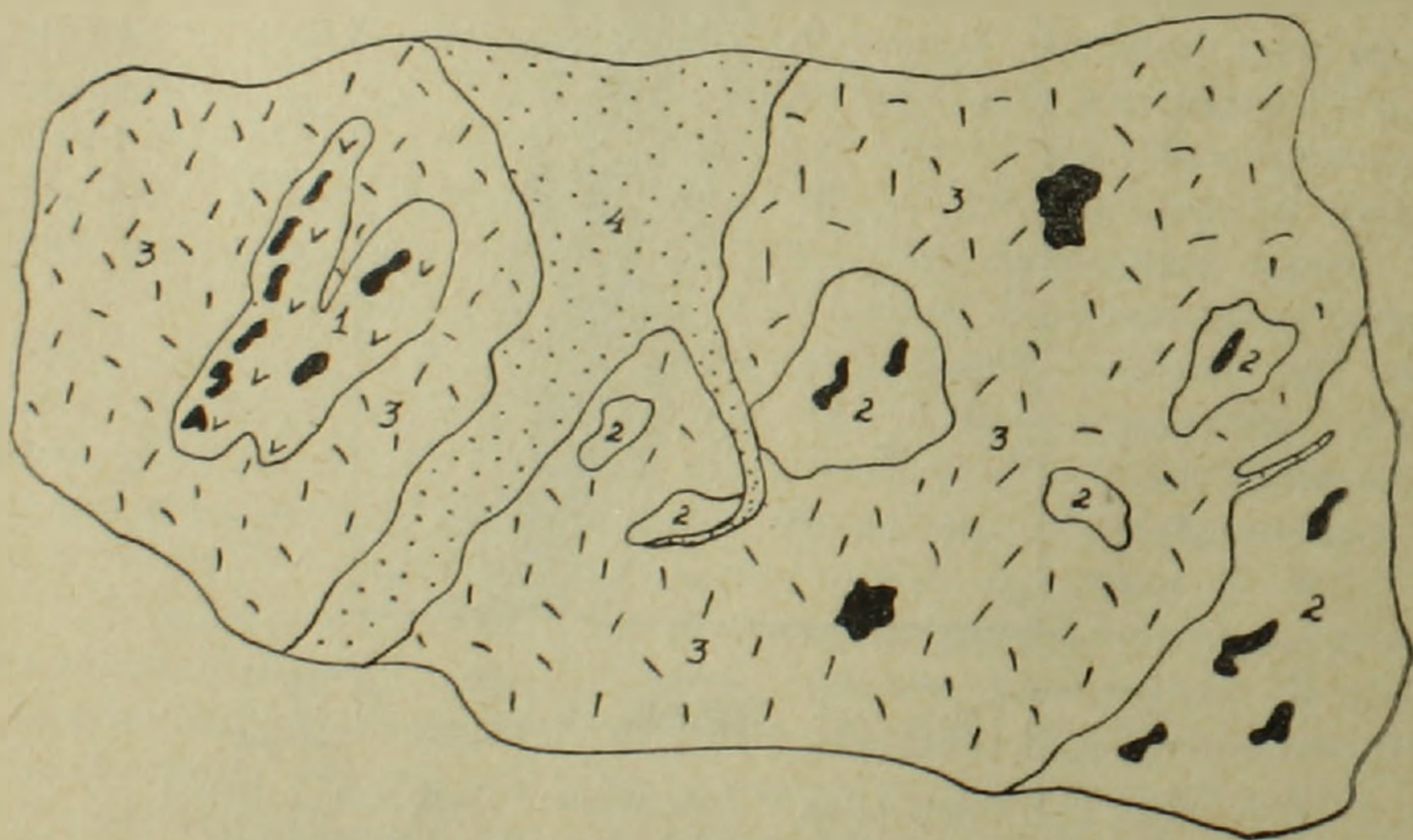
Кварц-арсенопиритовая стадия минерализации широко представлена на Тейском участке. Развивается в тех же зонах брекчи-

рванных, окварцованных пород, что и пирит-халькопиритовая. Представлена она жилами, прожилками, гнездами, пересекающими и цементирующими пирит-халькопиритовые руды.



Фиг. 2. 1. Гранитоиды (изм.). 2. Габброиды (изм.). 3. Пиритовая минерализация. 4. Полиметаллическая минерализация. 5. Глина трения. Уч. Личквас, шт. 10, штр. 2, кв. 1, на 2—5 м.

В минеральном составе преобладает низкотемпературный, тонкозернистый, призматический арсенопирит, образующий радиально-лучистые агрегаты вокруг обломков руд предыдущих стадий минерализации (фиг. 3). Кроме арсенопирита, в небольших количествах присутствуют пирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда и галенит.



Фиг. 3. 1. Измененные породы с полиметаллической минерализацией. 2. Обломки кварца с полиметаллической минерализацией. 3. Арсенопиритовая минерализация. 4. Безрудный кварц. Уч. Тей. Зарисовка штуфа, нат. величина.

Последовательность выделения минералов такова: пирит-арсенопирит-сфалерит-халькопирит-блеклая руда-галенит.

Кварц-карбонатная и гипсовая минерализация в виде небольших прожилков сечет руды предыдущих стадий. Кварц-карбонатные

прожилки развиты как на Личквасском, так и на Тейском участках, а гипсовые — на Личквасском. Гипсовый прожилок мощностью 2—3 см, в шт. 10, приурочен к структуре СЗ простирания с аз. падения 60° под углом $40-45^\circ$.

Как видно, описанные типы руд являются продуктами различных порций гидротермальных растворов, отложившихся в различных системах трещин.

Новые данные по минералогии руд

Минеральный состав руд Личквасского месторождения приводится в рукописных работах Г. И. Гольденберга и др. (1963, 1964 гг.), где перечисляются минералы, аналогичные описанным Г. О. Пиджяном [6] для руд Айгедзорского месторождения.

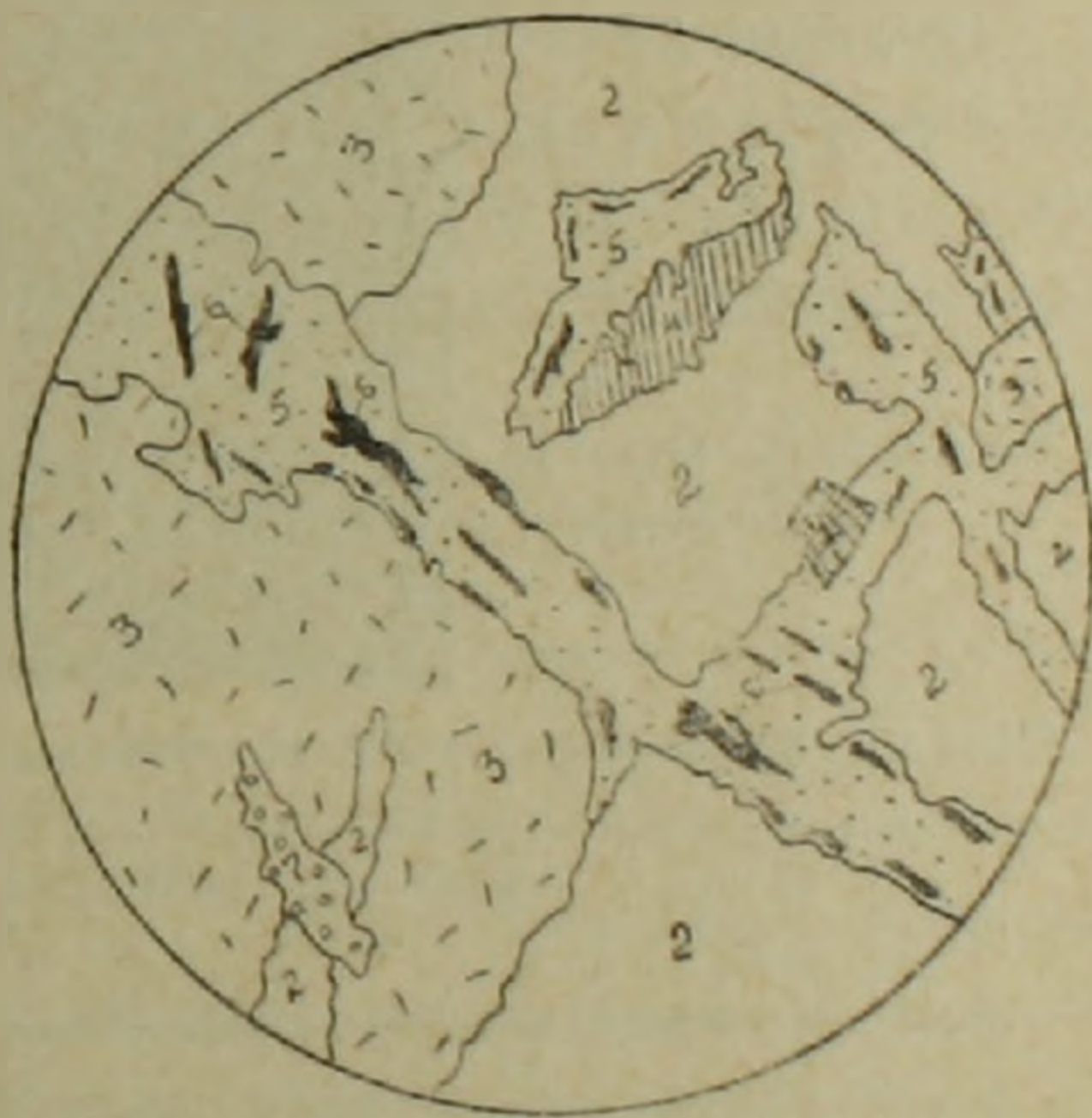
Детальное микроскопическое изучение всех типов руд показало, что из перечисленных минералов некоторые отсутствуют (эмплектит, самородный висмут), а вместе с тем присутствуют пирротин, висмутин, козалит, тетрадимит, виттихенит и очень редко киноварь.

Ниже приводится описание висмутовых минералов, которые в пирит-халькопиритовых рудах Тейского участка образуют значительные скопления и представляют практический интерес.

В и с м у т и н Bi_2S_3 . Из висмутовых минералов, после козалита, второй по распространенности. Почти всегда встречается в тесных сростках с козалитом, тетрадимитом и виттихенитом. Образует аллотриоморфно-зернистые агрегаты, размером $0,01-0,05$ мм или же прожилочки, главным, образом, в полях халькопирита и пирита. Висмутин замещается козалитом, виттихенитом и тетрадимитом (фиг. 4).

Под микроскопом цвет кремово-белый. Отражательная способность равна таковой халькопирита. Слабо двуотражает. Сильно анизотропный с цветным эффектом в темно-коричневых, желто-коричневых и темно-серых, серо-голубых тонах. Рельеф ниже, чем у халькопирита. Полируется хорошо. Твердость ниже твердости халькопирита. Микроспектрально и микрохимически определен висмут.

К о з а л и т $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$. Козалит редко встречающийся минерал. В Советском Союзе описан в касситерито-сульфидных и вольфрамоносных кварцевых жилах месторождений Сохондо и Букука (Читинская обл.) и Бетпакдала (Каз. ССР). В Арм. ССР козалит обнаружен В. О. Пароникяном [5] в полиметаллических рудах Азатекского месторождения.



Фиг. 4. Зарисовка полированного шлифа. 1. Пирит. 2. Халькопирит. 3. Кварц. 4. Висмутин. 5. Козалит. 5. Виттихенит. 7. Блеклая руда.

Козалит довольно часто и в значительных количествах встречается в пирит-халькопиритовых рудах Тейского участка (фиг. 4). Образует удлиненно-зернистые, пластинчатые агрегаты размером 0,5—1 мм. Часто в агрегатах пластинки расположены субпараллельно. Двойники не наблюдаются. Цвет белый с кремовым оттенком. Значения отражательной способности по различным авторам различны [1, 5, 7] и колеблются от 41 до 46 процентов. Нами отражательная способность измерена на фотоумножителе ФАЭ-3, и по двум замерам для желтых лучей получены: $R_g=45,3$, а $R_p=43,6$ процента. Различие между R_g и R_p хорошо согласуется со слабым двуотражением, наблюдаемым под микроскопом, при сильном освещении. Анизотропия умеренная-сильная с цветным эффектом в коричневых, розово-желтых, голубоватых тонах. Спайность наблюдается параллельно удлинению зерен. Микротвердость по трем измерениям на микротвердомере ПМТ-3 составляет $H_{иср} = 154,8$ кг/мм², $H_{иср} = 172,1$ кг/мм². Микроспектрально в минерале определены: свинец, висмут, сера и медь. Рентгенограмма (табл. 1) сходна с таковой козали-та из Канады и Казахстана [4, 7].

Тетрадимит Bi_2Te_2S . Встречается редко, притом в пирит-халькопиритовых рудах уч. Тей. Почти всегда встречается в полях висмутовых минералов. Образует пластинчатые, удлиненные выделения, размером 0,001—0,005 мм. Замещает висмутин, козалит и виттихенит.

Под микроскопом характеризуется высокой отражательной способностью (выше висмутина, пирита), кремово-белым цветом, анизотропностью.

Наличие теллурида висмута подтверждается повышенным содержанием теллура в пирит-халькопиритовых рудах (0,001—0,008 %) и в халькопирите (до 0,07 %), к полям которого в основном приурочены висмутовые минералы, в том числе и тетрадимит.

Таблица 1

Результаты анализа рентгенограммы козали-та из Личквасского месторождения*
Условия съемки: Fe = антикатод, без фильтра
 $d = 0,4$ мм, экспозиция (h) = 2 ч. 30 мин.

Козалит из Личквасского месторождения				Козалит из месторождения Бетпакдалы [4]		
№ п/п	I	$d\lambda/n$	$d\beta/n$	№ п/п	I	$d\lambda/n$
1	8	3,42	3,10	1	10	3,42
2	4	3,26	2,95	2	10	2,95
3	5	3,03	2,74	3	5	2,81
4	10	2,91	3,64	4	4	2,13
5	5	2,79	2,53	5	5	2,09
6	1	2,68	2,43	6	7	2,02
7	4	2,23	2,02	7	4	1,905
8	5	2,11	1,92	8	7	1,792
9	8	2,01	1,82	9	4	1,712
10	3	1,79	1,62	10	3	1,387
11	3	1,74	1,57	11	2	1,326
12	3	1,41	1,27	12	3	1,294
13	5	1,38	1,25	13	1	1,212

* Анализ произведен в ЦНИГРИ аналитиком Л. Валявко.

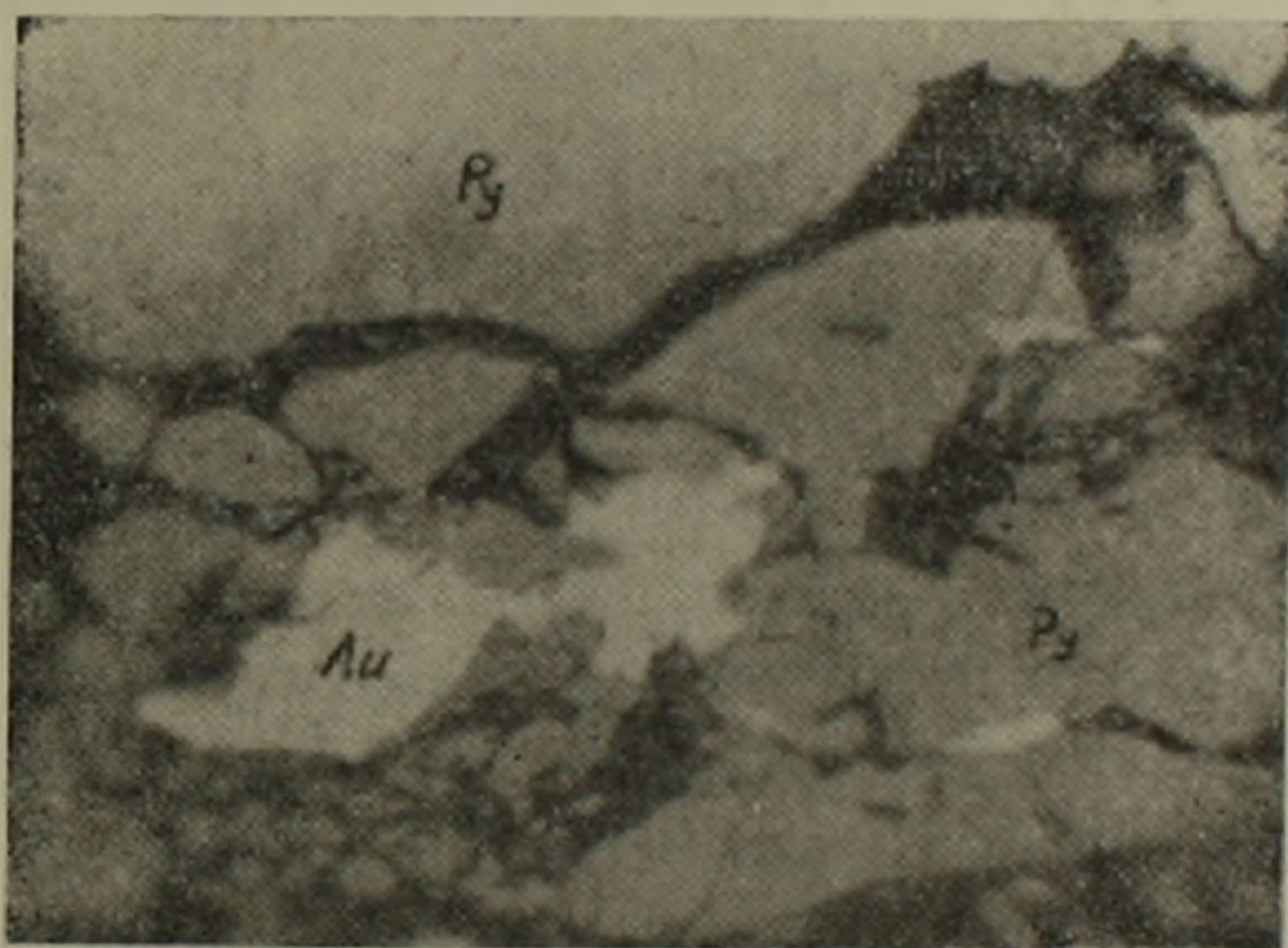
Виттихенит Cu_3BiS_3 . Встречается в тесных сростках с висмутином, козалитом и тетрадимитом в пирит-халькопиритовых рудах Тейского участка. Замещает висмутин и козалит, развиваясь по направлениям спайностей. Образует аллотриморфнозернистые агрегаты в полях козалита и висмутина (фиг. 4). Размер агрегатов 0,001—0,03 мм.

Цвет кремово-серый (в блеклых тонах), по сравнению с теннантитом светлый. Отражательная способность находится между галенитом и блеклой рудой. Двуотражение едва заметное. Слабо анизотропный с цветными эффектами в тех же тонах, как у козалита и висмутина, только более густыми. Рельеф ниже, чем у висмутина и козалита. Спайность отсутствует. Внутренние рефлексии не наблюдаются.

Наличие висмутовых минералов обусловило высокое содержание висмута в рудах и главных сульфидах.

Характер распределения редких и благородных элементов

Золото. Довольно большая часть золота сконцентрирована в полиметаллических рудах. По результатам пробирных анализов штучных образцов содержание золота составляет 7,2—17,0 г/т, иногда сотни г/т, в среднем 10—11 г/т.



Фиг. 5. Катаклазированный пирит (Py) цементируется золотом (Au). (Черное) кварц. Пол. шл. 90X.

В пирит-халькопиритовых рудах содержание золота низкое и составляет от следов до 1,7 г/т. В местах наложения полиметаллической минерализации оно повышается до 4,2 г/т. Значительная концентрация золота наблюдается и в арсенопиритовых рудах. В одном штуфе арсенопиритовых руд содержится 18,1 г/т золота.

Золото в основном представлено выделениями самородных частиц, размером 0,001—0,5 мм. К фракции $+0,3$ мм, принадлежит 60,2% золота. Амальгамацией извлекается 81,0%, т. е. только 19,0% золота, по-видимому, находится в тонкодисперсном виде в сульфидах и после дробления соответствующего класса, остается связанным с ними. Пространственно больше всего оно приурочено к полям пирита и блеклых руд, где в ре-

зультате катаклаза создавались структурные возможности для отложения золота. Прожилковые выделения золота скорее всего наблюдаются в пирите и блеклой руде. Нередко золото цементирует катаклазированные участки отмеченных минералов (фиг. 5).

В ряду последовательности выделения минералов, золото является самым поздним. Таким образом, по мере понижения температуры рудообразования, концентрация золота в растворах повышается. Это правило сохраняется также для отдельных стадий, где оно выделяется после всех минералов, что находится в полном согласии с геохимическим поведением золота.

Серебро. Самостоятельные минералы серебра в рудах месторождения не установлены, поэтому приходится считать, что вся концентрация его связана с изоморфным вхождением серебра в сульфиды и золото.

Содержание серебра в пирит-халькопиритовых рудах, в штуфных образцах составляет от 4,1 до 108,3 г/т (в среднем 10—15 г/т). Повышенные содержания иногда обусловлены наложением полиметаллической минерализации. В пиритах содержится серебра в среднем 30 г/т, а в халькопирите 50—100 г/т.

В полиметаллических рудах содержание серебра значительно повышается от 60,4 до 137,5 г/т по химическим анализам и 0,01—0,3% по спектральным. В соответствии с этим оно повышается и в минералах: в пирите—0,037%, халькопирите—0,01%, сфалерите—0,01%, галените—0,1—0,3% и блеклой руде—3%.

В арсенопиритовых рудах серебра в среднем содержится 32,7 г/т, нередко сотни г/т, а в арсенопирите —100—300 г/т.

Как видно, концентрация серебра также повышается с понижением температуры и образованием полиметаллических руд, и снова незначительно падает в связи с отложением арсенопиритовых руд.

Для суждения о геохимических и физико-химических условиях рудообразования, определенное значение имеет соотношение золота и серебра. Нами оно подсчитано для всех руд в целом. По 277 анализам золото-серебряное отношение составляет 1:14, что несколько выше, чем для полиметаллических месторождений и в 5—6 раз меньше, чем для золоторудных месторождений Армении, где оно составляет 1:3—1:2. По сравнению с полиметаллическими месторождениями, повышенное золото-серебряное отношение руд Личквасского месторождения обусловлено высоким содержанием золота. По сравнению с другими золоторудными месторождениями (Зод, Меградзор, Гамзачиман), пониженное золото-серебряное отношение объясняется отсутствием на Личквасском месторождении золото-теллуровой минерализации, в которой оно составляет 2:1 или 1:1.

Висмут. Является следующим по распространенности элементом. Заметно высокие концентрации висмута определены в рудах Тейского участка в связи с наличием висмутовых минералов. Часть висмута представлена, по-видимому, в виде изоморфной примеси.

В пирит-халькопиритовых рудах Личквазского участка содержится висмут—0,002—0,008%, а Тейского—0,023—0,045%. Висмут содержится в пирите—0,03—0,03%, халькопирите—0,3%, арсенопирите—0,3%.

В полиметаллических рудах Личквазского участка содержание висмута составляет 0,008—0,05%. По минералам висмут распределен следующим образом: в пирите — 0,006—0,008%, халькопирите — 0,003—0,01%, сфалерите — 0,003—0,03%, галените — 0,1—0,3% и блеклой руде — 0,03—0,1%.

Высокие содержания висмута в галените и блеклой руде, по всей вероятности, связаны с изоморфизмом между отдельными фазами (Ag BiS_2 и PbS) и комплексами $[\text{SbS}_3]^{3+}$, $[\text{AsS}_3]^{3+}$ и $[\text{BiS}_3]^{3+}$, возможно и механическими примесями висмутовых минералов.

Селен, теллур. Руды Личквазского месторождения бедны селеном и теллуром. Несколько повышенные, по сравнению с селеном, содержания теллура, по всей вероятности, связаны с небольшими и редкими включениями тетрадимита.

В пирит-халькопиритовых рудах содержание селена составляет 0,0026—0,008%, а теллура — 0,006—0,06%. В пиритах их содержание соответственно составляет 0,001 и 0,005%.

В полиметаллических рудах содержится: селена — 0,002—0,004% и теллура—0,006—0,02%. В минералах содержания селена и теллура соответственно составляют: в сфалерите—сл.—0,002%, сл.—0,01%, галените — сл.—0,012%, 0,005—0,020%, халькопирите—0,004 и 0,07%.

В арсенопиритовых рудах содержатся селен и теллур — 0,002 и 0,004, а в арсенопирите — 0,004 и 0,01%.

Как видно, самые высокие содержания теллура отмечаются в пирит-халькопиритовых рудах, где в ассоциации с висмутовыми минералами установлен и тетрадимит.

Кадмий и индий. Основная концентрация кадмия связана с полиметаллическими рудами — 0,013—0,14%. В зависимости от содержания сфалерита, в рудах содержание кадмия меняется, это значит, что основная часть кадмия находится в сфалерите в виде изоморфной примеси. Содержание кадмия в сфалерите — 0,3—1%, а в халькопирите и пирите — 0,01—0,03%, галените — 0,03—0,1%, при содержании цинка в них 1—3%. Почти столько же кадмия установлено в блеклой руде.

Индий спектральным путем установлен только в сфалерите, в количестве 0,001—0,1%.

Галлий. Содержание галлия в пирит-халькопиритовых рудах составляет 0,0003—0,001%, полиметаллических—0,001% и арсенопиритовых сл.—0,003%. Галлий установлен в сфалерите—0,0003—0,003 и халькопирите—0,001%.

Ртуть. В количестве 0,010—0,01% ртуть установлена в сфалерите и блеклой руде, где она, по-видимому, изоморфно замещает медь и цинк.

Из приведенных, далеко не полных, данных следует, что при ком-

плексной переработке руд, помимо золота, могут извлекаться: серебро, висмут, селен и теллур.

Соображения о генезисе месторождения

Пространственное расположение месторождения в Айгедзорском рудном поле и наличие рудных тел аналогичного состава в Айгедзорском медно-молибденовом месторождении, характер гидротермальных изменений (серицитизация, пиритизация, карбонатизация и окварцевание), приуроченность оруденения к структурам одного и того же характера, и одним и тем же породам, заставляют предполагать, что Личквасское месторождение является более четким выражением разобщенности определенных стадий (более поздних) рудообразования одного и того же очага, результатом которого является также Айгедзорское месторождение.

Ассоциация минералов и их количественные соотношения, характер гидротермальных изменений, отсутствие структур распада, характер заполнения рудным веществом разрывных структур, приуроченность оруденения к породам небольших глубин, позволяет месторождение относить к умеренно-сульфидным, образованным при средних температурах, на умеренных глубинах.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2 III.1966.

Շ. Ն. ԱՄԻՐՅԱՆ

ՈՐՈՇ ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԼԻՃՔՎԱԶԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՅԻ ԵՎ ԴԵՌՔԻՄԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Լիճքվազի ոսկու հանքավայրը գտնվում է Մեղրու պլուտոնի հրաժին ապարների տարածման շրջանում: Նրա երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են զանազան պորֆիրիտներ և ինտրուզիվ ապարներ (գրանոդիորիտներ, կվարցային դիորիտներ, գրանիտ-պորֆիրներ, գաբրո-դիորիտներ և այլն):

Ստրուկտուրային տեսակետից այն հարում է Դեբաքլիի ռեգիոնալ խախտման կից ճեղքերին:

Հանքայնացման պրոցեսները հանքավայրում ընթացել են մի քանի ստադիաներով՝ ոչ հանքային կվարցային, պիրիտ-խալկոպրիտային, բաղամամետաղային և կվարց-կարբոնատ, գիպսային Լիճքվազ տեղամասում, և ոչ հանքային կվարցային, պիրիտ-խալկոպրիտային, կվարց-արսենոպիրիտային ու կվարց-կարբոնատային՝ Թեյի տեղամասում: Այդ երկու տեղամասերի, ինչպես նաև, նրանց ու Այգեձորի հանքավայրի հանքանյութերի համեմատությունը ցույց է տալիս, որ որոշ նմանություններով հանդերձ, նրանք աչքի են ընկնում իրենց որոշակի տարբերություններով, որոնք հավանաբար պայմանավորված են ինտրուզիվ մագմատիզմի տարբեր իմպուլսներով և նրանց մետաղային ու զեոքսիմիական սպեցիալիզացիայով:

Պիրիտ-խալկոպիրիտային ստադիայում գերակշռող միներալներ հանդիսանում են՝ պիրիտը և խալկոպիրիտը, բազմամետաղայինում՝ պիրիտը, խալկոպիրիտը, սֆալերիտը, խունացած հանքանյութերը, ոսկին, իսկ արսենոպիրիտայինում՝ արսենոպիրիտը:

Թեյ տեղամասում, պիրիտ-խալկոպիրիտային հանքանյութերում մեր կողմից հայտնաբերված են նաև բիսմուտին, կոլալիտ, վիտտիխենիտ և տետրադիմիտ, որոնց առկայությունը բիսմուտի պարունակությունը հանքանյութերում և ղլխավոր սուլֆիդներում բավականին բարձրանում է:

Բերված տվյալներով հաստատվում է, որ ոսկու մեծ մասը կապված է բազմամետաղային և արսենոպիրիտային հանքանյութերի հետ, շնայած նրան, որ նրա որոշ քանակություն (մինչև 1,7 գր/տն) կապված է պիրիտ-խալկոպիրիտային հանքանյութերի հետ: Ոսկին հիմնականում ներկայացված է բնածին ոսկու հատիկների ձևով, որոնց չափսերը տատանվում են 0,001—0,5 մմ սահմաններում: Նրա 60,2% պատկանում է 0,3 մմ բարձր ֆրակցիային: Իսկ 81% — կորզվում է ամալգամացիայով, դա նշանակում է, որ նրա 19% է միայն ներկայացված սուբմիկրոսկոպիկ հատիկների ձևով, որը, հանքանյութերի նշված չափսի մանրատման դեպքում մնում է կապված սուլֆիդների հետ և չի ամալգամացվում:

Արծաթը հիմնականում կապված է սուլֆիդների և ոսկու հետ, քանի որ նրա սեփական միներալներ հանքանյութերում չեն հայտնաբերվել: Արծաթի մեծ պարունակություններ կապված են բազմամետաղային հանքանյութերի և հատկապես այն կազմող միներալներից՝ գալենիտի, խունացած հանքանյութերի հետ:

Բիսմուտի հիմնական պարունակությունները լիճքվազի տեղամասում նույնպես կապված են բազմամետաղային հանքանյութերի հետ, իսկ Թեյում՝ պիրիտ-խալկոպիրիտային և արսենոպիրիտային:

Սելենով և տելուրով հանքանյութերը համեմատաբար աղքատ են: Նրանցից սելենը հիմնականում ներկայացված է իզոմորֆ խառնուրդների ձևով, իսկ տելուրը նաև միներալային, որով հավանաբար և պայմանավորված է նրա, համեմատաբար բարձր պարունակությունը Թեյի հանքանյութերում:

Մնացած էլեմենտները (Cd, Jn, Ca և Hg) ներկայացված են աննշան քանակություններով և պրակտիկ նշանակություն չեն ներկայացնում:

Հանքավայրի Այգեձորի հանքադաշտում գտնվելը, նույն տիպի հանքանյութերի առկայությունը Լրկու հանքավայրերում էլ, ապարների միանման փոփոխությունները և հանքանյացման նույն տիպի ապարներին և ստրուկտուրաներին հարելը, Թույլ են տալիս ենթադրելու, որ նրանք գենետիկորեն կապված են մեկ ընդհանուր մագմատիկ օջախի հետ: Սակայն լիճքվազի հանքավայրում ավելի ցայտուն են արտահայտվել հանքային պրոցեսների ավելի ուշ ստադիաները:

Հանքանյութերի կազմը, ստրուկտուր-տեքստուրային առանձնահատկությունները, մերձհանքային փոփոխությունների բնույթը հիմք են հանդիսանում, հանքավայրը միջին ջերմաստիճանային և չափավոր (ոչ մեծ) խորությունների առաջացումներին վերագրելուն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Т. 3, Госгеолиздат, М., 1949.
2. Карапетян А. И. и Гольденберг Г. И. Особенности минерализации Айгедзорского молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, № 3, 1959.
3. Карамян К. А. Особенности структуры и минерализации Айгедзорского молибденового месторождения. Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
4. Минералы, справочник, т. I, Изд. АН СССР. М., 1964.
5. Пароникян В. О. Минералы висмута из полиметаллических руд Айоцдзорского рудного района. Известия АН Арм. ССР, серия геол.-геогр. наук, т. XV, № 3, 1962.
6. Пиджян Г. О. Минералогия и геохимическая характеристика руд медномолибденовых месторождений Агарак, Джиндара и Айгедзор. 1958.
7. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд. иностранной литературы, М., 1962.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

А. Л. САГРАДЯН, С. А. АБРАМЯН, Т. М. АРУТЮНЯН,
Л. М. АЗНАУРЯН, Р. И. ИСАКЯН

МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
ПОВЕРХНОСТИ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Исследования в области установления электрических характеристик поверхности минералов находят все более широкое применение в работах по обогащению [5, 9, 12, 14]. В настоящей статье рассматриваются электрические характеристики поверхности сульфидных минералов с точки зрения полупроводниковой теории, т. к. сульфидные минералы в большинстве случаев являются полупроводниками. Основные свойства их: сильное влияние ничтожных количеств примесей на электропроводность, характер и степень зависимости электропроводности от температуры, чувствительность электропроводности к различного рода излучениям.

Выбраны методики, позволяющие определять эти величины.

Как известно [13], нарушение валентной связи за счет тепловой энергии приводит к появлению в кристалле полупроводника двух свободных носителей заряда: отрицательного единичного заряда-электрона и противоположного ему по знаку положительного единичного заряда-дырки.

В чистом полупроводнике, не содержащем примесей, осуществляется электронная и дырочная проводимость. Эта проводимость называется собственной проводимостью. Кроме собственной проводимости кристалл может иметь примесную проводимость.

В противоположность собственной проводимости, примесная проводимость осуществляется зарядами только одного знака: отрицательного или положительного.

Примесная проводимость возникает при наличии незначительной тепловой энергии, поэтому величина электропроводности, полученная в результате измерения при комнатной температуре, в основном характеризует только примесную проводимость.

Термо-электродвижущая сила и знак заряда носителей тока в полупроводниках. Если в образце минерала имеются свободные электроны или свободные электронные состояния («дырки»), то при создании градиента температуры в образце $\Delta t^0 = t_1^0 - t_2^0$ ($t_1^0 > t_2^0$) на концах его возникает разность потенциалов $\Delta V = V_1 - V_2$. Основной причиной возникновения такой разности потенциалов является термическая диффузия свободных электронов или «дырок» к менее нагретому участку об-

разца минерала. Величина и знак термоэлектрического потенциала зависит от концентрации и природы носителей электрического заряда (электронов и дырок).

Термоэлектрический эффект дает простейший метод определения знака проводимости, так как для этого нужно лишь определить направление термоэлектродвижущей силы, возникающей при неравномерном нагревании проводника.

Методы измерения термоэлектродвижущих сил и описание установок. При практическом использовании термоэлектрических явлений необходимо знать коэффициент термо-эдс α или интегральную термо-эдс [11, 16].

$$\alpha = \frac{dE}{dT} \quad \text{и} \quad E = \int \alpha dT,$$

где T — температура.

Термо-эдс определяется двумя методами: 1) дифференциальный метод — в этом случае коэффициент термо-эдс определяется по уравнению

$$\alpha = \frac{\Delta E}{T_1 - T_2}.$$

Во время опыта между концами исследуемого образца поддерживается небольшая разность температур ΔT . Измерение электрических величин производится потенциометрически.

2) Интегральный метод — в этом случае один из контактов образца поддерживается при постоянной температуре T_0 (например, 0° или 20°), а другой нагревается до необходимой температуры T . В интегральном методе во время опыта регистрируют две величины E и T .

В институте полупроводников АН СССР разработан ряд установок, на которых измерение коэффициента термо-эдс осуществляется интегральным методом. На одной из них температура «холодного» конца образца T_0 поддерживается постоянной с помощью холодильника большой теплоемкости. Другой конец образца, с помощью кольцеобразного нагревателя, доводится до нужной температуры.

При экспрессном методе определения термо-эдс $E_{(T)}$, когда образец нагревается до высоких температур всего за несколько минут, необходима автоматическая регистрация переменных электрических величин $E_{(T)}$ и T . В установке регистрирующим прибором служит фотозаписывающее устройство с малоинерционным гальванометром.

Время, необходимое для проведения измерений в диапазоне температур от 20 до 1400° , составляет $15-30$ мин. Длина измеряемых образцов $30-40$ мм.

Более усовершенствованной установкой для широкого диапазона температур является ИТЭ—1 [4].

Для поддержания постоянного значения температуры холодного спая применен термостат, выполненный в виде массивного металлического стержня.

Время, необходимое для проведения измерений, не превышает 10 мин.

Установка пригодна для исследования образцов с сопротивлением до 10^6 см.

При измерении термо-эдс образцов небольшого сопротивления (10^2 ом) запись может производиться на автоматическом потенциометре ЭПП — 09.

Установка может быть приспособлена для измерений в атмосфере инертного газа или вакуума.

На другой установке для одновременного измерения термо-эдс и удельного сопротивления образца в интервале температур от 20 до 1200° перепад температур на образце создается за счет неравномерности шага молибденовой спирали [8].

Для определения природы носителей электрического заряда и термо-эдс сульфидных минералов в ИГД им. А. А. Скочинского, И. Н. Пласинным, Р. Ш. Шафеевым [10, 11] использован прибор с электрическим термощупом, который представляет термопару, составленную из стальной иглы и никелевой проволоочки, приваренной к острию иглы, которая нагревается бифилярной спиралью, намотанной на фарфоровую трубку. Температура острия иглы доводится до $300\text{—}400^\circ\text{C}$. Постоянное давление острия стальной иглы на минерал осуществляется при помощи прижимной пружины.

Для измерения термо-эдс минералов в ВИМС'е смонтирована установка [6, 7, 15], состоящая из приспособления для создания в исследуемом образце минерала перепада температур и измерительного блока.

Разность температур между электродами измеряется дифференциальной медно-константановой термопарой, один из спаев которой вмонтирован в горячий электрод у его конца, другой помещен в маленький резервуар, через который проходит вода, охлаждающая холодный электрод.

В том же институте разработана установка УТЭМ—1 для быстрых массовых определений относительных величин и знаков термо-эдс минералов-полупроводников с сопротивлением 10^{10} ом/см.

Установка состоит из двух узлов: устройства для создания перепада температуры в исследуемом образце минерала и измерительной части с пультом управления и блоком питания.

Описание установки для измерения электропроводности и термо-эдс минералов в НИГМИ. В НИГМИ, совместно с ведущим инженером лаборатории полупроводников Ереванского Гос. Университета Г. С. Геворкяном, собрана установка для измерения удельной электропроводности и определения относительных величин и знаков термо-эдс минералов-полупроводников как на брикетах, так и на природных кристаллах минералов.

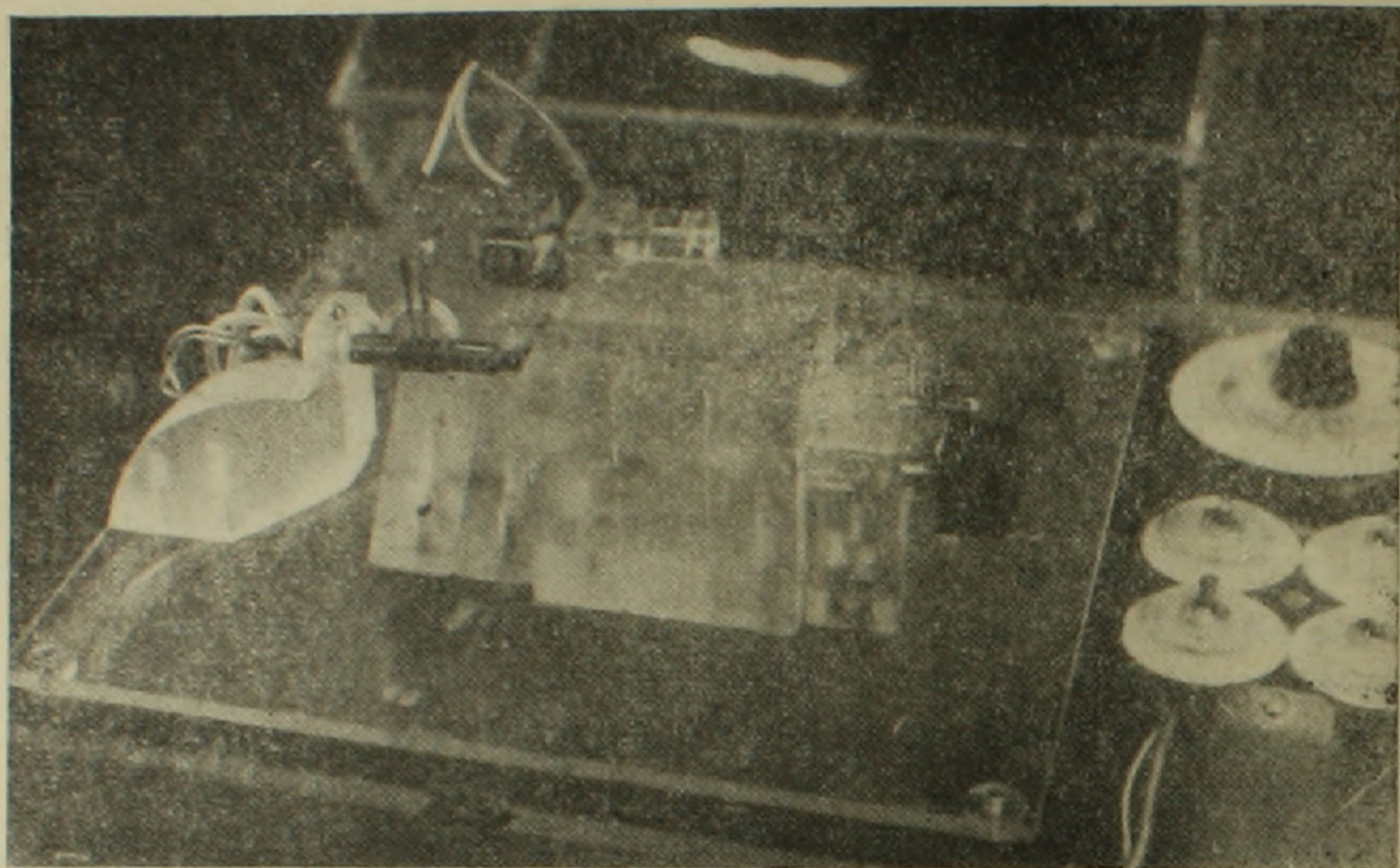
Установка позволяет создавать разность температур между «горячим» и «холодным» электродами до 50°C .

Установка питается от УИП—1, который имеет электронную стаби-

лизацию с дополнительным подключением ферро-резонансного стабилизатора типа С—ЗС.

Установка изготовлена из органического стекла со сводчатым кожухом, что обеспечивает достаточную термонизоляцию.

Рабочий комплект установки состоит из двух частей (фиг. 1): ячейки для закрепления исследуемых образцов с устройством для создания



Фиг. 1. Общий вид установки НИГМИ: 1 — ячейка для закрепления исследуемых образцов с устройством для создания перепада температуры в исследуемом образце; 2 — измерительная часть с блоком питания и пультом управления.

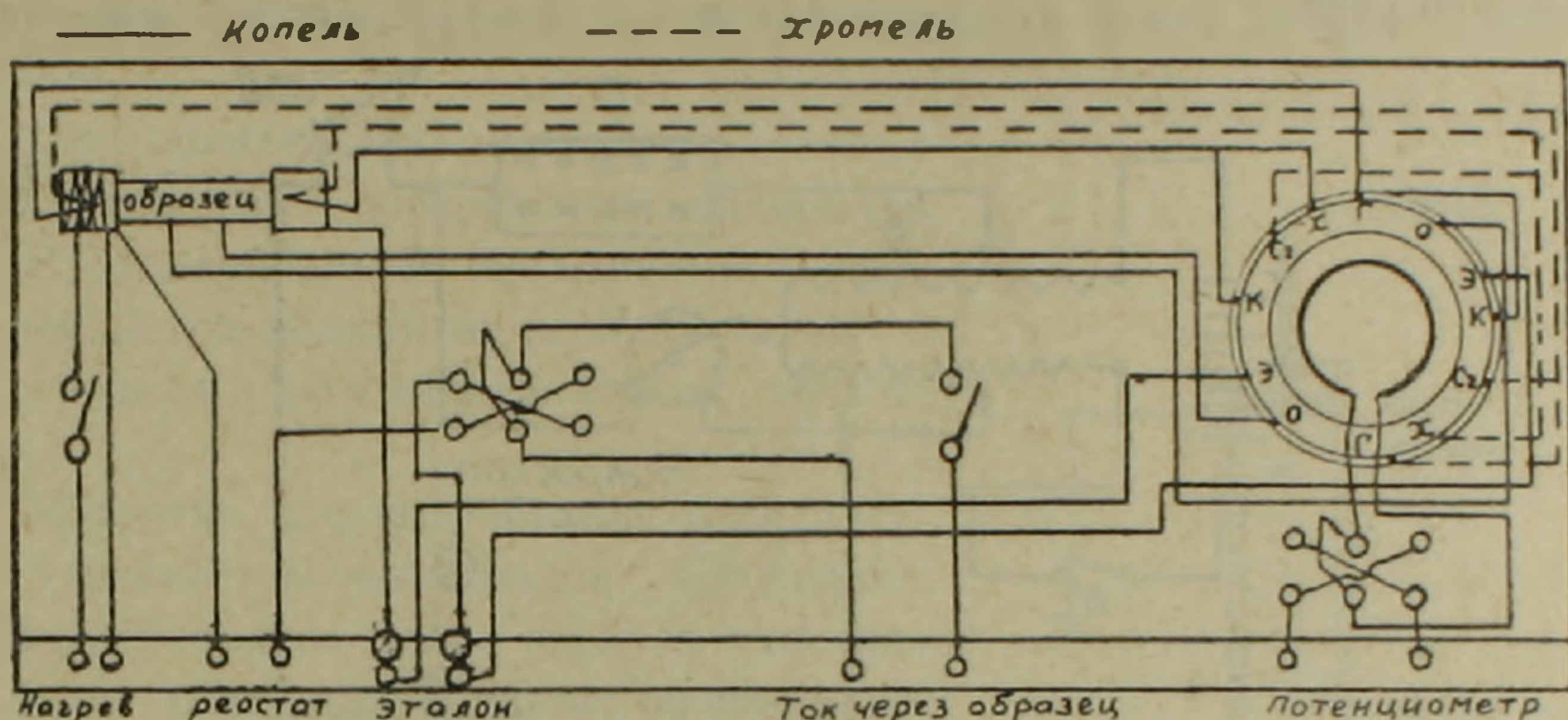
перепада температур в исследуемом образце; измерительной части с пультом управления и блоком питания. Ячейка с устройством для создания перепада температуры состоит из латунных электродов. Оба электрода с помощью пружин могут зажимать образец. Винтом перемещения, в зависимости от размера измеряемого образца, можно передвигать правый электрод. В левом латунном электроде находится нагревательная спираль. Разность температур между электродами измеряется хромель-копелевыми термопарами. Одна из термопар вмонтирована в горячий (левый) электрод, другая в холодный (правый). Холодные концы помещены в сосуд Дьюара со льдом. Необходимая разность температур между электродами регулируется реостатом.

Для измерения удельной электропроводности ячейка снабжена стальными зондами, закрепленными на пружинной пластине.

Расстояние между зондами регулируется микро-винтом и замеряется окулярной микросеткой, приспособленной к крышке установки, что дает возможность производить замеры, не открывая крышки; тем самым достигается постоянство температуры, удобство и точность определений. Измерения же площади (S , см^2 — необходимая величина для вычисления электропроводности) производится при помощи специального приспособ-

ления, собранного в НИГМИ, на котором определения производятся с помощью окулярной микросетки.

Измерительная часть установки с блоком питания и пультом управления состоит из потенциометров ППТВ—1 и Р—306; гальванометра зеркального М 17/8; эталонного сопротивления Р321 (1 ом) класса 0,01; реостата регулировки тока через образец, реостата нагревателя; миллиамперметра М—24 с магазином сопротивления (в качестве шунта). Электрическая схема установки дана на фиг. 2.



Фиг. 2. Электрическая схема.

Методика измерений для определения коэффициента термо-эдс (α) и типа проводимости. Перепад температуры (ΔT) и возникшая эдс (ΔE) измеряются потенциометрически с применением зеркального гальванометра и α вычисляется по формуле

$$\alpha = \frac{\Delta E}{\Delta T} \pm K,$$

где K — постоянная данной термопары.

Для измерения удельной электропроводности (σ) зонды плотно опускаются на образец. Расстояние между концами зондов определяется окулярной микросеткой. Измеренная величина эдс на участке зондов подставляется в формулу

$$\sigma = \frac{l V_{\text{эт}}}{V_x R_{\text{эт}} S} \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1},$$

где l — расстояние между зондами, см;

$V_{\text{эт}}$ — напряжение эталона, мв;

V_x — напряжение образца, мв;

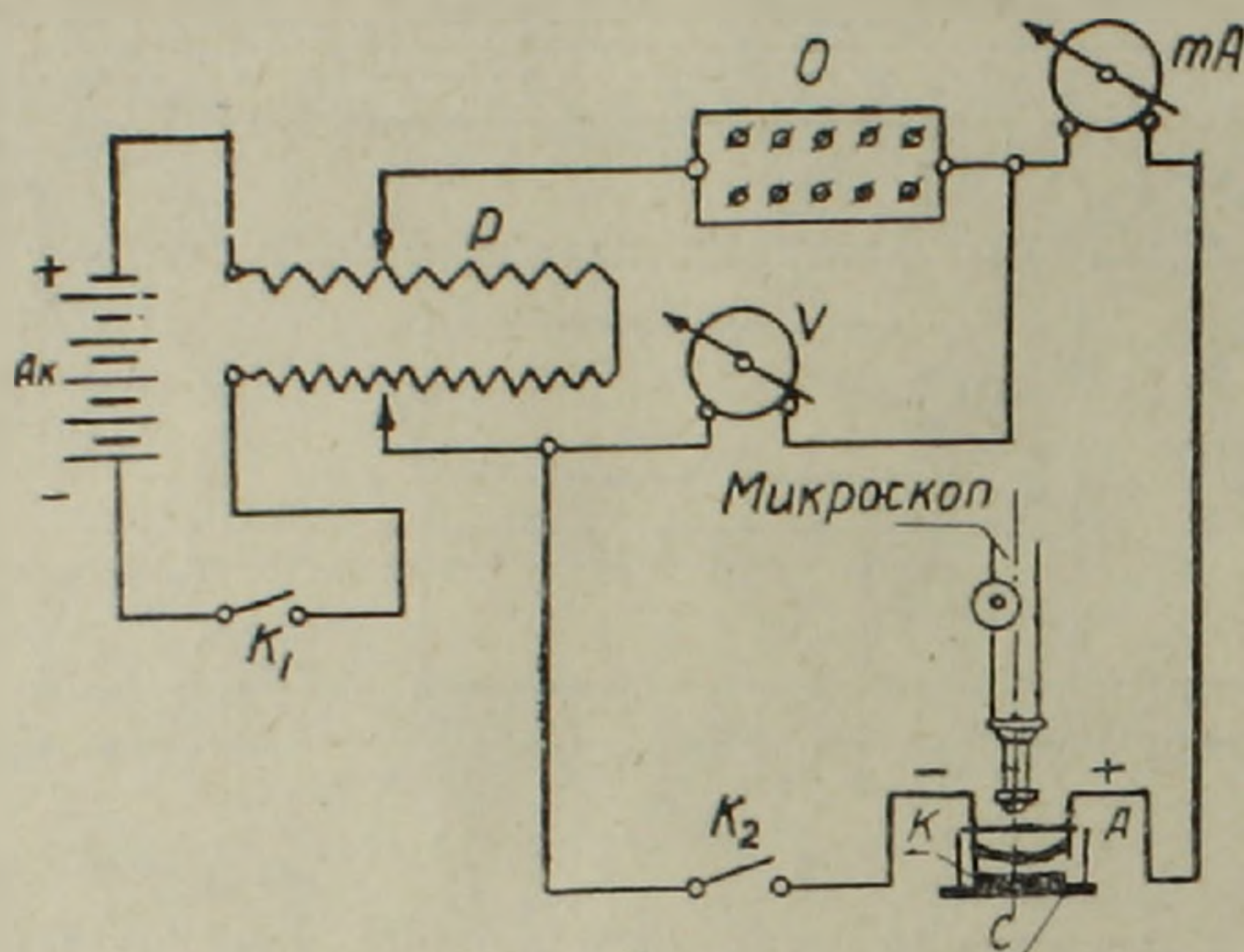
$R_{\text{эт}}$ — сопротивление эталона, см;

S — поверхность сопротивления образца, см².

Методика поляризационной индикации

Для оценки электрохимически активных участков поверхности металлов и минералов применяется метод поляризационной индикации

[1, 2, 3, 9—12], т. е. явления, вызванного прохождением тока через границу раздела электрод—электролит, сопровождаемого отклонением потенциала электрода от его равновесного значения. Эксперименты показывают, что через короткое время после замыкания электродов пары разность потенциалов резко уменьшается по сравнению с первоначальной. Уменьшение силы тока связано с изменением потенциала анода и катода и соответственно разности потенциалов сразу после начала работы пары. На фиг. 3 представлена схема изменения потенциалов гальванической пары.



Фиг. 3. Схема изменения потенциалов катода (E_K), анода (E_A) и разности потенциалов $(E_K - E_A) = V_0$ после замыкания гальванической пары (Акимов): E_A^0 — начальный потенциал анода; E_K^0 — начальный потенциал катода; V_0 — начальная разность потенциалов; E_A^1 — потенциал анода после замыкания; E_K^1 — потенциал катода после замыкания.

Поляризация зависит от многих факторов; основные из них: материал электродов, внешние условия (рН и состав растворов) и др.

Принцип метода определения электрохимически активных участков пленки заключается в следующем.

Образец металла с пленкой, естественной или анодированной, помещается в раствор сульфата меди и подвергается слабой катодной поляризации от постоянного источника тока. Поверхность образца при этом непрерывно наблюдается под микроскопом. Осаждение меди возможно лишь на активных участках поверхности металла, могущих пропускать электроны в направлении от него.

Электрохимически активные участки под микроскопом представляются в виде розовых точек выделенной меди; часть образца, не претерпевшая изменений, представляет электрохимически инертную поверхность. Таким образом, ионы меди выполняют функцию индикатора, отмечающего общую активную поверхность пленки. Метод позволяет только фиксировать активный участок, но не дает возможности установить его величину. Однако, число выделений меди и топография распределения их дает хорошие показатели состояния поверхности пленки.

В исследованиях Палеолога и Акимова поляризации подвергались как образцы металла с естественной пленкой, так и предварительно анодированные. Схема установки для поляризации и крепления образца дана на фиг. 4. Образец прикрепляется ко дну ванночки (с помощью парафиновой замазки), установленной на столике микроскопа Рейнерна. Анодом служит медная проволочка. Наблюдения за выделением меди производятся под микроскопом при увеличении 60—150.

В сериях опытов изучается влияние различных физико-химических факторов на топографию распределения меди после катодной поляризации.

При оценке характера распределения реагентов на поверхности минералов И. Н. Плаксиным, Р. Ш. Шафеевым применен метод поляризации в сочетании с внутренним фотоэлектрическим эффектом.

Известно, что возрастание температуры вызывает поток зарядов. Последние, диффундируя от более горячих участков к более холодным, создают разность потенциалов. Такое явление вызывает не только тепловое движение, но и световое излучение.

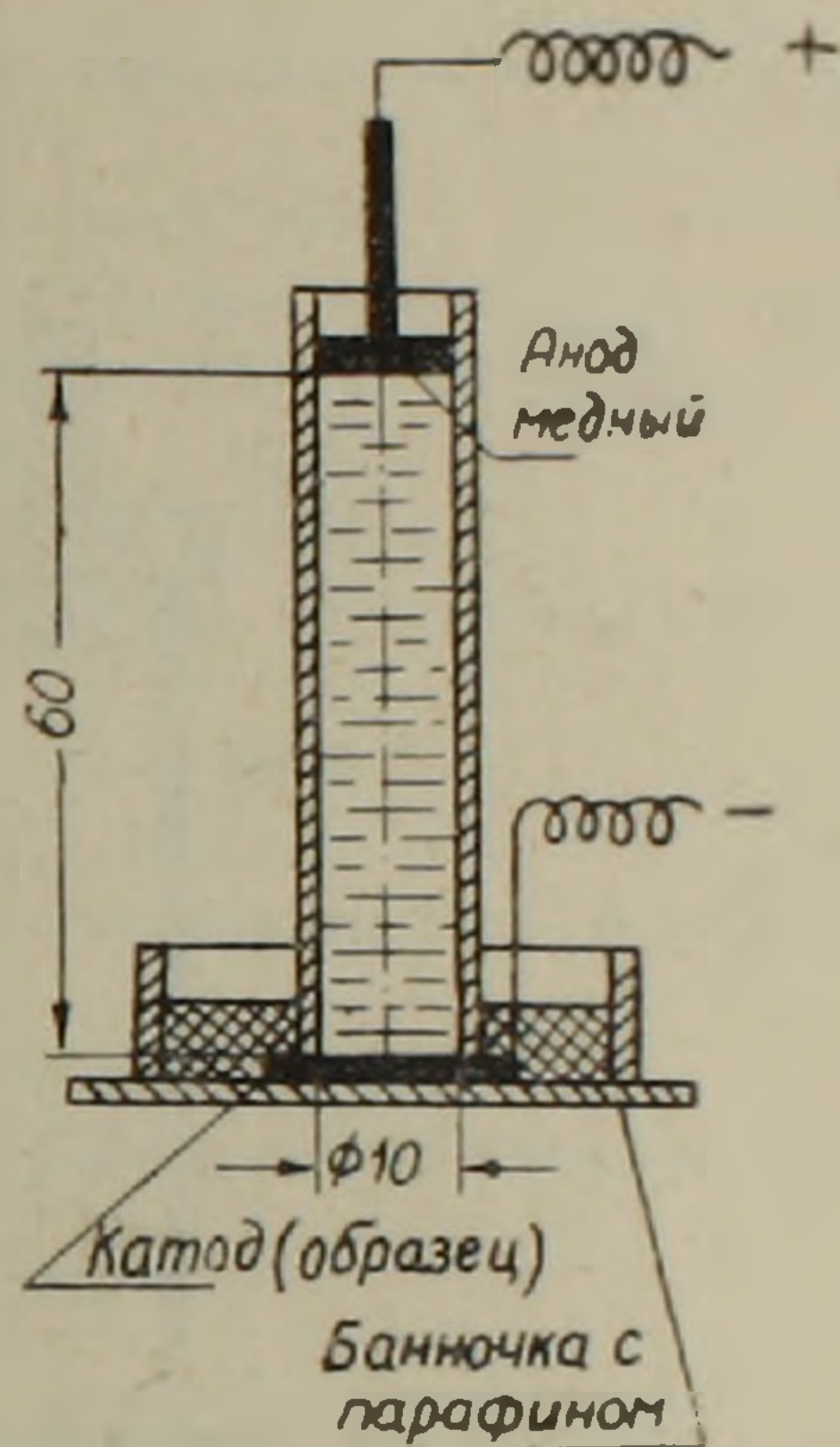
В случае электронной проводимости освещенная часть поверхности приобретает более положительный заряд, величина которого будет соответствовать изменению концентрации свободных электронов. Значит, освещая участок поверхности минерала, можно получить перепад концентрации электронов.

Это положение послужило основанием для проведения эксперимента по изучению изменения адсорбции между освещенной и неосвещенной поверхностью галенита в ИГД цм. А. А. Скочинского.

В результате изучения экспериментального материала было доказано изменение адсорбционной способности под действием света, что указывает на влияние концентрации свободных носителей электрического заряда (электронов и дырок) на процесс адсорбции флотационных реагентов из жидкой пульпы.

Опыты по катодной поляризации поверхности минералов проводятся в разбавленном растворе (0,01 N) сернокислой меди или азотнокислого серебра.

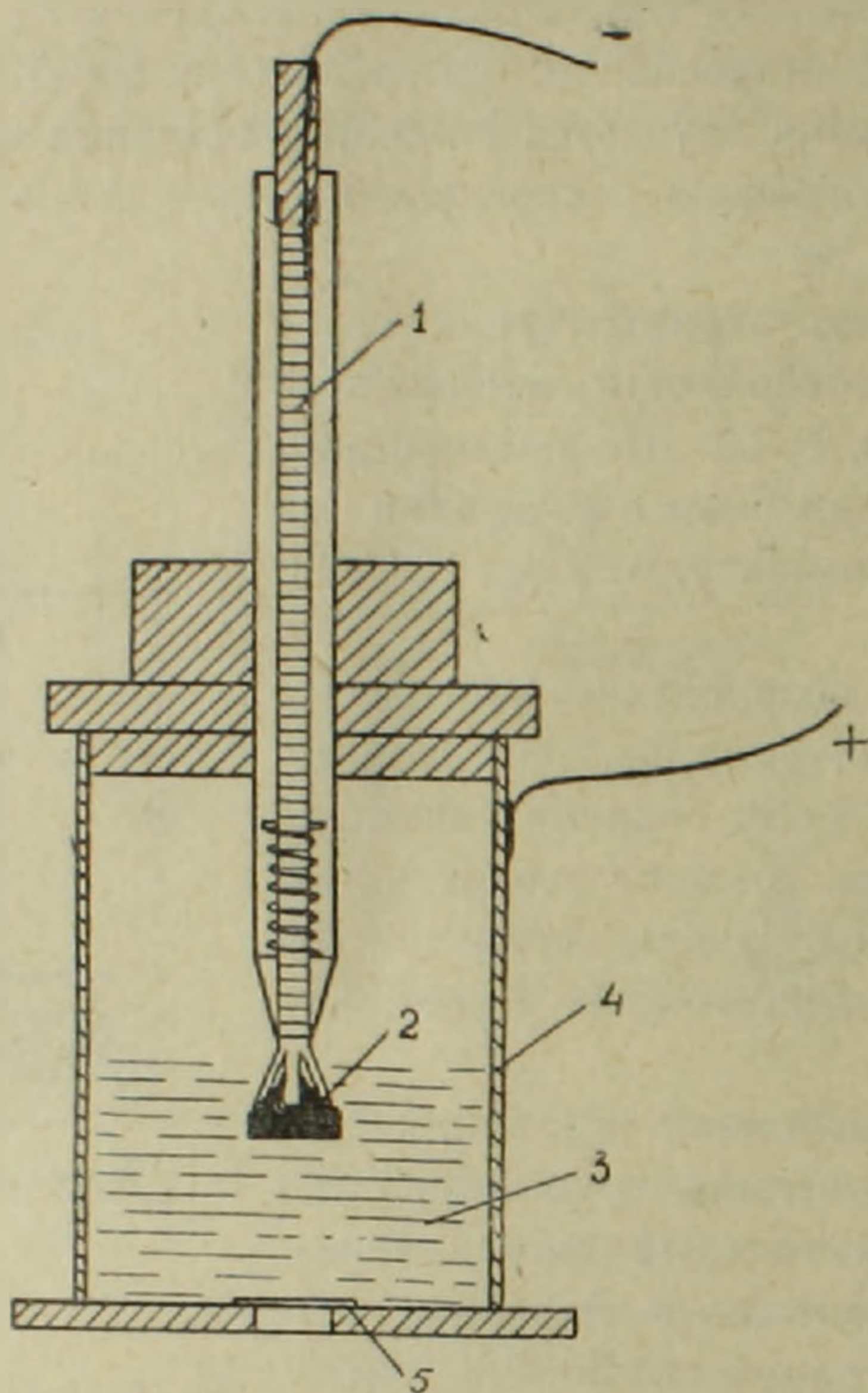
Измерения градиентов электросиловых полей ведутся определением границ выделения катодного участка при периодическом изменении на-



Фиг. 4. Схема установки для поляризации: О — магазин сопротивлений; Р — круговой реостат; Ак — аккумуляторная батарея; К — катод (образец); А — анод (медная проволока в форме кольца).

пряжения поляризации в отрицательную сторону. Распределение катодного металла при каждом изменении напряжения поляризации регистрируется фотографированием поверхности минерала.

В НИГМИ собрана ячейка для проведения опытов по катодной поляризации.



Фиг. 5. Схема ячейки для катодной поляризации поверхности минерала, собранной в НИГМИ: 1 — цанговый карандаш — катод; 2 — минерал; 3 — раствор сернокислой меди; 4 — медная ванночка — анод; 5 — покровное стекло.

Схема дана на фиг. 5. Ячейка устанавливается на предметном столике микроскопа МИМ—7. В качестве держателя образца применен цанговый карандаш (1), одновременно являющийся катодом. Минерал (2) погружается в раствор сернокислой меди (3) и подвергается поляризации от постоянного источника тока. Поверхность минерала наблюдается под микроскопом через отверстие дна медной ванночки (4), закрытое покровным стеклом (5). Диафрагмированием объектива микроскопа освещается только маленький участок поверхности исследуемого минерала, после чего постепенно изменяется электрический потенциал поверхности в отрицательную сторону до начала выделения осадка меди. После выделения достаточного количества меди, электрический ток выключается, диафрагма расширяется и поверхность минерала фотогра-

фируется. Микрофотография показывает, что медь выделилась только на освещенном участке минерала.

НИГМИ
Ереван

Поступила 12.III 1966.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акимов Г. В. Сборник работ. Исследования в области электрохимического и коррозионного поведения металлов и сплавов. 1950.
2. Акимов Г. В. Теория и методы исследования коррозии металлов. М—Л., 1945.
3. Баквалов Г. Т., Турковская А. В. Коррозия и защита металлов. 1959.
4. ВДНХ СССР. Установка для экспрессного определения термоэДС полупроводников ИТЭ-1 АН СССР, 1962.
5. Глембоцкий В. А., Дмитриева Г. М. Влияние генезиса минералов на их флотационные свойства. 1965.
6. Горбатов Г. А. Методы исследования минерального сырья. 1957.
7. Горбатов Г. А., Рожкова Н. В. Минеральное сырье ВИМС, вып. 6, 1962.
8. Коломец Н. В. Институт полупроводников АН СССР, т. XXVIII, № 2, 1962.
9. Плаксина И. Н., Шафеев Р. Ш. ДАН СССР, том 121, № 1, 1958.
10. Плаксин И. Н., Шафеев Р. Ш. ДАН СССР, том 128, № 4, 1959.
11. Плаксин И. Н. Некоторые проблемы обогащения полезных ископаемых. Институт горного дела им. А. А. Скочинского, 1960.
12. Плаксин И. Н., Шафеев Р. Ш. ДАН СССР, том 132, № 2, 1960.
13. Полупроводники в науке и технике. АН СССР, том 1, 1957.
14. Рожкова Е. В. и др. Бюллетень научно-технической информации № 5—6 (39—40). Госгеологтехиздат, 1962.
15. Сканава Г. И., Каштанова А. М. Ж. Т. Ф., том XXVI, вып. 4, 1956.
16. Шадых А. И., Чуканов В. З. Сборник трудов I и II совещаний по термоэлектричеству АН СССР, 19, 1963.

МИНЕРАЛОГИЯ

А. И. КАРАПЕТЯН, Г. М. МКРТЧЯН, Р. Л. МЕЛКОНЯН, Ов. П. ГУЮМДЖЯН,
С. А. ПАЛАНДЖЯН.

К ВОПРОСУ ГЕРМАНИЕНОСТИ МАГНЕТИТОВ РАЗЛИЧНОГО
ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Изучение характера распределения германия в магнетитах вообще и в акцессорных магнетитах из различных серий интрузивных пород, в частности, имеет важное значение для выяснения поведения германия в условиях эндогенного минералообразования. Оно может служить основанием для прогнозной оценки тех или иных типов железорудных месторождений в отношении германиеносности, выяснения возможности использования германиеносности акцессорного (и рудного) магнетита для расчленения сходных по составу, но отличающихся по типу родоначальной магмы пород [3], генетической связи и условий образования железорудных месторождений и т. д.

В настоящей статье изложены результаты обобщения данных по высокочувствительному количественному спектральному анализу магнетитов на германий из различных формаций руд и генетических типов некоторых железорудных месторождений*, а также акцессорных магнетитов из самих вмещающих оруденение ультраосновных, основных, умеренно кислых и щелочных интрузивных пород.

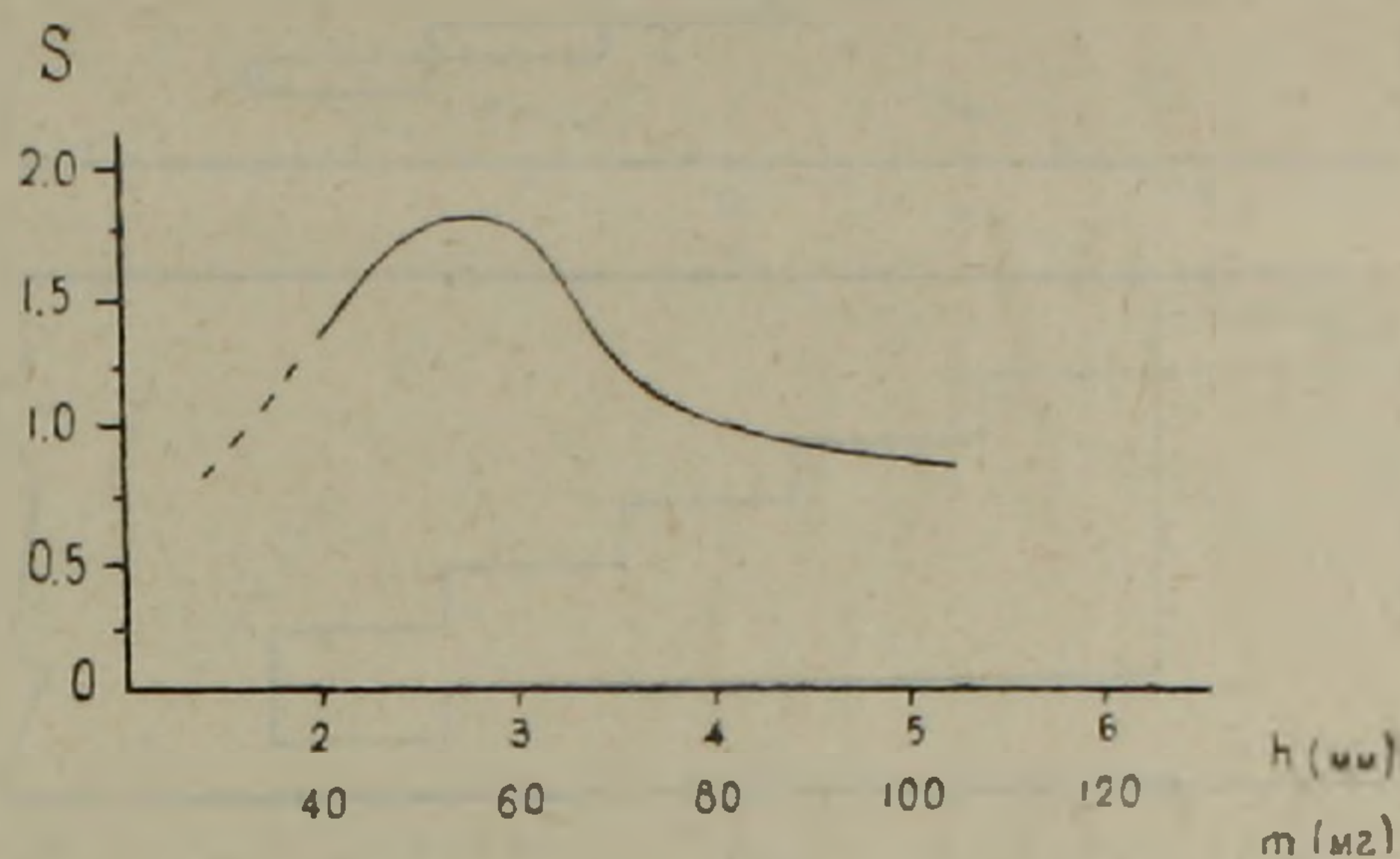
В основе высокочувствительного спектрографического определения германия лежит идея использования эффекта его фракционной дистилляции из кратера нижнего угольного электрода в начальный период горения дуги переменного тока [8].

С целью достижения одновременно экспрессности и высокой чувствительности, продиктованных большим объемом и спецификой анализируемого материала (низкие и очень низкие содержания германия) изучались существующие методики спектрального определения германия в железных рудах, в которых для улучшения фракционной разгонки германия и железа предусматривается смешивание пробы с серой (сульфидизация) [2], с йодом (йодирование) [4], с NaCl [7], для предотвращения разбрызгивания и нивелирования валового состава — разбавление кварцем [2] или угольным порошком [1], а для повышения экспрессности — применение метода воздушного вдувания [9]. Рассмотренные методики позволяют определять германий, начиная от $1-3 \cdot 10^{-4} \%$.

* Изучены железорудные месторождения следующих генетических типов и формаций руд: гистеромагматические (титаномагнетитовые, апатит-магнетитовые), пневматолито-гидротермальные (скарновые гранат-магнетитовые, эпидот-магнетитовые), гидротермальные (кварц-магнетитовые, кварц-гематитовые) и экзогенные (ископаемые магнетитовые песчаники).

Проведенные нами дополнительные исследования позволили определить следующие условия прямого экспрессного количественного спектрального анализа германия в магнетитах и породах, обеспечивающие достаточную чувствительность, точность и воспроизводимость.

1. Оптимальная глубина кратера, при постоянном диаметре (3,5 мм), обеспечивающая максимальное почернение линии германия, составляет 3 мм (фиг. 1). При меньшей глубине почернение уменьшается за счет уменьшения навески, а при большей—за счет выброса пробы.



Фиг. 1. График зависимости почернения (S) линии германия (30,39, 1 Å) от глубины кратера электрода (h); m — навеска пробы, помещающаяся в кратере.

2. Максимальная сила тока, позволяющая сжигать магнетиты без выбросов, составляет 7—8 ампер. Для силикатов и пород отсутствие выбросов позволяет применять большую силу тока (18 ампер).

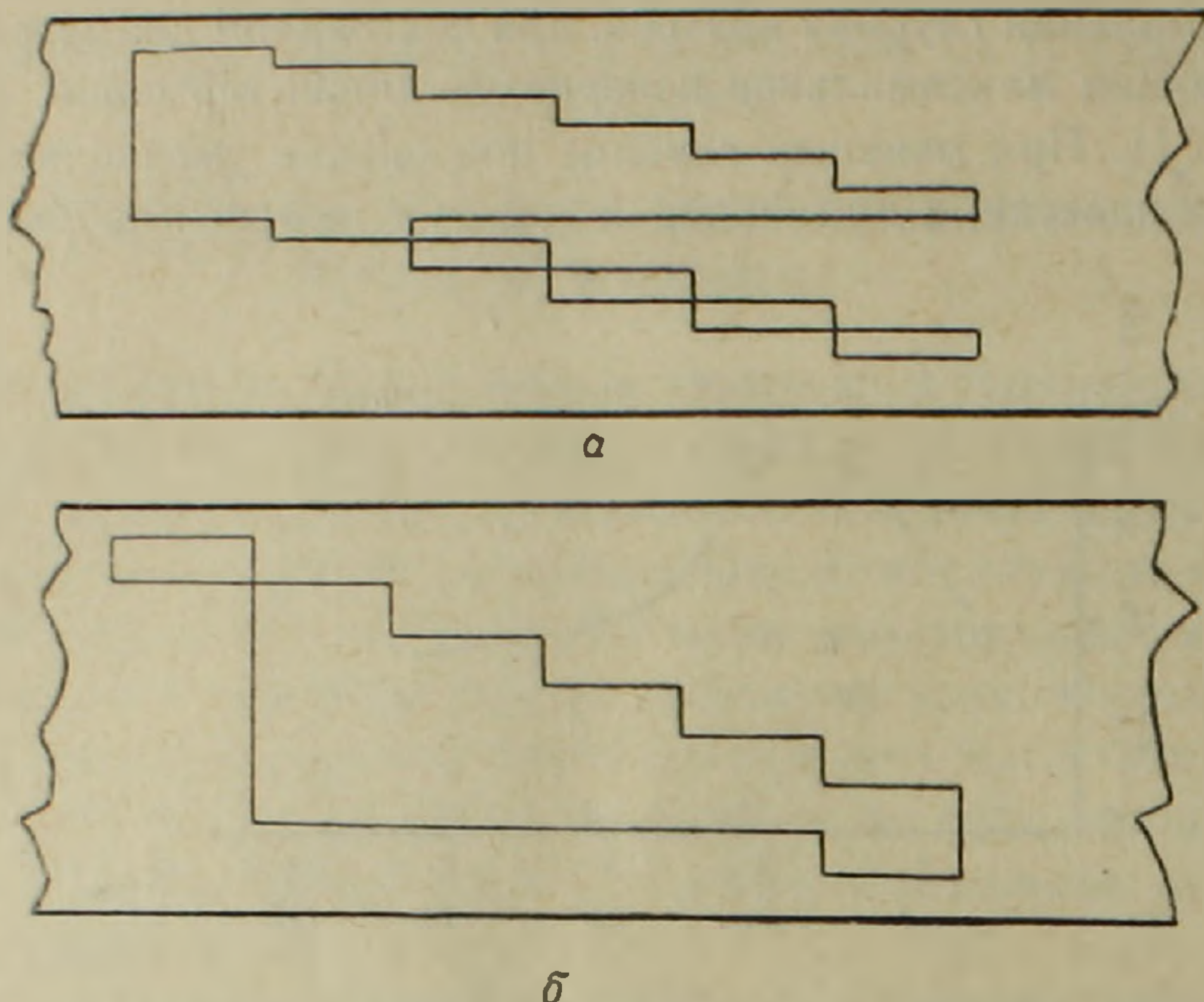
3. Дифракционный спектрограф (ДФС—13) с решеткой 600 штрихов на 1 мм, 1 порядок, позволяет значительно ослабить сплошной фон и отделить от аналитических линий германия мешающие линии железа.

4. Продолжительность экспозиции, обеспечивающей максимальное соотношение интенсивности линии германия к фону определялась при помощи интергально-дифференциальной шторки (фиг. 2, а), позволяющей одновременно контролировать полноту выхода и скорость испарения германия.

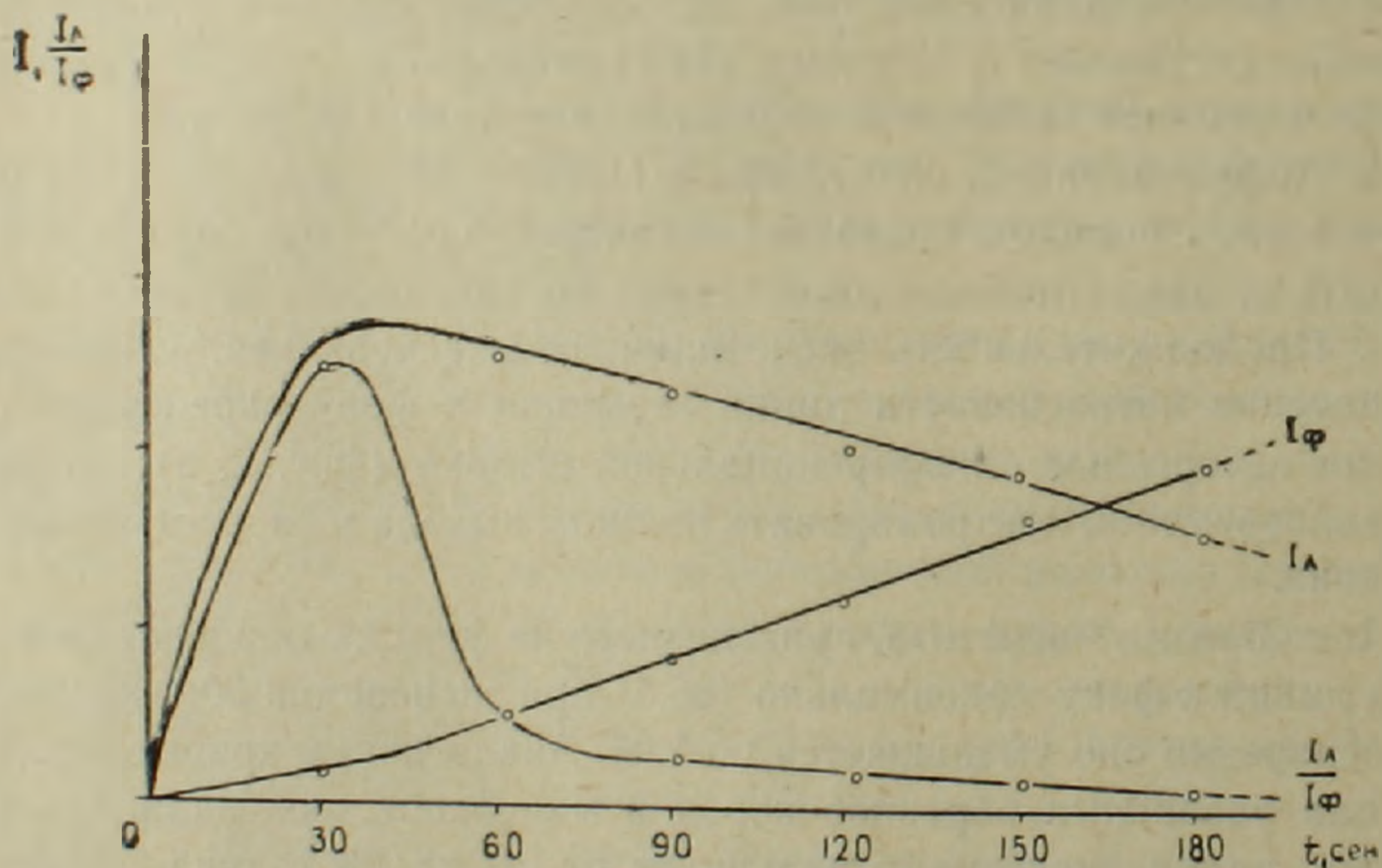
Для образца магнетита, приведенного на фиг. 3, отношение интенсивности линий к фону максимально (25,5) при экспозиции 30 сек., при полном испарении оно уменьшается до 1,05. Аналогичные кривые, построенные для различных образцов пород и минералов, показали, что оптимальное время экспозиции варьирует от 10 до 50 секунд. Исходя из этого, для достижения максимальной чувствительности определения германия при анализе всех образцов использовалась интегральная шторка (фиг. 2, б).

5. Ширина щели спектрографа, при которой обеспечивается максимальная чувствительность для средней экспозиции (30"), составляет 15 микрон (фиг. 4).

6. Дальнейшее повышение чувствительности достигалось двукратным сжиганием пробы на одно место фотопластишки и выбором относительно чувствительных фотопластинок (спектральные, тип II, чув. 16 единиц по ГОСТ-у).



Фиг. 2. а—шторка интегрально-дифференциальная; б—шторка интегральная. Через I фотографируется реперный спектр железа, вырезы II—VI спектр пробы; нижняя часть выреза VI служит для контроля полноты испарения германия.

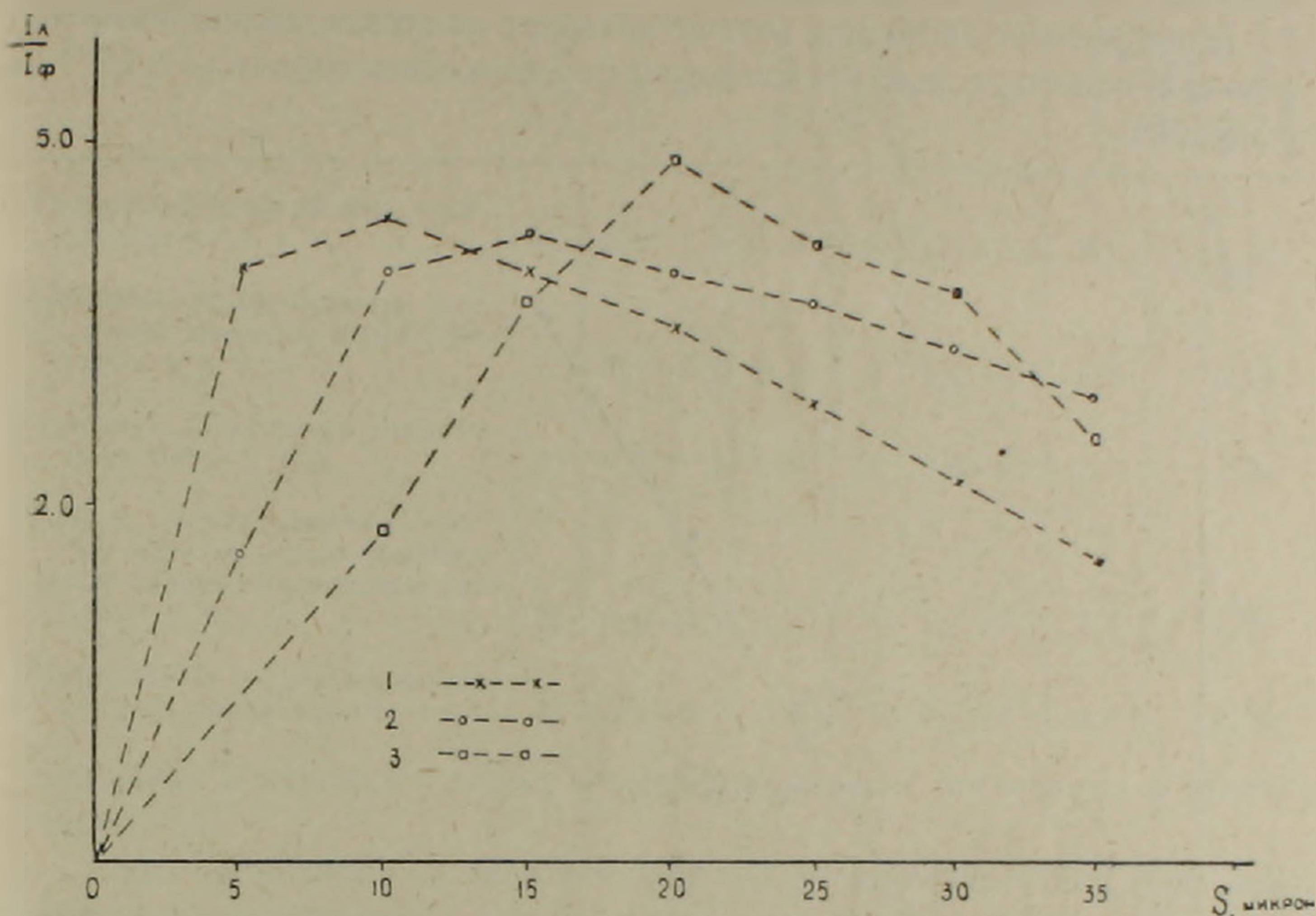


Фиг. 3. График зависимости интенсивности линии Ge 3039, 1 Å (I_A), интенсивности фона (I_ϕ) и I_A/I_ϕ от времени экспозиции для магнетита (обр. № 71).

Все это позволило обнаруживать и достаточно точно определять содержание германия, начиная с $2 \cdot 10^{-5} \%$. При проведении анализа в интервале $2 \cdot 10^{-5} \%$ — $1 \cdot 10^{-3} \%$ на микрофотометре замерялись почернения

линии германия 3039, 064 (Sl+ф) и минимального фона справа от нее (Sф) во всех пяти интегральных экспозициях. Далее общепринятым способом определялись интенсивности линий (Iл).

Из пяти полученных значений интенсивности в качестве аналитического критерия выбрано максимальное*.



Фиг. 4. Зависимость отношения интенсивности линии германия 3039, 1 Å к фону от ширины щели спектрографа. Условные обозначения: 1 — экспозиция 15 секунд; 2 — 30 сек.; 3 — 60 сек.

Градуировочный график (фиг. 5) строился в координатах $[lg I_{\lambda}, lg C]**$.

Анализ производился методом твердого графика, с учетом свойств каждой фотопластинки и съемкой контрольного эталона.

Для содержаний германия выше $1 \cdot 10^{-3}$ % применялся метод трех эталонов. Эталоны готовились введением GeO_2 в магнетит, содержащий $8 \cdot 10^{-5}$ % германия. Более низкие концентрации получались разбавлением последнего карбонильным железом, стерильным в отношении германия.

При анализе пород пользовались тем же аналитическим графиком, предварительно откорректированным по международным стандартам—

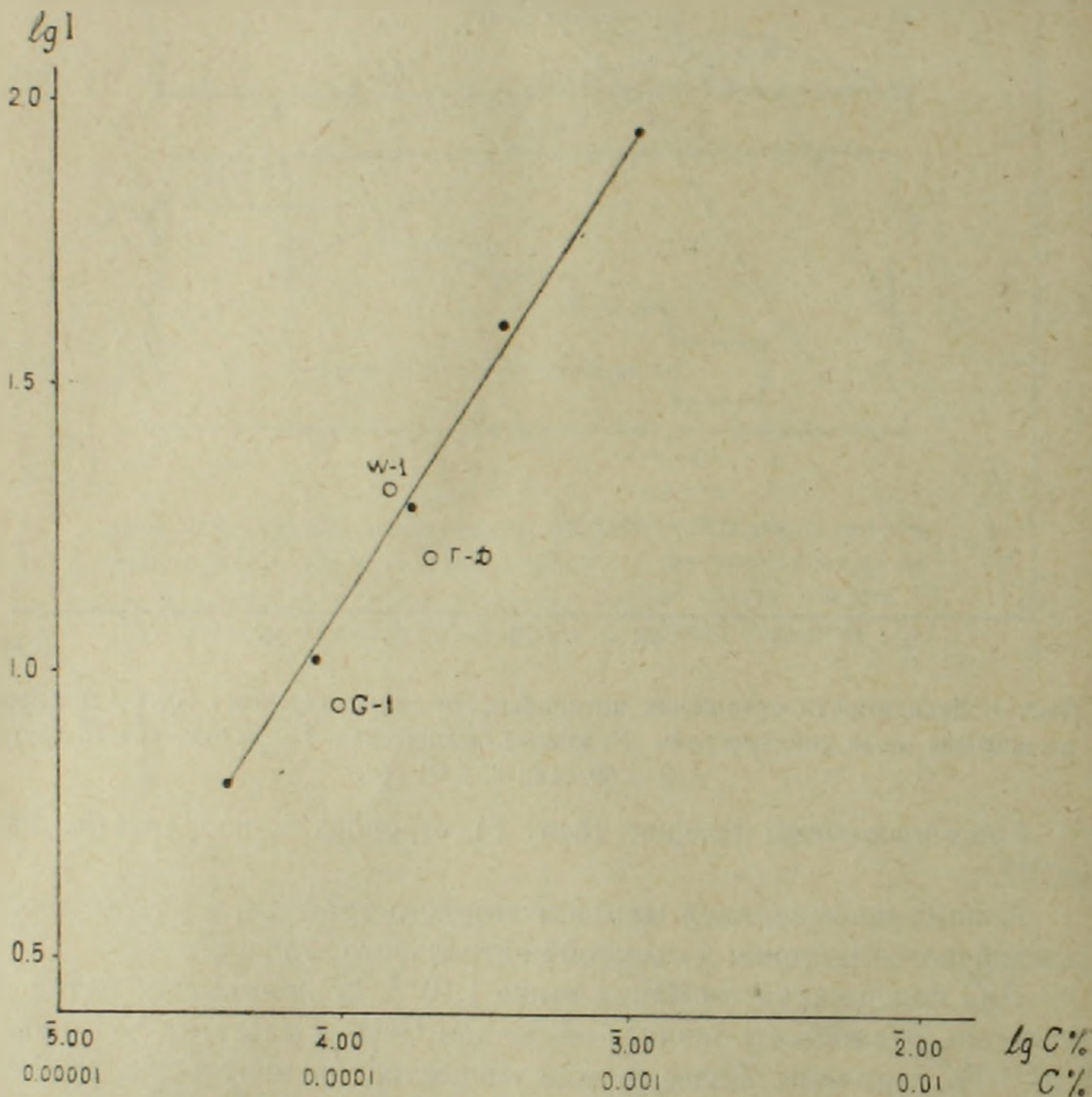
* Падение интенсивности линии после достижения максимума (фиг. 3) наблюдалось также Щипицыным С. А. Предполагаемой причиной этого явления является эффект Эберхарда—повышение концентрации бромидов в эмульсии в зоне энергичного проявления [11].

** Использование рядом авторов фона в качестве внутреннего стандарта для германия при полном сжигании пробы из кратера электрода представляется нам мало обоснованным по причине их негомологии.

граниту (G — 1), диабазу (W — 1) и стандарту ИГЕМ АН СССР — гранодиориту (фиг. 5).

Сопоставление результатов спектрального и химического (колориметрического с применением фенильфлуорона) определения германия показали хорошую сходимость.

Коэффициент вариации, подсчитанный по анализам, выполнявшимся в течение одного месяца, для магнетита с содержанием германия $8 \cdot 10^{-5}$ /о равен 21 %.



Фиг. 5. Градуировочный график, построенный по линии 5039. I. Å для магнетита; II. породы; W — 1 — диабаз, G — 1 — гранит, Г — Д — гранодиорит.

Данные по содержанию германия в различных типах интрузивных пород и в извлеченных из них акцессорных магнетитах обобщены в табл. I. Как видно из таблицы, содержание германия в магнетитах из основных и ультраосновных пород наиболее низкое; в них оно близко или незначительно выше, чем во вмещающей породе, тогда как в кислых, умеренно-кислых и щелочных породах содержание германия значительно ниже, чем в акцессорном магнетите. Отношение содержания германия в магнетите к содержанию германия в породе при переходе от ультра-

Таблица 1

Среднее содержание германия в некоторых типах интрузивных пород и в извлеченных из них акцессорных магнетитах из различных районов Армянской ССР

Наименование пород	Количество образцов	Содержание германия в породе, в $\gamma/2$		Количество образцов	Содержание германия в магнетите, в $\gamma/2$		Отношение содержания германия в магнетите к содержанию германия в породе
		от— до	среднее		от— до	среднее	
Граниты, плагиограниты, гранодиориты и т. п.	17	0,6—1,8	1,0	29	1,8—6,3	3,1	3,10
Сиениты, граносиениты, щелочные сиениты, кварцевые сиениты и т. п.	5	0,4—0,7	0,6	6	1,0—2,6	1,8	3,00
Диориты, кварцевые диориты, монцониты и т. п.	16	0,6—1,8	1,0	14	0,8—6,3	2,8	2,80
Габбро, габбро-диориты, габбро-нориты, роговообманковые габбро, оливковые габбро и т. п.	29	0,5—2,1	1,1	7	1,1—1,9	1,4	1,27
Перидотиты (верлиты), пироксениты, серпентиниты и т. п.	10	н/об—1,7	0,7	7	0,2—1,8	0,6	0,86

основных и основных пород к умеренно-кислым постепенно возрастает (табл. 1).

Это происходит за счет неуклонного роста содержания германия в акцессорном магнетите при увеличении кислотности породы. При этом, как показано на примере гранитидов единого дифференцированного ряда Гехинского интрузивного массива (табл. 2), содержание германия в породе, параллельно понижению содержания акцессорного магнетита, постепенно падает.

Таблица 2

Среднее содержание германия в породах и акцессорных магнетитах Гехинского массива

Последовательность внедрения	Наименование породы	Содержание германия в породе, в $\gamma/2$	Содержание германия в акцессорном магнетите, в $\gamma/2$	Содержание акцессорного магнетита, (в %)	Отношение содержания германия в магнетите к содержанию германия в породе
1	Габбро-нориты, габбро-диориты, монцониты (первая фаза)	1,32	1,73	1,5—2,8	1,31
2	Гранодиориты, адамеллиты, кварцевые диориты (вторая фаза)	1,17	2,52	0,6—1,2	2,15
3	Аплиты	0,7	3,13	0,1—0,3	4,50
4	Жильные граниты	0,7	3,9	0,1—0,2	5,60

Согласно полученным данным, во всех случаях, независимо от со-

става исходной магмы, кристаллизация кислых и умеренно-кислых пород приводит к значительному накоплению германия в акцессорном магнетите (в нем содержание германия примерно в 3 раза выше, чем в породе). При переходе от кислых пород к основным наблюдается возрастающая тенденция рассеивания германия в кристаллических решетках цветных пороодообразующих минералов, что исключает возможность накопления германия в акцессорном магнетите, выпадающем позднее.

Концентрация или рассеяние германия в процессе магматического этапа, во многом определяющие обогащенность акцессорного магнетита, по всей вероятности, находятся в зависимости от состава и хода кристаллизации расплава и, по-видимому, обусловлены предпочтительным накоплением германия в силикатах с изолированными и цепочечными тетраэдрами (оливин, пироксен) по сравнению с силикатами с каркасными тетраэдрами (полевые шпаты, кварц) [12]. Этим, по-видимому, частично обусловлено и отсутствие более или менее значительных концентраций германия в магнетитах железсрудных месторождений (табл. 3), связанных с перидотитами, пироксенитами, оливинитами, габбро и другими близкими по составу породами, с одной стороны, и появление повышенных концентраций германия в магнетитах некоторых пневматолито-гидротермальных (скарновых) месторождений, связанных с гранитоидными интрузиями — с другой.

Таблица 3

Сравнительная таблица средних содержаний германия в рудном и акцессорном магнетитах, связанных с различными типами интрузивных пород

Генетический тип месторождения	Формация руд	Породы, с которыми генетически связывается ору-денение	Содержание германия в γ/g	
			в акцессорном магнетите от—до	в магнетите из рудных тел от—до
Гистеромагматический	Титаномагнетитовая, апатит-магнетитовая	Оливиниты, габбро, перидотиты, пироксениты	0,5—1,2	0,8—1,2
Пневматолито-гидро-термальный (скарновый)	Гранат-магнетитовая, гранат-эпидот-магнетитовая и т. п.	Гранодиориты, кварцевые диориты, монзониты	1,8—4,1	0,3—22,0

Обобщенные в табл. 1 результаты анализов включают данные по содержанию германия в акцессорном магнетите из различных серий интрузивных пород как базальтоидной, так и гранитоидной магмы. Согласно этим данным, содержание германия в акцессорном магнетите не зависит от состава исходной магмы и повышается с увеличением кислотности пород. Так, например, в акцессорном магнетите из диоритов, в частности, Банушского интрузива, являющихся продуктами гибридизма гранитной магмы, содержание германия составляет 1,8 γ/g , между тем как в породах главной интрузивной фации, представленных гранодиоритами, оно повышается до 3,8 γ/g . Аналогично, в акцессорных магнетитах из плагиогранитов северо-восточного побережья оз. Севан, являющихся продуктами дифференциации габбровой магмы, таким фиксируются по-

вышенные содержания германия — 3,2 $\gamma/\text{г}$, в то время как в магнетитах меланократовых габброидных пород эндоконтактовой фации тех же плагиогранитов содержание германия падает до 1,9 $\gamma/\text{г}$.

Таким образом, приведенные факты не согласуются с существующим мнением [3] об одинаковом содержании германия в акцессорном магнетите из различных по составу пород, генетически связанных с одной исходной магмой.

Интересно отметить, что содержания германия в магнетитах из гистеромагматических железорудных месторождений оказались равными или несколько заниженными по сравнению с содержаниями его в акцессорных магнетитах из соответствующих интрузивных пород, с которыми генетически связано оруденение. Это факт, установленный на примере изучения гистеромагматических железорудных месторождений, на наш взгляд, может служить дополнительным критерием для уточнения генетической связи оруденения с теми или иными интрузивными комплексами. При этом повышенное содержание германия в магнетите из железорудного месторождения спорного генезиса исключает возможность отнесения его к гистеромагматическому типу, а его низкое содержание является необходимым, но не достаточным условием для отнесения месторождения к этому типу.

Отправными пунктами для таких соображений служили: во-первых, повсеместная обедненность германием гистеромагматических магнетитов и, во-вторых, большие пределы колебания содержаний германия в магнетитах из скарновых месторождений. Последний факт вносит определенные коррективы в существующие представления [3, 6] о германиеисности железорудных месторождений. Согласно нашим данным в интервале между верхним и нижним пределами содержаний германия в магнетитах скарновых месторождений расположены магнетиты всех остальных эндогенных железорудных месторождений в отношении германиеисности.

Как известно, Гаррис [12], а затем и А. А. Максимов [5] полагают, что германий входит в решетку магнетита, замещая трехвалентное железо. Г. С. Момджи и В. М. Григорьев [6], наоборот, считают наиболее вероятным изоморфное замещение германием двухвалентного железа. Основанием для этого служил факт снижения содержания германия в магнетите в процессе его окисления. При этом они считают, что германий выносится растворами в результате перехода двухвалентных катионов железа и германия соответственно в трехвалентный и четырехвалентный катионы. Далее, обобщая этот вывод, указанные исследователи заключают, что «сидерофильность германия в земной коре связана с изоморфизмом ионов Ge^{+2} и Fe^{+2} , а следовательно, может проявляться достаточно четко лишь в восстановительной среде».

Не возражая против заметно выраженной сидерофильности германия в восстановительной среде, трудно согласиться с тем, что геохимическая связь германия с железом выражена лишь связью германия с двухвалентным железом, поскольку в изученных нами месторождениях

установлены повышенные концентрации германия не только в магнетитах, но и в гематитах. Более того, в определенных случаях содержание германия в гематите значительно выше (почти на один порядок), чем в ассоциирующем с ним магнетите (табл. 4). Все это вместе с фактами на-

Таблица 4

Содержание германия* в мономинеральных фракциях
из гранат-магнетит-гематитовых скарнов

№№ проб	Стадия минерализации	Текстура	Содержание германия (в ‰)
Гематит			
79а 59	Гранатовая	Крупночешуйчатый	0,0012
160/60	•	•	0,008
1129 65	•	•	0,01
Магнетит			
79 59	Гранатовая	Массивный	0,0017
160/60	•	•	0,0022
1129 65	Кварц-магнетитовая	Вкрапленный	0,0001
1128 2	Гранатовая	Массивный	0,001
134 61	Кварц-магнетитовая	Вкрапленный	0,0001
222 61	•	•	не обн.

* Данные химического и приближенно-количественного спектрального анализа наличия повышенных концентраций германия в самородном железе из гранитов Германии и Гренландии дает основание считать, что сидерофильность германия обусловлена не только и не столько его связью с двухвалентным железом, сколько целым рядом других причин, среди которых, по-видимому, немаловажной является тип кристаллической структуры окислов германия и минералов железа*. Кроме того, если накопление германия в магнетите так или иначе объясняется изоморфным замещением двухвалентного железа двухвалентным германием, то этого нельзя сказать о гематите, в котором все (или почти все) железо окислено до состояния трехвалентного катиона. Вместе с тем, учитывая кристаллохимические особенности германия и высокий окислительный потенциал среды, трудно допустить наличие Ge^{+2} в момент образования гематита. В таких условиях германий легко окисляется до состояния четырехвалентного катиона, изоморфизм которого с трехвалентным железом, по-видимому, все же допустим.

Гетеровалентный изоморфизм четырехвалентного германия с трехвалентным железом, хорошо объясняя накопление германия в гематите, не исключает возможности вхождения германия в решетку магнетита, в котором часть железа также представлена в виде трехвалентного катиона. Что же касается относительной обогащенности тех или иных окислов железа германием, то здесь, по-видимому, наиболее важным является

* По-видимому, здесь мы имеем дело с «блочным» изоморфизмом, когда в силу идентичности анионной упаковки происходит замещение блоков минерала-хозяина блоками другого минерала, несущего в себе различные катионы (Н. В. Белов, 1966).

порядок выпадения окислов железа в данной парагенетической ассоциации минералов.

Если согласиться с мнением преобладающего большинства исследователей [6, 10 и др.] о том, что накопление германия в магнетите является типичным сорбционным процессом, то вероятно следует придавать большое значение сорбционной емкости того или иного окисла железа, на что справедливо указал Д. В. Щербак [10]. Поскольку сорбционная емкость рассматриваемых окислов железа настолько велика, что независимо от степени его окисления весь германий будет сорбирован выпадающим минералом, то, по видимому, естественно предположить, что минералом-концентратором германия может оказаться соединение двух- или трехвалентного железа, в зависимости от последовательности их выпадения. Именно этим мы склонны объяснить обогащенность Ge магнетитовых руд по сравнению с гематитовыми в осадочно-метаморфогенных месторождениях Центрального Казахстана, где гематитовые руды являются вторичными по отношению к магнетитовым [6]. Что же касается потери некоторой части германия при окислении магнетитовых руд, то это, по всей вероятности, обусловлено физико-химическими условиями окислительных процессов и требует проведения специальных исследований.

В ы в о д ы

1. Во всех типах интрузивных пород содержание германия в акцессорном магнетите почти всегда выше, чем в породе. При этом, независимо от состава исходной магмы, концентрация германия в магнетите тем выше, чем выше кремнекислотность пород.

2. Магнетиты из гистеромагматических железорудных месторождений, по сравнению с акцессорными магнетитами из вмещающих пород, с которыми генетически связано оруденение, характеризуются близкими (обычно более низкими) содержаниями германия. В магнетитах скарно-вых месторождений содержания германия колеблются в больших пределах; в интервале между его верхними и нижними пределами расположены содержания германия магнетитов всех других эндогенных железорудных месторождений.

3. Вхождение германия в структуру магнетитов, по-видимому, обусловлено изоморфизмом между четырехвалентным германием и трехвалентным железом. Степень концентрации германия в магнетите находится в зависимости от последовательности выпадения его в данной парагенетической ассоциации минералов.

Институт геологических наук

А Н Армянской ССР

Поступила 2.III.1966.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Թ. Լ. ՄԵԼԻՔՆՅԱՆ, Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ,
 Ս. Ա. ՓԱԼԱՆՋՅԱՆ

ՏԱՐՔԵՐ ԾԱԳՄԱՆ ՄԱԳՆԵՏԻՏՆԵՐՈՒՄ ԳԵՐՄԱՆԻՈՒՄԻ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հեղինակների կողմից հավաքվել և քանակական սպեկտրալ անալիզի են ենթարկվել տարբեր ծագման մագնետիտների ավելի քան 300 նմուշներ: Ստացված արդյունքները թույլ են տալիս հանգելու հետևյալ եզրակացություններին:

1. Գերմանիումի պարունակությունը տարբեր տիպի և կազմության ինտրուզիվ հրային ապարներում համարյա միշտ ավելի ցածր է, քան նրանցում պարունակվող ալգեսոր մագնետիտներում: Անկախ սկզբնական մագմայի կազմությունից, գերմանիումի կոնցենտրացիան ալգեսոր մագնետիտներում այնքան ավելի բարձր է, ինչքան թթու է ապարը:

2. Երկաթի հիստերոմագմատիկ հանքավայրերի մագնետիտներում գերմանիումի պարունակությունը մոտ է կամ աննշան ցածր նրանց ծնող հրային ապարների ալգեսոր մագնետիտի պարունակությունից: Սկառնային հանքավայրերի մագնետիտներում գերմանիումի կոնցենտրացիան տատանվում է մեծ սահմաններում: Բոլոր մյուս էնդոգեն ծագման երկաթի հանքավայրերի մագնետիտները գերմանիումի պարունակության տեսակետից գրավում են միջանկյալ դիրք:

3. Գերմանիումի կուտակումը մագնետիտներում, ըստ երևույթին, պայմանավորված է քառարժեք գերմանիումի և եռարժեք երկաթի իզոմորֆիզմով: Գերմանիումի կոնցենտրացիայի աստիճանը մագնետիտներում կախված է վերջիններիս և նրանց հետ համակցող միներալների անջատման հաջորդականությունից:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арнаутов Н. В. Спектрографическое определение германия в минеральном сырье. Новосибирск, 1959.
2. Алексеева В. М., Русанов А. К. и Ильясова Н. В. Количественное спектрографическое определение германия в железных рудах. ВИМС, временная инструкция, № 22, 1959.
3. Вахрушев В. В., Арнаутов Н. В. Особенности распределения германия в магнетите различного происхождения. Геохимия, № 2, 1964.
4. Кока П. А., Чиркина З. А. Количественное спектральное определение германия в железных рудах. Докл. межвузовской научной конференции по спектроскопии и спектральному анализу. Томск, 1960.
5. Максимов А. А. Германий в железо-марганцевых месторождениях Центрального Казахстана. Известия высших уч. заведений, Геология и разведка, № 1, 1958.
6. Момджи Г. С. и Григорьев В. М. Германий в железных рудах. Сборник «Геология месторождений редких элементов», вып. 5, 1959.
7. Отраслевая техническая инструкция «Количественное спектрографическое определение галлия, германия, индия и таллия в рудах, продуктах их обогащения, промпродуктах и отходах цинковой, свинцовой, оловянной и медной промышленности». РЭТИ, № 158—58. Гиредмет.
8. Русанов А. К. Спектральный анализ руд и минералов. М.—Л., 1948.

9. Хитров В. Г., Русанов А. К. Экспрессное спектрографическое определение германия в железных рудах методом вдувания порошков в дуговой разряд. Временная инструкция, № 23, ВИМС, 1960.
10. Щербак Д. В. О механизме накопления германия в железных рудах и углях. Минеральное сырье, вып. 6, М., 1962.
11. Шпицын С. А. Об учете фона при измерении интенсивностей спектральных линий фотографическим способом. Изв. АН СССР, сер. физ., т. XIX, № 1, 1955.
12. Harris P. G. The distribution of germanium among coexisting phases of partly glassy rocks. *Geoch. et cosmoch. Acta*, v. 5, № 4, 1954.

ГЕОХИМИЯ

К. М. МУРАДЯН

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА БАЗУМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Базумский рудный район в пределах Северной Армении является одним из интересных в отношении геологического строения и рудоносности. Район занимает центральную часть западного окончания Амасия-Акеринской металлогенической зоны. Здесь встречаются все разновидности магматических комплексов: вулканогенные, субвулканические, интрузивные и связанные с ними месторождения и рудопроявления.

В процессе изучения геологии и металлогении и проведения комплексных минералого-геохимических исследований кислых пород субвулканического комплекса Базумского рудного района автором получены новые данные, позволяющие осветить некоторые вопросы в связи с рудоносностью субвулканического комплекса. В настоящем сообщении приводятся новые геохимические данные об особенностях распределения рудных элементов в породах и минералах субвулканического комплекса.

В последнее время при металлогенических исследованиях выдвигается на передний план определение местного геохимического фона для выявления специализированных магматических комплексов (А. А. Беус, С. В. Григорян, В. Н. Котляр, М. Г. Руб, М. А. Фаворская, В. С. Коптев-Дворников, Н. К. Разумовский, Д. А. Радионсв, А. П. Соловов, Р. И. Дубов, И. П. Шарапов, Р. Л. Миллер, Дж. С. Кан и др. 1965). С этой целью нами, путем обработки геохимического материала методами математической статистики, был высчитан местный геохимический фон (кларк) пород субвулканического комплекса для наиболее характерных индикаторных для металлогении исследуемого района, элементов Cu , Pb , Zn , Ag . Материалом для изучения геохимических особенностей пород субвулканического комплекса послужили результаты спектральных анализов многочисленных субвулканических образований по отдельным рудным полям всего Базумского рудного района. Для выяснения характера распределения элементов примесей в породах и минералах субвулканического комплекса, было использовано 38 (152) площадных и точечных проб (свежих пород) и 30 (120) полуколичественных анализов измененных, а также 104 анализа акцессорных, породообразующих, рудных минералов и основной массы.

Определение местного геохимического фона химических элементов в различных горных породах (комплексах) является одной из основных задач при металлогенических исследованиях, так как каждый анализ горной породы характеризуется случайным значением содержаний в нем тех или иных элементов. При объективной оценке местного кларка методами математической статистики становится возможным выявление геохимических особенностей горных пород (комплексов) рассматриваемого района.

В области геохимических исследований применение методов математической статистики и теории вероятности с каждым годом приобретает возрастающее значение, так как дает возможность уточнить многие геохимические характеристики горных пород и минералов и по новому осознать различие между ними. Обработка полученных аналитических данных методами математической статистики дает возможность определить вероятностный закон их распределения, позволяет установить наиболее вероятное значение измеряемых величин ($\bar{C}_f$, S_f) и пределы их колебаний E , S (стандартное отклонение при нормальном распределении, стандартный множитель при логнормальном распределении). Множество природных распределений, рассматриваемых при металлогенических (геологических, геохимических, геофизических) исследованиях, удовлетворительно описываются (аппроксимируются) нормальным или логарифмически нормальным законом (Н. К. Разумовский, 1948, 1962; А. П. Соловов, 1964, 1965; О. К. Мезенцев, В. М. Ратников, С. А. Скороспелкин, 1965).

При статической обработке аналитических данных, для определения местного геохимического фона (местного кларка) мы пользовались интегральным графиком распределения накопленных частот на специальном вероятностном трафарете (О. К. Мезенцев, В. М. Ратников, С. А. Скороспелкин, 1965). Соответствие полученных графиков тому или иному математическому закону распределения проверялось с помощью критерия Колмогорова с пятипроцентным доверительным интервалом ($\lambda = 1,35$). Данный метод (график интегральной функции распределения,

построенный на вероятностной бумаге-трафарете, $(F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx)$

является наиболее приемлемым, а иногда и единственно правильным при обработке дискретных результатов полуколичественного спектрального анализа.

Исходя из металлогенической специализации исследуемого района, нами был определен местный геохимический фон ($M_k - C_f$) меди, цинка, свинца и серебра в относительно свежих и гидротермально измененных породах субвулканического комплекса Базумского рудного района. Результаты статистической обработки данных о распределении

Таблица 1

Фоновые содержания основных металлических элементов пород субвулканического комплекса Базумского рудного района

Породы	Математический закон распределения	Э л е м е н т ы											
		Медь (Cu)			Цинк (Zn)			Свинец (Pb)			Серебро (Ag)		
		n	Мк (Сф)	E (S)	n	Мк (Сф)	E (S)	n	Мк (Сф)	E (S)	n	Мк (Сф)	E (S)
Свежие кварцевые порфиры	Логнормальный	38 (152)	0,002	3,7	30 (120)	0,002	9	38 (152)	0,0008	2		0,0001	
Измененные кварцевые порфиры	Логнормальный	30 (120)	0,01	6	30 (120)	0,0024	9,5	30 (120)	0,0012	6,7			
Кларк в кислых породах (граниты, гранитоиды ...) земной коры по А. П. Виноградову (1962)			0,002			0,006			0,002			0,0001	

n — Количество проб, по которым определялась величина геохимического фона.

Мк (Сф) — Местный кларк или величина геохимического фона (среднее геометрическое) в весовых %.

E (S) — Стандартный множитель.

содержания меди, цинка и свинца в кварцевых порфирах приведены на фиг. 1. Поведение остальных рудных элементов здесь не рассматривается.

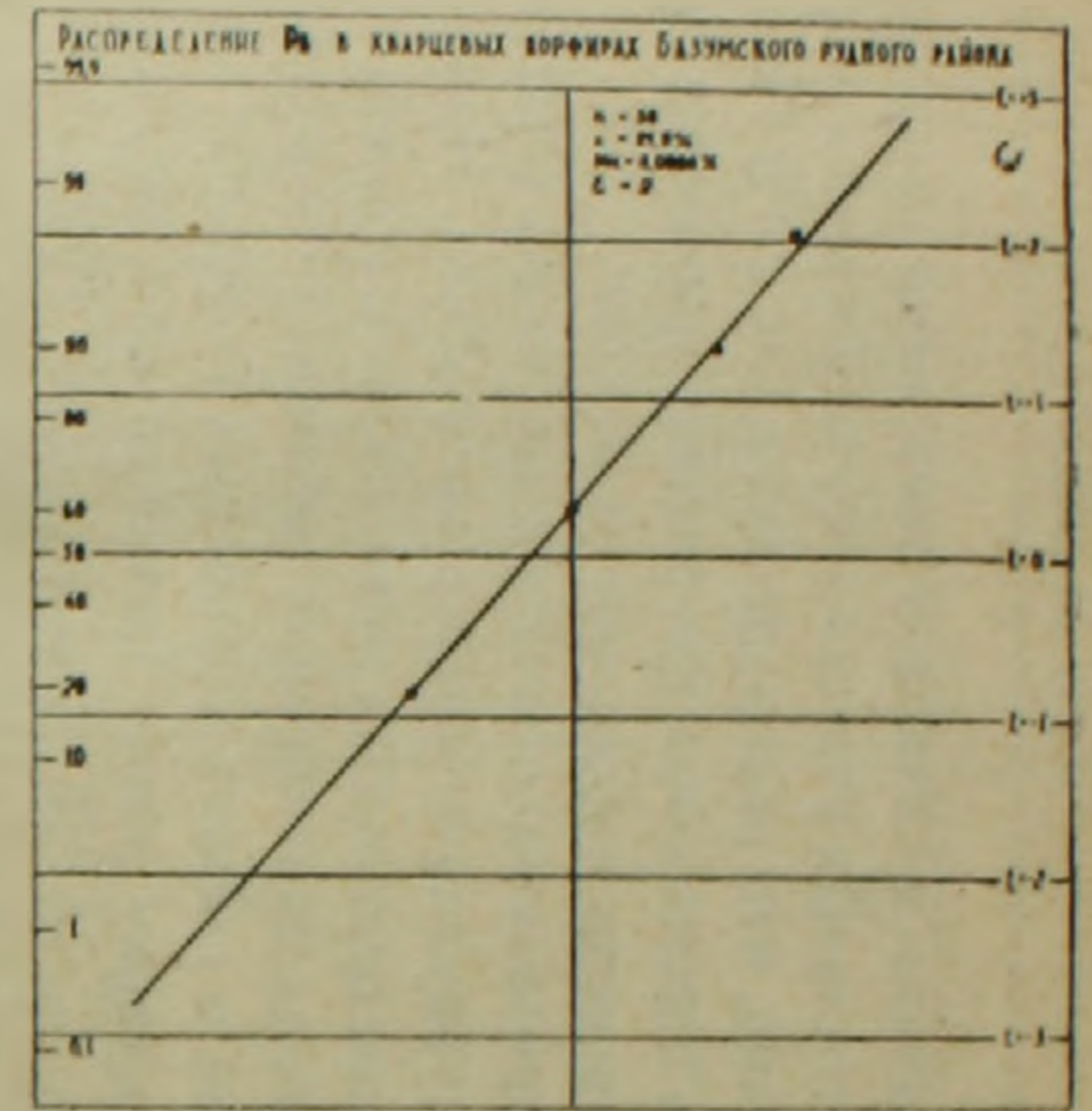
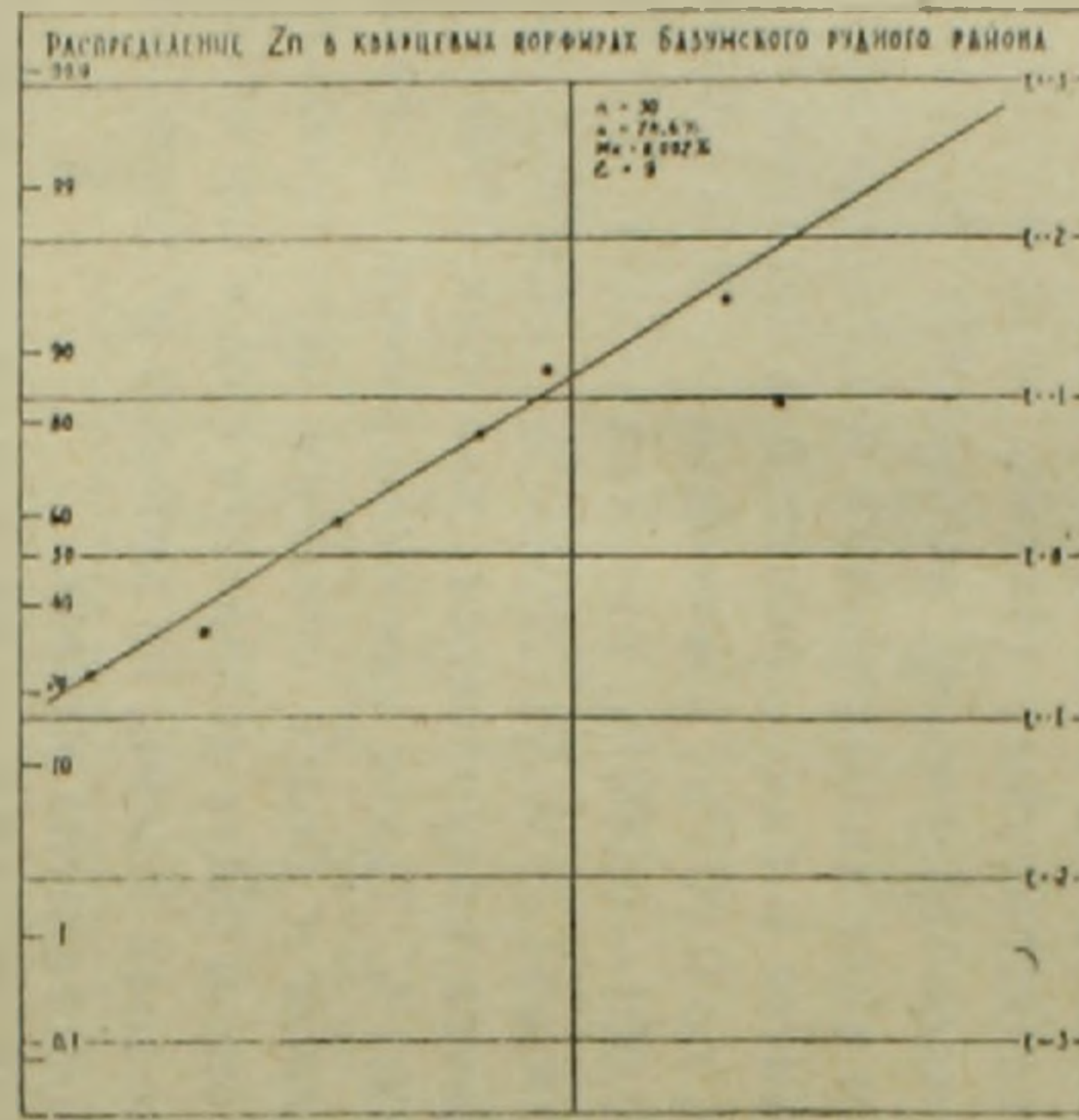
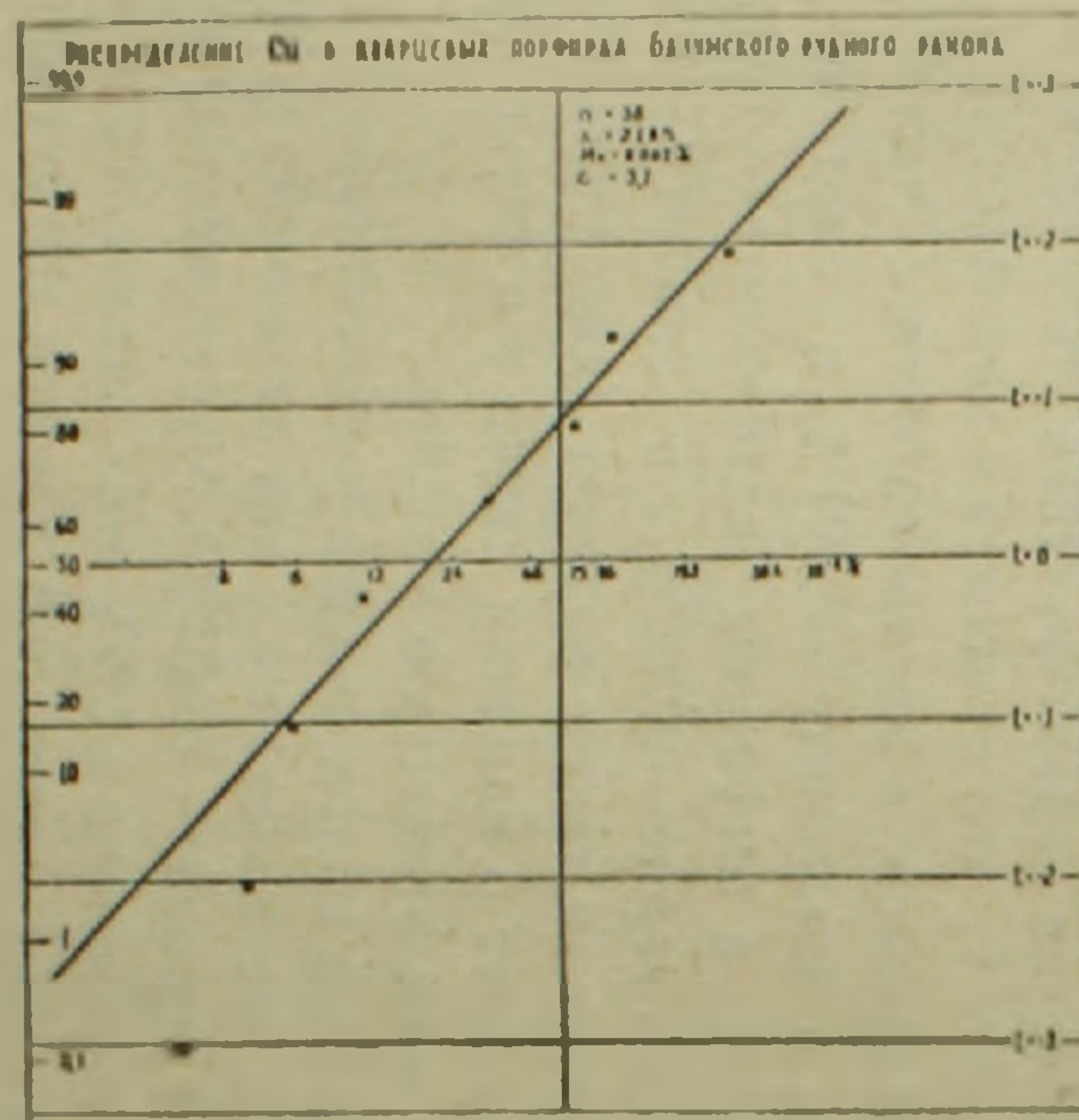
Было установлено, что распределение Cu, Zn и Pb как в свежих, так и в гидротермально измененных кварцевых порфирах приближенно подчиняется логарифмически нормальному закону.

В таблице I приведены значения местного кларка меди, цинка и свинца в породах субвулканического комплекса. Ниже рассмотрим геохимическое поведение отдельных металлических элементов.

Медь. Результаты приведенной таблицы I позволяют заключить, что местный кларк меди в свежих кварцевых порфирах составляет 0,002%, что соответствует кларку этого элемента для кислых пород (граниты, гранодиориты и др. по А. П. Виноградову, 1962 г.). Чувствительность анализа на медь составляет 0,0001%. Наличие меди установлено почти во всех пробах. Примесь меди характерна для всех породообразующих и акцессорных минералов рассматриваемого комплекса. О формах нахождения этого элемента мы можем судить по данным изучения искусственных проб и спектральных (также дитизоновых) анализов, ряда акцессорных и породообразующих минералов. В искусственных пробах медь присутствует в виде халькопирита и самородной меди. Главная же масса меди содержится в виде примесей в титаномагнетитах (магнетитах) от 0,01—0,03% до 0,003%, ильменитах — 0,01—0,003%, гематитах — 0,01%, иоцитах — 0,001—0,003%, пиритах — 0,01—0,03%, а также в амфиболах (актинолитах) — 0,001—0,003%, плагиоклазах — 0,01—0,03—0,0001—0,0003%, интрателлурических кварцах 0,0001—0,0003% и в эпидотах — 0,001—0,0003%. Такие закономерности содержания меди от более ранних минералов к более поздним дает основание говорить, что часть акцессорной меди была захвачена еще в магматическую стадию и, следовательно, исходная магма, из которой образовались рассматриваемые породы, была обогащена медью.

Цинк. Местный геохимический фон цинка в породах исследуемого комплекса значительно ниже кларка (по А. П. Виноградову, для кислых пород: 0,006%) и составляет 0,002%. Чувствительность анализа на цинк — 0,003%. Геохимическая характеристика этого элемента тесно связана с поведением Mg^{2+} , Fe^{2+} , что приводит к накоплению цинка в минералах этих элементов. Например, в титаномагнетите (магнетите) содержится 0,1—0,003% цинка, в ильмените — 0,001%, в гематите — 0,001—0,003%, в пирите — 0,03—0,003%, в амфиболе (актинолите) — 0,03—0,003%, в плагиоклазе — 0,003%, в кварце — 0,003%, в эпидоте — 0,003%. Результаты приведенных анализов (а также наличие акцессорного сфалерита, самородного цинка), говорят о наличии цинка в породах субвулканического комплекса еще в магматическую стадию.

Свинец. Местный кларк свинца в рассматриваемых образованиях составляет 0,0008%, это более чем в два раза ниже кларка (по А. П. Виноградову в кислых породах — 0,002%). Чувствительность метода 0,002%. Наличие свинца установлено в 90% всех проанализированных акцессорных и породообразующих минералов. Свинец присутствует в виде акцес-



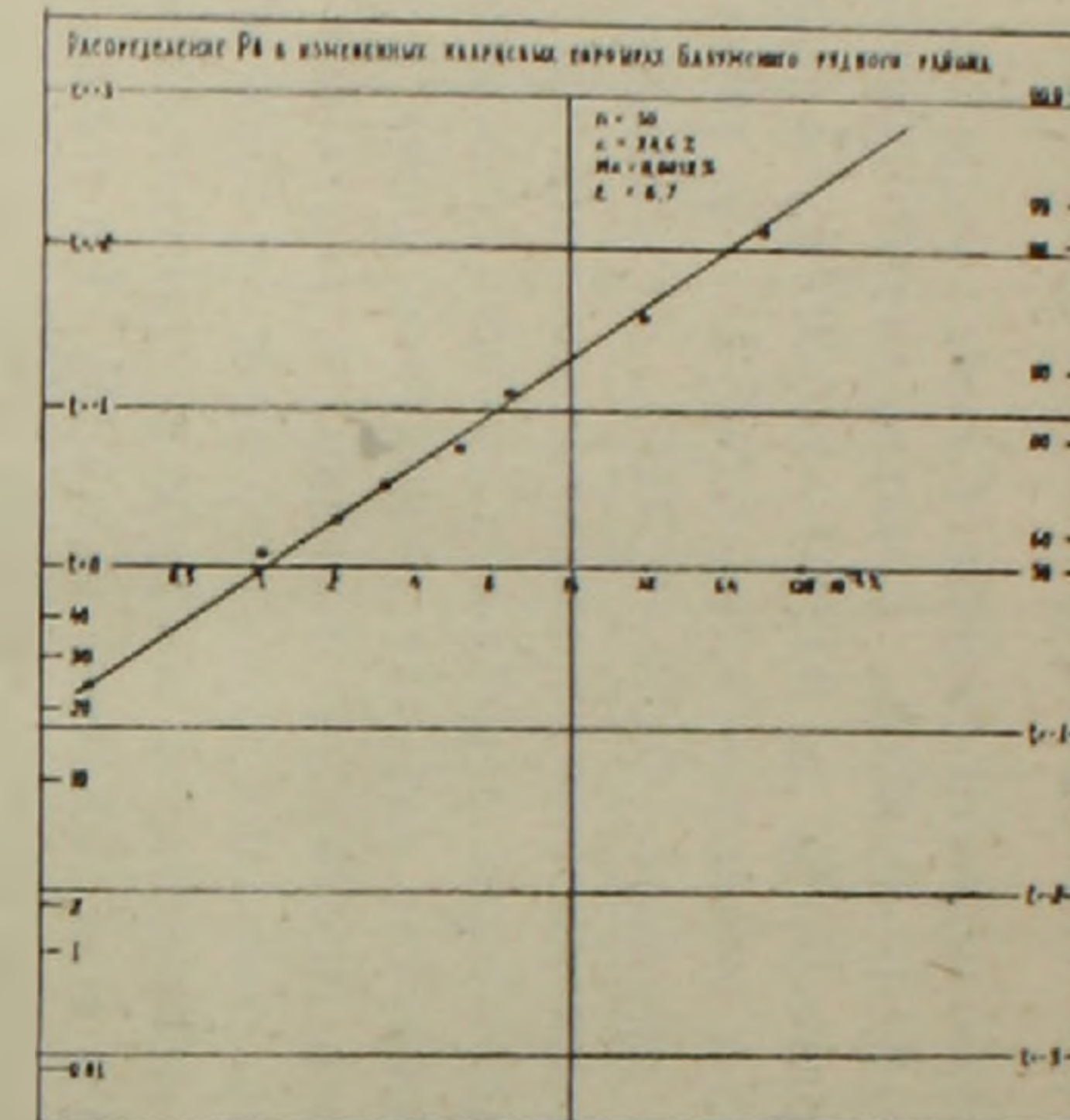
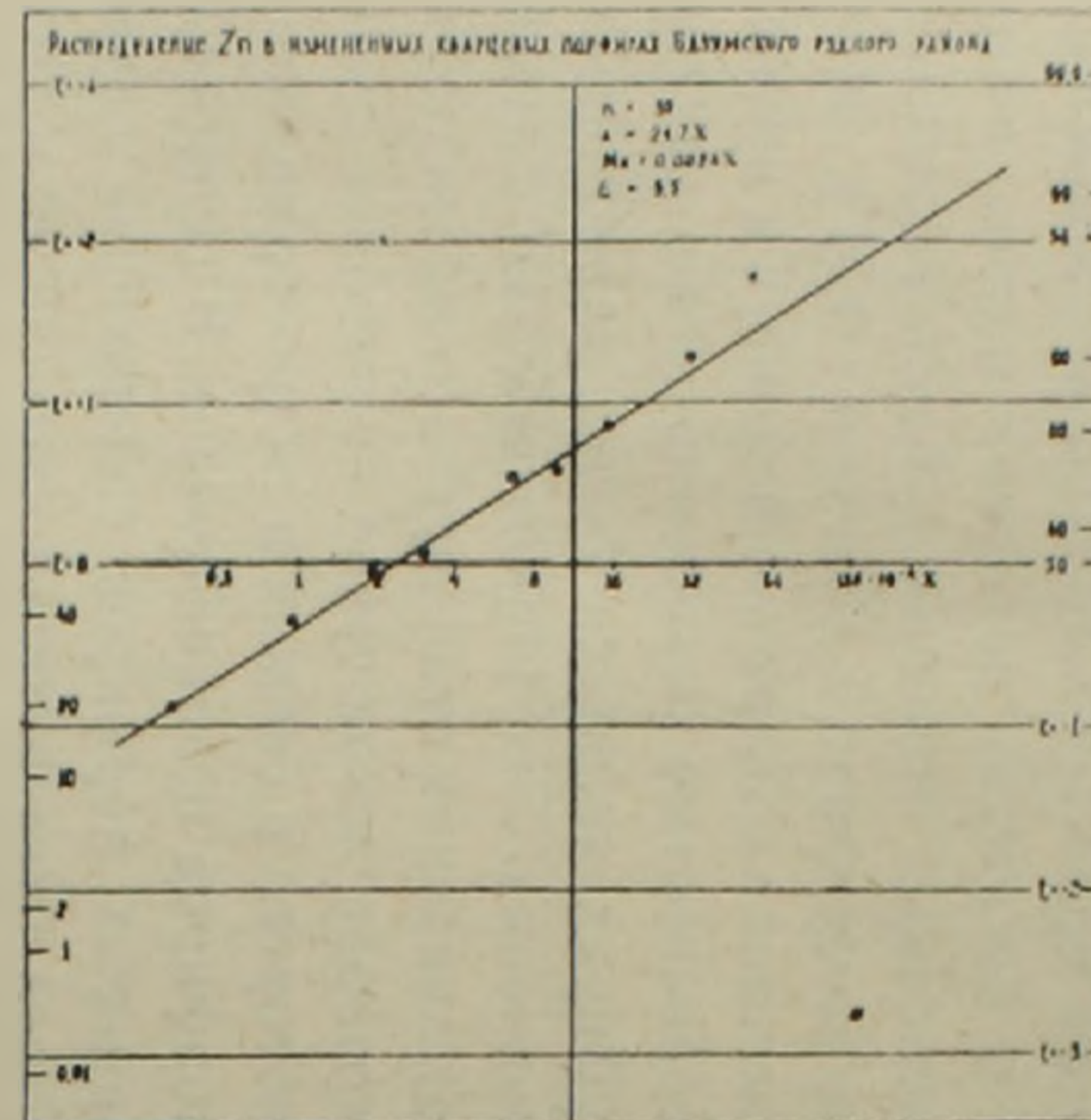
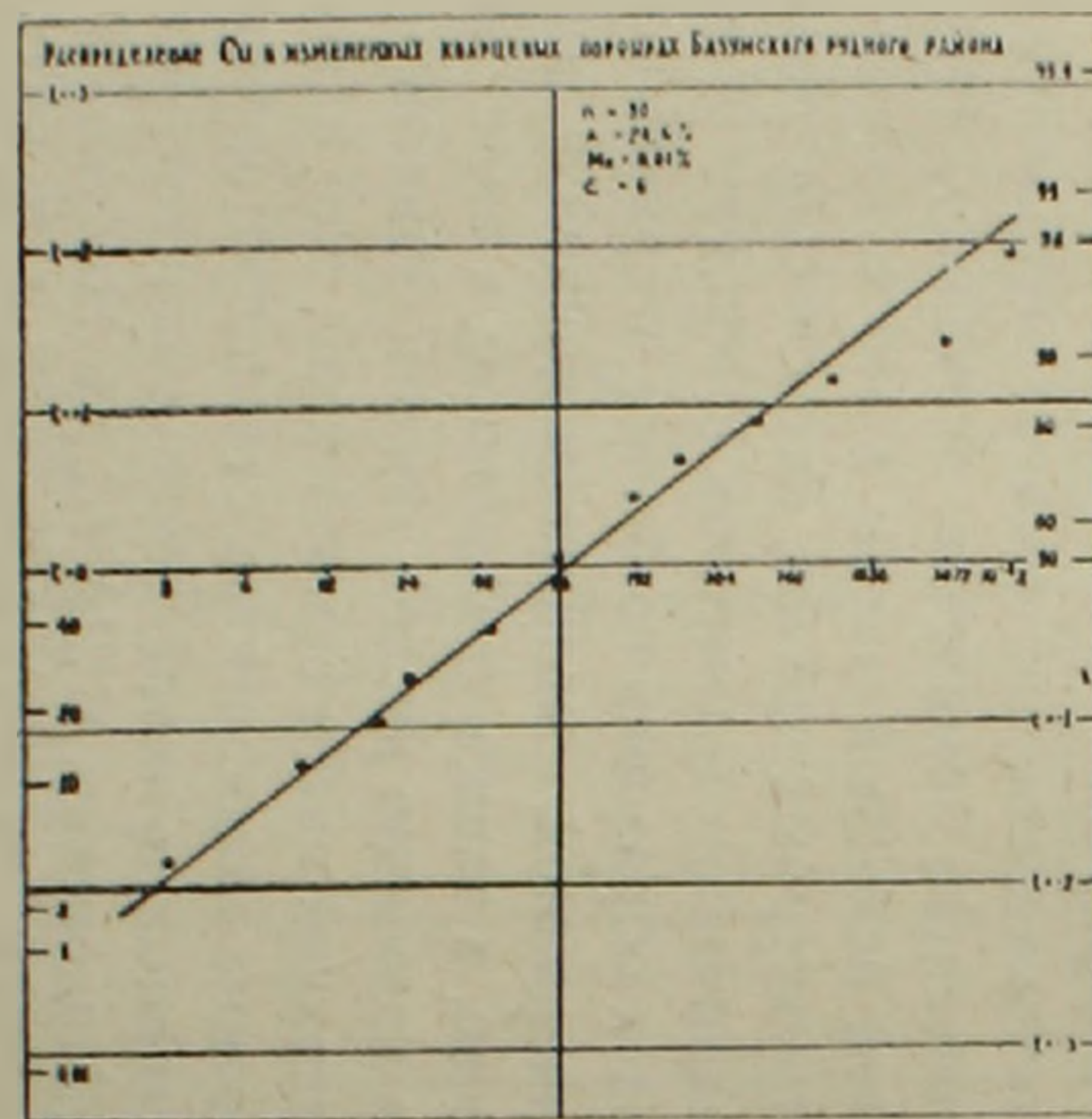
Фиг. 1. Распределение содержания Cu , Zn и Pb в кварцевых порфирах Базумского района (результат обработки геохимических данных).

сорного галенита и самородного свинца. Свинец установлен в титаномagnetите (магнетите) — 0,01—0,003%, в ильмените — 0,001%, в гематите — 0,001—0,003%, в пирите 0,1% до 0,0001—0,0003%, в амфиболе (актинолите) 0,03—0,003%, в эпидоте — 0,01—0,003%, в интрателлурическом кварце — 0,003%, в эпидоте — 0,03—0,003%. Рассматриваемые данные также говорят о насыщенности первоначальной магмы этим элементом.

Серебро. Содержание серебра в свежих кварцевых порфирах в подавляющем большинстве случаев находится ниже и в пределах чувствительности анализа (0,0001%). В редких случаях оно превышает этот предел. Сравнительно большая концентрация серебра обнаружена в пирите 0,001—0,0001—0,0003%, в амфиболе (актинолите) — 0,0001%, в плагиоклазе — 0,0003% и в эпидоте — 0,0001%. Из вышеизложенного вытекает, что геохимическая специализация пород субвулканического комплекса выражается в существовании металлических элементов в виде собственных акцессорных минералов и в присутствии их в виде примесей в первичных акцессорных и породообразующих минералах, что свидетельствует о богатстве исходной магмы этими элементами. В гидротермально измененных породах субвулканического комплекса содержание меди резко возрастает и достигает 0,01%. Наблюдается также незначительное возрастание содержаний свинца и цинка (фиг. 2 табл. 1).

Характерной особенностью поведения меди, свинца и цинка в свежих кварцевых порфирах является более равномерное распределение этих элементов по сравнению с их гидротермально измененными разностями, на что указывают значения стандартного множителя (E —табл. 1). В этом отношении некоторое исключение составляет цинк, неравномерности распределения которого в свежих и гидротермально измененных разностях кварцевых порфиров незначительны. В гидротермально измененных разностях кварцевых порфиров содержание серебра значительно чаще превышает предел чувствительности анализа. Встречаются пробы с содержанием серебра от 0,0001 до 0,003%. Таким образом, намечается значительное возрастание содержания серебра в гидротермально измененных кварцевых порфирах.

Относительно пониженное содержание металлических элементов в породах субвулканического комплекса, очевидно, связано со значительной дифференциацией исходной магмы в очаге, вероятно, во вторичных камерах верхних структурных ярусов. Это способствовало выделению и концентрации металлических элементов в составе рудоносных газогидротерм, приводящих к образованию фаций вторичных кварцитов и пропилитов с серноколчеданной, медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической стадиями, а также удалению их в виде газообразных летучих соединений при излиянии кислой магмы. Значение дифференциации магмы в камерах верхней части земной коры для накопления и отделения летучих рудоносных компонентов отчетливо проявляется на примере современных активных вулканических областей—Камчатско-Курильская дуга, Япония, Индонезия, США (С. И. Набоко, Д. С. Коржинский, 1965, 1966, Ш. Ивао, Д. Е. Уайт, Е. Т. Андерсон, Д. Е. Груббс, 1965 и др.)



Фиг. 2. Распределение содержания Cu , Zn , Pb в гидротермально-измененных кварцевых порфирах Базумского рудного района (результаты статической обработки геохимических данных).

и хорошо обосновывается на примере изученных отдельных рудоносных палеовулканов (некков) исследуемого рудного района. Таким образом, изучение особенностей некоторых металлических элементов: Cu, Pb, Zn, Ag, пород субвулканического комплекса позволило сделать следующие выводы:

1. На примере исследуемого района (Базумский рудный район) установлена эффективность применения методов математической статистики при определений местного геохимического фона, что является одной из основных задач при металлогенических и геохимических исследованиях. При этом мы пользовались интегральным графиком распределения частот на специальном вероятностном трафарете. Соответствие полученных графиков тому или иному математическому закону распределения проверялось с помощью критерия Колмогорова ($\lambda = 1,35$; $P = \lambda = 0,05$).

2. Установлено, что распределение металлических элементов в свежих породах и их гидротермально измененных разностях кислого субвулканического комплекса исследуемого рудного района приближенно подчиняется логарифмически нормальному закону.

3. Определен местный геохимический фон меди, свинца и цинка в кварцевых порфирах, который соответственно составляет для меди — 0,002%, что соответствует его кларку в кислых породах земной коры, для цинка — 0,002%, для свинца — 0,0008%.

4. Намечается значительное возрастание содержания серебра (до 0,003%), а также меди, свинца, цинка в гидротермально измененных разностях кварцевых порфиров, по сравнению с их свежими разностями, где содержание серебра составляет 0,0001%.

5. Наиболее конкретным индикатором рудоносности субвулканического комплекса является не только металлогеническая специализация, а минеральная специализация, выражающаяся наличием акцессорных рудных минералов: халькопирита, пирита, сфалерита, галенита, иоцита, титаномagnetита-магнетита, самородной меди, самородного свинца, самородного цинка и др., а также высоким содержанием меди, цинка, свинца, серебра в акцессорных и породообразующих минералах, что свидетельствует о накоплении этих металлических элементов в остаточных расплав-растворах.

6. Существование металлических элементов в виде собственных акцессорных минералов, повышенное содержание металлических элементов в первичных акцессорных и породообразующих минералах пород субвулканического комплекса и относительно пониженное и кларковое содержание этих же элементов (по сравнению с породами других магматических комплексов Базумского рудного района), является специфичным доказательством геохимической специализации данного комплекса. Такая особенность, вероятно, вызвана дифференциацией исходной магмы во вторичных магматических камерах верхней части земной коры, с про-

дуктами которой тесно связана во времени и пространстве колчеданная минерализация.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.III.1966.

Կ. Մ. ՄՈՒՐԱԴՅԱՆ

ԲԱԶՈՒՄԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՍՈՒՐՀՐԱՔԵԱՅԻՆ ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Բազումի հանքային շրջանի սուրհրաքային կոմպլեքսի ապարների գեոքիմիական առանձնահատկությունների վերհանման նպատակով հեղինակի կողմից ուսումնասիրվել են այդ ապարներում մի շարք հանքային տարրերի՝ Cu, Pb, Zn և Ag-ի բաշխման օրինաչափությունները, մաթեմատիկական ստատիստիկայի մեթոդի կիրառմամբ: Դրա համար օգտվել ենք տարրերի բաշխման հաճախականության ինտեգրալային գրաֆիկից, հատուկ հավանականային տրաֆարետի օգնությամբ:

Եղած փաստացի նյութի ստատիստիկական մշակումից ստացված նոր տվյալները հնարավորություն են տալիս առաջին անգամ հաստատելու:

1. Որ մետաղային տարրերի բաշխումը սուրհրաքային կոմպլեքսի թարմ և հիդրոթերմալ փոփոխված տարրերակներում ենթարկվում է լոգնորմալ օրենքին:

2. Տեղական գեոքիմիայի ֆոնը կոմպլեքսի ապարներում համապատասխանաբար հավասար է պղնձին՝ 0,002%, ցինկին՝ 0,002%, կապարին՝ 0,0008% և արծաթին՝ 0,0001%:

3. Ակոնսոր ու ապարկազմիչ միներալները և նրանցում տարրխառնուրդները բնորոշում են ուսումնասիրված կոմպլեքսի գեոքիմիական մասնագիտացումը և սուրհրաքային հանքաբերությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Беус А. А., Григорян С. В. Использование методов математической статистики при геохимических поисках. Москва, 1965.
2. Беус А. А. Изучение геохимической специализации геологических комплексов для целей регионального прогнозирования. Москва, 1965.
3. Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Шаталов Е. Т. О металлогенической специализации магматических комплексов. Магматические формации. Тр. 3-го Всес. петр. сов. Москва, 1964.
4. Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методы их изучения. В кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов, 1965.
5. Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с полеовулканизмом. Труды совещ. «Рудоносность вулканогенных формаций». Москва, 1965.
6. Разумовский Н. К. Логарифмический закон распределения вещества и его свойства. Зап. Ленинградского горного института. Т. XX, 1948.

7. Разумовский Н. К. К вопросу о выделении аномалий на фоне обычных содержаний элементов в породе при поисковых работах. Вопросы разведки геофиз. Вып. 1,
- 8 Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах,
- 9 Соловов А. П., Дубов Р. И. Применение методов физико-математического анализа при геохимических поисках. Бюлет. науч. тех. информации, № 63, 1965.
11. Мезенцев О. К., Ратников В. М., Скороспелкин С. А. Статическая обработка данных геохимических поисков. «Разведка и охрана недр», № 10, 1964.
12. Набоко С. И. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. Труды I конф. по околорудному метасоматизму. «Метасоматические измененные боковые породы и их роль в рудообразовании», 1966.
13. Ива О. Ш. Геохимическое изучение кремнистых и алутовых месторождений района Угусу (Япония). Геохимия современных поствулканических процессов, 1965.
14. Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения. Геохимия современных поствулканических процессов. 1965.
15. Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т. и Груббс Д. Е. О вероятном рудообразующем магматическом расколе и метаморфизирующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. Геохимия современных поствулканических процессов. 1965.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ

Л. А. ВАЛЕСЯН, Ф. С. ГЕВОРКЯН, Д. А. ПОГОСЯН, А. А. ТАМАЗЯН

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КАРТИРОВАНИЯ И ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ УКЛОНОВ ПОВЕРХНОСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

В проблеме изучения и оценки территории для целей ее хозяйственного использования особое место занимают морфометрические измерения и картирование рельефных условий, дающие количественную оценку поверхности (Валесян, 1966).

Рельефные условия, иначе весь комплекс физических свойств поверхности территории, характеризуются совокупностью показателей гипсометрии, уклонов, расчлененности поверхности, экспозиций склонов.

Величина уклонов, находящаяся в функциональной связи с другими физическими свойствами поверхности, оказывает большое влияние на многие основные компоненты природной среды, где происходит производственная деятельность человека (Раменский, 1938; Звонкова, 1959). Весьма важен учет непосредственного ее влияния на производство. Нет ни одной отрасли материального производства, которая в той или иной мере не была бы связана с уклонами поверхности, а через них и с условиями рельефа. Направление влияния условий рельефа одинаково для всех отраслей народного хозяйства (Сильвестров, 1955; Горинев, 1961; Давидович, 1964). Увеличение уклонов, как правило, во всех случаях приводит к ухудшению естественных условий развития отрасли, к дополнительным техническим затруднениям, удорожанию строительства и повышению эксплуатационных расходов. Начиная с определенных величин уклоны становятся непреодолимым препятствием на пути хозяйственного освоения территории.

На основании учета совокупности элементов освоения территории различными отраслями народного хозяйства и требований последних к условиям рельефа, нами выделены следующие градации величин уклонов: до 1° ; $1^\circ-3^\circ$; $3^\circ-5^\circ$; $5^\circ-8^\circ$; $8^\circ-12^\circ$; $12^\circ-16^\circ$; $16^\circ-20^\circ$; $20^\circ-30^\circ$; $30^\circ-40^\circ$; более 40° .

Первичным материалом для морфометрических измерений послужила топографическая карта, где рельеф изображен методом изолиний. При помощи шкалы заложений на карте выделены «однородные» (в смысле уклонов одинаковой величины) участки поверхности, минимальная величина которых составляет в натуре 10 га. Площадь контуров определялась с помощью планиметра (контуры с площадью менее 50 га измерялись графическим методом). Полученные данные обрабаты-



лись в двух разрезах — по административным районам и по вертикальным поясам.

Представление о цифровых значениях уклонов территории республики дает итоговая табл. 1.

Таблица 1

Тип местности	Величина уклонов (в градусах и натуральном выражении)	Площадь (в га)
Ровные, близкие к горизонтальным участкам, территории	до 1° (0,017)	237843
Наклонные равнины	1—3° (0,017—0,052)	283275
Пологие склоны	3—5° (0,052—0,087)	309153
Довольно пологие склоны	5—8° (0,087—0,141)	434472
Покатые склоны	8—12° (0,141—0,213)	399142
Сильно покатые склоны	12—16° (0,213—0,287)	358391
Умеренно крутые склоны	16—20° (0,287—0,364)	287458
Среднекрутые склоны	20—30° (0,364—0,577)	397788
Сильно крутые склоны	30—40° (0,577—0,839)	92570
Обрывистые склоны	более 40° (0,839)	3934
Всего		2839433*

* Без площади оз. Севан (132626 га) и оз. Арпи (2200 га).

Для каждой из градаций величин уклонов разработана развернутая характеристика условий их комплексного хозяйственного освоения (Валесян, 1966). По тем же градациям составлена и детальная карта уклонов. Фиг. 1 является схематизированной копией этой карты, где сильно генерализована и легенда.

Территории с уклонами до 3° занимают 18,4% всей поверхности суши республики. Наиболее крупные их массивы расположены в донной части межгорных котловин и на горных плато. Эти уклоны располагают более благоприятными условиями для сельскохозяйственной организации территории, а также для строительства и эксплуатации железных и шоссейных дорог. Для капитальной крупной застройки условия благоприятны начиная с уклонов 0,5°.

Уклоны 3—8° занимают более 26% территории и расположены в основном на предгорных и горных плато центральной части республики и бассейна р. Воротан. При этих уклонах условия хозяйственного использования территории в общем остаются хорошими, хотя и начиная с 5—6° ухудшение этих условий уже заметное: наблюдается смывость почв на пашне, приводящая к некоторому понижению ее естественного плодородия, затрудняются условия организации полива, применения сельхозма-

шин, а также крупной застройки, дорожного строительства и эксплуатации транспорта. Для расселения требуется уже тщательный учет условий рельефа в большинстве элементов градостроительства.

Условия хозяйственного использования территории с уклонами 8—16° (около 27% территории республики), хотя в целом могут быть

Таблица 3

Распределение территорий административных районов по величине уклонов
(в %-ах к общей площади района)

Название административного района	Общая площадь	Значения уклонов (градусы)									
		—	1—3	3—5	5—8	8—12	12—16	16—20	20—30	30—40	Более 40
1. Абовянский	100	0,4	9,2	18,1	37,1	19,2	11,1	2,6	1,1	—	1,2
2. Азизбековский	100	—	1,3	9,5	21,0	24,0	28,2	9,8	5,1	—	1,1
3. Алавердский	100	0,5	3,2	1,9	4,4	28,0	13,2	15,0	26,6	5,4	1,8
4. Амасийский	100	16,4*	27,8	18,5	17,3	9,6	7,0	1,7	0,4	—	1,3
5. Анийский	100	1,8	13,7	41,2	19,4	11,6	1,1	—	—	—	1,2
6. Апаранский	100	4,0	6,4	13,1	24,1	19,4	13,2	10,0	8,2	1,1	0,5
7. Арташатский	100	28,6	10,0	4,9	9,8	13,8	14,7	5,8	4,1	0,5	2,8
8. Артикский	100	6,9	17,4	26,2	33,9	10,6	1,9	1,2	0,9	0,5	0,5
9. Ахурянский	100	31,0	28,2	10,4	12,6	8,0	6,5	1,5	1,4	—	0,4
10. Аштаракский	100	2,9	22,8	27,0	25,0	12,6	3,0	2,4	1,9	0,5	1,9
11. Басаргечарский	100	16,2	17,6	8,8	14,4	7,6	9,6	10,7	12,1	2,8	0,2
12. Вединский	100	15,6	2,9	4,3	10,5	18,4	20,0	12,2	11,3	1,9	2,9
13. Горисский	100	—	4,5	11,2	16,9	11,8	17,5	12,3	18,0	5,3	2,5
14. Гугаркский	100	0,5	0,8	2,5	6,1	14,4	14,0	16,8	36,6	7,5	0,8
15. Гукасянский	100	20,8	16,4	15,2	17,6	12,6	12,3	3,5	2,1	—	—
16. Ехегнадзорский	100	—	0,6	3,4	16,9	19,4	22,6	15,7	16,6	1,5	3,3
17. Иджеванский	100	—	0,7	0,9	7,8	21,3	16,5	24,8	21,6	4,6	2,6
18. Калининский	100	29,4	12,6	11,2	13,2	10,8	8,7	6,5	6,0	0,9	0,7
19. им. Камо	100	7,0	15,2	25,2	27,7	13,4	5,5	3,4	1,6	0,1	0,9
20. Кафанский	100	—	0,1	—	1,5	7,3	19,3	15,7	36,5	25,9	3,9
21. Красносельский	100	0,6	2,5	4,0	9,5	17,2	22,5	18,0	21,0	4,1	0,6
22. Мегринский	100	—	—	0,3	1,3	3,3	6,9	13,6	58,2	13,1	3,3
23. Мартунинский	100	8,1	6,9	16,5	38,2	12,6	8,0	4,5	3,6	0,8	0,8
24. Ноемберянский	100	2,3	2,8	4,8	18,0	30,0	17,6	15,4	8,2	0,8	0,1
25. Октемберянский	100	60,0	21,4	10,9	4,2	1,5	0,5	—	—	—	1,0
26. Разданский	100	0,2	9,9	11,3	11,3	9,0	16,8	17,4	20,8	2,4	0,9
27. Севанский	100	6,2	24,8	12,4	12,1	12,0	25,0	5,0	1,6	—	0,1
28. Сисианский	100	0,1	3,9	12,3	23,8	15,6	13,5	8,6	19,4	1,9	0,9
29. Спитакский	100	2,5	6,9	4,1	10,2	18,7	21,2	11,0	23,3	1,4	0,7
30. Степанаванский	100	5,8	10,2	8,1	7,7	12,9	11,4	12,2	26,7	2,8	2,2
31. Талинский	100	2,9	37,5	33,9	17,5	5,8	1,4	0,3	0,2	—	0,5
32. Шамшадинский	100	—	0,2	1,1	5,5	14,6	16,7	28,2	29,4	4,0	0,3
33. Эчмиадзинский	100	66,6	17,1	8,7	5,4	1,4	11,6	—	—	—	—
34. г. Ереван**	100	20,0	34,1	25,6	11,7	6,4	0,6	—	—	—	1,6
Всего по АрмССР***	100	8,4	10,3	10,8	15,2	13,9	12,6	10,1	14,0	3,3	1,4

* В т. ч. площадь оз. Арпи — 3,6%.

** Территории остальных городов республиканского подчинения учтены в соответствующих районах.

*** Без площади оз. Севан.

охарактеризованы как удовлетворительные, для отдельных отраслей создают серьезные осложнения и приводят к значительному увеличению материальных и трудовых затрат.

Уклоны круче 16° занимают около 29% всей суши Армянской ССР и отличаются тем, что не могут быть интенсивно и всесторонне использо-

Таблица 2

Распределение уклонов территории Армянской ССР по высотным поясам

Величины уклонов (в градусах)	Высотные пояса (в метрах н. у. м.)														Всего по АрмССР	
	До 500		500—800		800—1000		1000—1500		1500—2000		2000—2500		выше 2500			
	га	%	га	%	га	%	га	%	га	%	га	%	га	%	га	%
до 1	1010	0,4	2740	1,1	119021	50,3	29616	12,4	58445	24,5	26011	10,9	1000	0,4	237843	100,0
1—3	400	0,1	3885	1,4	29278	10,4	94745	33,4	87450	30,9	52523	18,6	14994	5,2	283275	100,0
3—5	95	...	3379	1,1	14300	4,6	84207	27,3	94006	30,5	83253	27,0	30013	9,5	309153	100,0
5—8	100	...	13516	3,1	8054	1,9	56001	13,0	122506	28,1	129175	29,9	105120	24,0	434472	100,0
8—12	145	...	10175	2,6	14930	3,7	79547	19,9	111554	28,1	92933	23,3	89858	22,4	399142	100,0
12—16	163	0,1	6292	1,8	14619	4,1	58543	16,3	111108	31,0	102026	28,5	65570	18,2	358391	100,0
16—20	113	...	6324	2,2	14732	5,1	56181	19,6	78319	27,3	79693	27,8	52096	18,0	287488	100,0
20—30	394	0,1	6842	1,7	15051	3,8	61109	15,4	106907	27,0	126743	31,8	80742	20,2	397788	100,0
30—40	—	—	1559	1,6	4125	4,5	13098	14,2	18978	20,5	26743	25,8	30933	33,5	92570	100,0
Более 40	—	—	615	1,6	736	1,9	9440	24,0	8327	21,2	10844	27,4	9379	28,9	39341	100,0
Итого	2420	0,1	55327	1,9	234746	8,1	542487	19,0	797600	28,1	727148	25,6	479605	17,2	2839433	100,0

ваны народным хозяйством. Только территории с уклоном $16-30^\circ$ могут быть охарактеризованы как ограниченно пригодные, и то лишь для некоторых отраслей материального производства (садоводство, сенокосение, выпас скота и в отдельных только случаях крупная капитальная застройка и расселение). На этих уклонах, особенно начиная с 20° , значительно развит весь комплекс процессов выветривания и денудации. Эрозия, в частности, принимает иногда катастрофический характер. Встречаются оголенные, лишенные почвенного покрова участки (выходы коренных горных пород). Эти процессы с одной стороны, и сама крутизна уклонов, — с другой, крайне ограничивают возможности хозяйственного использования территории. Сильно ухудшаются условия даже для пастбищного животноводства. Они непригодны для расселения и крупной капитальной застройки. В редких случаях склоны застраиваются в небольших поселениях сельского типа, в центрах горнодобывающей промышленности и на курортах.

Территории с уклонами более 30° практически непригодны для хозяйственного использования, если не считать сравнительно ограниченные площади покрытых травой участков, используемых для выпаса овец и коз (при крутизне менее $45-50^\circ$).

На особенности хозяйственного использования уклонов большое влияние оказывает абсолютная высота, обуславливающая многие стороны природного комплекса данной местности. Результаты измерений площади территорий с разными уклонами, по высотным поясам сведены в табл. 2.

Различия в рельефных условиях для хозяйственного использования более разительны между территориями административных районов, что видно из табл. 3.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21.III.1966.

Լ. Ն. ՎԱԼԵՍՅԱՆ, Ֆ. Ս. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ, Դ. Ա. ՊՈՂՈՍՅԱՆ, Ա. Ա. ԹԱՄԱԶՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՄԱԿԵՐԵՎՈՒՅԹԻ ԹԵՔՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՄԱՆ
ԵՎ ՏՆՏԵՍԱԿԱՆ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Մակերևույթի թեքությունը տերիտորիայի ֆիզիկական այն հատկանիշների թվին է պատկանում, որոնք անմիջական և խորն ազդեցություն են ունենում մարդու արտադրական գործունեության բոլոր բնագավառների վրա: Հստորում, այդ ազդեցության բանական արտահայտությունը փոխվում է՝ կախված տնտեսության ճյուղից և թեքությունների մեծությունից: Նկատի ունենալով արտադրության ճյուղերի ամբողջ միասնությունը, մակերևույթի թեքությունները բաժանել ենք մեծությունների հետևյալ խմբերի՝ մինչև 1° , $1-3^\circ$, $3-5^\circ$, $5-8^\circ$, $8-12^\circ$, $12-16^\circ$, $16-20^\circ$, $20-30^\circ$, $30-40^\circ$, 40° -ից ավելի:

Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայի բարտեղաչափական մեթոդով ստացված տվյալները մշակվել են ըստ վարչական շրջանների և ուղղաձիգ գոտիների: Բերված սխեմատիկ բարտեղը տալիս է հանրապետության մակերևույթի թեքությանների գրաֆիկական պատկերը: Նրանց քանակական դնահատականի որոշ արդյունքներ ամփոփված են աղյուսակներում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Валесян Л. А. Оценка и классификация условий рельефа для целей хозяйственного использования. Изв. АН СССР, Серия географическая, 1966, № 6.
- Раменский Л. Г. Введение в комплекс почвенно-геоботаническое исследование земель. Сельхозгиз, М., 1938.
- Звонкова Т. В. Изучение рельефа в практических целях. Географгиз, М., 1959.
- Сильвестров С. И. Рельеф и земледелие, Сельхозгиз, М., 1955.
- Горинов А. В. Изыскание и проектирование железных дорог. Трансжелдориздат. М., 1961.
- Давидович В. Г. Планировка городов и районов. Стройиздат, М., 1964.

Э. М. НАЛБАНДЯН, В. О. ПАРОНИКЯН

О РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ АЛАВЕРДСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многие вопросы, касающиеся геологии, структуры, рудовмещающих пород Алавердского месторождения, являются спорными или недостаточно выясненными. В этой связи актуальной задачей становится изучение рудовмещающих пород и определение их места в общей стратиграфической схеме района.

Вопрос связи оруденения с определенным комплексом пород был затронут в работах многих исследователей [1—8] и, поскольку решение его имеет непосредственное отношение к толще, так называемых, «агломератов», небезынтересно привести данные некоторых исследователей относительно их состава и возраста.

Так например, В. Г. Грушевой [4] определяет возраст этих пород как верхний байос — нижний бат, а встречающиеся в породе зеленовато-серые тонкослоистые туффиты параллелизует с туфоосадочными породами, развитыми в пределах месторождения.

В отличие от него А. Т. Асланян [2] грубообломочные агломератовые породы считает фаціальным аналогом «туфобрекчий нижних порфиритов» и возраст соответственно с этим определяет как нижняя юра.

О. С. Степанян [8], признавая верхнебайосский — нижне батский возраст этих пород, отмечает, что «агломераты» подстилаются туфопесчаниками и время их образования близко по времени к средним горизонтам верхнебайосской туфоосадочной свиты.

По схеме С. С. Мкртчяна и Б. С. Вартапетяна [3, 6] «агломератовые» пирокластические породы (Алавердская голща) стратиграфически находятся выше горизонта кератофилов и туфопесчаников.

П. Ф. Сопко [1] считает эти породы фаціальным аналогом туфопесчаников и принимает байос-батский их возраст.

Н. Р. Азарян [1] «агломератовые» породы выделяет в свиту вулканогенно-осадочных отложений верхнего байоса, в которую, как фаціальный аналог, включаются также фиолетовые туфы кератофилов и туфопесчаники.

Вышеизложенное свидетельствует о противоречивости и недостаточной точности определения места «агломератовых» пород в стратиграфической схеме, а следовательно усложняет представления о их конкретном значении, как пород, вмещающих оруденение.

В настоящей статье приводятся дополнительные данные, позволяющие уточнить местоположение и роль этих образований в процессе рудоотложения.

Толща «агломератов» своей нижней частью повсеместно залегает на туфобрекчиях нижних порфиритов, чем в достаточной степени определяется ее нижняя граница. Верхние части толщи обнажаются на правом борту Алавердского ручья у северного конца, так называемого «второго расширения», где «агломераты» кверху переходят в умеренно кислые породы, которые, в свою очередь, перекрываются туфоосадочными породами алавердской свиты.

В разрезе по направлению бывший медеплавильный завод (по сухому лугу) — г. Шахта, пирокластические породы указанного комплекса выше по разрезу переходят в вулканогенно-обломочные породы фиолетового цвета (мощность 3 м), которые, в свою очередь, перекрываются маркирующим горизонтом фиолетовых туфов, мощностью 1 м, с среднебайосской фауной (1). Отмеченные породы перекрываются туфоосадочной толщей алавердской свиты мощностью в 25 м.

Наибольший интерес представляет разрез по скважине № 97 (фиг. 1). Здесь также под туфопесчаниками залегают фиолетовые туфы, состоящие из осколков эффузивных пород среднего состава (размеры осколков 0,05—1,0 мм), которые цементируются карбонатным веществом с остатками микрофауны. Фиолетовая окраска пород, очевидно, обусловлена наличием в породе тонких вкрапленников гидроокислов железа и гематита.

Указанные фиолетовые туфы подстилаются вулканогенно-обломочными породами мощностью около 100 м. Порода состоит из обломков разных величин среднего и умеренно кислого состава, которые подвергнуты карбонатизации, хлоритизации, частично также окремнению, цеолитизации и серицитизации. По петрографическому, литологическому составу и гипсометрическому положению эти породы соответствуют горизонту «агломератовых» пород.

Указанные пирокластические породы вниз по разрезу фациально сменяются более кислыми кварцсодержащими вулканогенно-обломочными породами. С глубиной содержание первичного кварца в этих породах постепенно увеличивается и на интервале 360—400 м породы приобретают умеренно кислый состав.

Последние, на основании петрографического изучения и химических анализов, именуется нами кварцевыми плагиопорфирами. Представлены они светло- и темносерыми породами, иногда с фиолетовой окраской. Структура породы порфировая с полнокристаллической основной массой. Последняя состоит из сферолитов полевого шпата, частью имеющих радиально-лучистое строение. Кварц в основной массе имеет подчиненное значение. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и кварцем. Наблюдаются также псевдоморфозы хлорита по пироксену. Полевой шпат замещается пелитовым веществом, серицитом и вторичным аль-

битом (№ 7), а также карбонатом. В породе отмечаются участки с пегматитовым прорастанием плагиоклаза и кварца. Из акцессорных минералов установлен апатит, рутил.

Описанная порода (кварцевый плагиопорфир) по внешнему облику, петрографическому составу и данным химических анализов приближается к кварцевым кератофирам, широко распространенным в пределах Шамлугского месторождения (см. табл. 1).

Начиная с 416 м в скважине наблюдается чередование относительно свежих разностей кварцевых плагиопорфиров с участками сильно раздробленных, рассланцованных пород, которые подвергнуты интенсивному гидротермальному воздействию и в которых в изобилии содержатся вкрапленники пирита, халькопирита и реже сфалерита. Гидротермальные изменения выражены в серицитизации и карбонатизации плагиоклаза, хлоритизации и серицитизации основной массы. На некоторых интервалах порода имеет существенно кварцево-серицитовый состав.

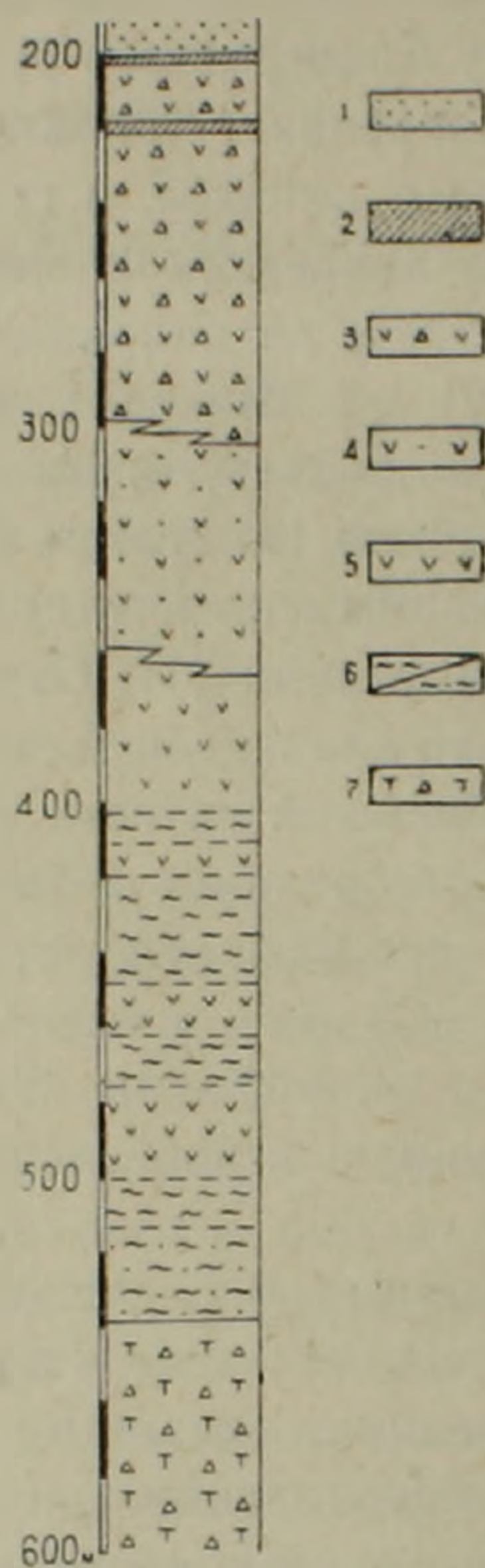
В этих же породах, в приконтактовой части с туфобрекчиями порфиритов, в зоне дробления, наблюдается сильное огипсование пород с вкрапленниками сульфидов железа и меди. Конец разреза представлен относительно свежими туфобрекчиями порфиритов.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы:

1. Установленные кварцевые плагиопорфиры являются фациальным аналогом пирокластических вулканогенно-обломочных пород, известных на месторождении под названием «агломератов».

2. Указанный комплекс пород параллелизуется с кератофировым горизонтом Алавердского района, в связи с чем их стратиграфическое положение становится вполне определенным.

3. Локальное развитие и значительная мощность кварцевых плагио-



Фиг. 1. Разрез по скважине № 97, М 1:2000. 1. Туфопесчаник Алавердской свиты. 2. Фиолетовые туфы. 3. Пирокластические вулканогенно-обломочные породы «агломераты»). 4. Кварцсодержащие вулканогенно-обломочные породы. 5. Кварцевые плагиопорфиры («кварцевый кератофир»). 6. Раздробленные, рассланцованные, гидротермально измененные кварцевые плагиопорфиры с вкрапленностью пирита, халькопирита и реже сфалерита; те же породы с сильным огипсованием. 7. Туфобрекчии порфиритов.

Таблица 1

Название образцов	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	SO ₃	H ₂ O	п. п. п.
Вулканогенно-обломочная порода „агломерат“	2127a	50,5	0,90	19,77	4,94	4,44	0,37	5,95	4,60	5,30	0,48	0,07	Н. О.	Н. О.	0,50	2,79
Кварцевый плагиопорфир	62/5	77,34	0,33	11,96	1,12	1,48	0,01	0,72	0,14	6,40	0,18	0,12	Н. О.	Н. О.	0,22	0,59
Кварцевый плагиопорфир	1907	73,34	0,33	12,81	3,23	1,72	0,04	0,77	0,44	6,40	0,22	—	—	—	0,11	1,76
Средний химический состав кварце- вых кератофиров Алавердского рудного района по данным 9 хим. анализов		75,4	0,31	11,37	2,10	1,20	0,09	1,87	0,65	3,42	0,56	—	—	—	—	—

Химические анализы выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР.

Аналитики: В. А. Бабаян и С. Г. Чаталян.

порфиров в северной части месторождения позволяют предположить наличие в этой части корней их излияния и возможной приуроченности к ним более интенсивного оруденения.

4. Пространственно более интенсивное оруденение тяготеет к этому комплексу пород, а конкретнее к ее нижней части, примыкающей к горизонту туфобрекчий порфиритов.

Эта приуроченность оруденения к границе двух комплексов пород возможно обусловлена межформационными подвижками.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.III.1966.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР, 1963.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
3. Вартапетян Б. С., Шехян Г. Г. К вопросу о закономерностях распределения медного оруденения и направлении разведочных работ на Алавердском месторождении. Тр НИГМИ, вып. II, 1961.
4. Грушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье. Геол. изд. главн. геолого-разв. управления, М.—Л., 1930.
5. Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
6. Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм ССР, № 3, 1957.
7. Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского района. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
8. Степанян О. С. Южная часть Алавердского месторождения. Тр. Арм. ФАН, 1939.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Р. С. МИНАСЯН

К МЕТОДИКЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КРИВЫХ ЭЛЕКТРОЗОНДИРОВАНИЯ, ПОЛУЧЕННЫХ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ РАЙОНАХ

Известно, что при проведении площадных исследований методом электрозондирования (ВЭЗ) важное значение для количественной обработки наблюдаемых кривых имеет определение удельных сопротивлений (ρ) промежуточных слоев. Имеющиеся данные ρ вулканических пород центральной и юго-западной Армении показывают, что изменение сопротивления лав от участка к участку делают невозможным распространение на сколько-нибудь значительную площадь данных параметрических зондирований. Поэтому для определения наиболее надежных значений ρ вулканических пород предлагается следующая последовательность обработки полевых данных.

Первый этап заключается в предварительной интерпретации наблюдаемых кривых зондирования по принципу их наилучшего совмещения с известными теоретическими кривыми. В первую очередь интерпретируются параметрические кривые, затем те, для которых $\gamma_2 > 9$ и т. д.

При обработке кривых, по возможности, нужно использовать теоретические палетки с одинаковым значением μ_2 или близкие к нему значения. Это обусловит примерно одинаковую величину возможной систематической ошибки.

На втором этапе результаты предварительной интерпретации наносятся на соответствующую схему и по значениям ρ проводится районирование изучаемой территории.

Окончательная интерпретация проводится на третьем этапе. При этом для каждого выделенного участка пород определяется их наиболее вероятное значение $\bar{\rho}$ (статистическое значение ρ). После этого проводится количественная обработка с использованием теоретических палеток.

Рассмотрим несколько подробнее вопросы, связанные с предлагаемым приемом обработки кривых ВЭЗ.

Значения ρ , полученные при предварительной интерпретации мы считаем случайными величинами, т. е. ни одно из них не является достоверным значением искомой величины. $\bar{\rho}$. Для нас в данном случае интерес представляют не величины отдельных значений электросопротивления на изучаемой площади, а общие закономерности их распределения на изучаемой площади.

Такой подход к материалам предварительной обработки позволяет обратиться к законам математической статистики с целью получения обоснованных параметров, необходимых для окончательной интерпретации кривых ВЭЗ.

Предполагается, что изменение на площади значения ρ для однотипных лав подчиняется нормальному закону распределения. В этом случае вычисления искомых статистических значений ρ лучше всего представлять результаты предварительной обработки в виде графиков накопленных частот. При этом, если использовать вероятностную бумагу, то вычерченный на ней график накопленных частот, как известно, в случае нормального распределения превращается в прямую линию. Если же наблюдаются изломы и изменения углов наклона ветвей графика, то необходимо пересмотреть общую сводку вычисленных

Разделением единой площади на более «мелкие» участки получают графики накопленных частот в виде прямой линии.

Опыт построения графиков накопленных частот для отдельных распределений ρ вулканических пород показывает, что в ряде случаев, точки, по которым они проводятся, отходят от прямой. Естественно, возникает вопрос: объясняется ли это расхождение между статистическим и теоретическим распределениями только случайными обстоятельствами, связанными с ограниченным числом наблюдений или оно является существенным и связано с тем, что данное распределение ρ не подчиняется нормальному закону. В математической статистике мерой указанного расхождения служат критерии согласия. Наиболее простым и удобным способом в случае представления результатов наблюдений в форме графиков накопленных частот следует считать критерий согласия А. Н. Колмогорова. Использование этого критерия позволило установить соответствие наблюдаемых распределений ρ принятому нормальному закону.

С помощью графиков накопленных частот определяются основные числовые характеристики ρ и σ_ρ (стандарт или квадратичное отклонение величины ρ от $\bar{\rho}$) наблюдаемого распределения. По пересечению срединяющей прямой построенного графика с линией ординат (в данном случае соответствующей накопленным частотам) равной 50%, определяется среднее арифметическое значение $\bar{\rho}$, а по значению абсциссы, соответствующей ординате со значением накопленной частоты $P = 15,9\%$ — величина $(\bar{\rho} + \sigma_\rho)$. Отсюда легко вычислить среднеквадратичное отклонение $\sigma_\rho = (\bar{\rho} + \sigma_\rho) - \bar{\rho}$. Следует отметить, что вычисленные указанным способом ρ и σ_ρ , которые служат основой для окончательной интерпретации кривых ВЭЗ, получаются из конечной выборки распределения и поэтому они характеризуют лавовые образования исследуемой территории с определенной степенью достоверности. Выводы, которые делаются по наблюдаемым распределениям, нельзя без дополнительного исследования считать достаточно надежными. В силу закона больших чисел, при достаточно большом объеме выборки с вероятностью близкой к единице, можно ожидать, что параметры выборочной совокупности будут столь угодно близки к параметрам генеральной совокупности. Поэто-

му числовые характеристики наблюдаемых распределений $\bar{p}$ для отдельных участков можно считать приближенными значениями тех вероятностных параметров распределения, которые следовало бы вычислить для этих же районов при достаточно большом числе наблюдений (т. е. для генеральной совокупности).

Однако, мы можем составить некоторое представление о неизвестных генеральных совокупностях, если найдем, хотя бы приближенно, средние квадратичные ошибки параметров выборочной совокупности отдельных участков.

Наконец, очень важным является также определение возможных результатов будущих наблюдений случайной величины p . Это можно сделать, если известны доверительные границы его изменения, т. е. границы областей, внутри которых будут заключаться значения p .

При 5%-ном уровне значимости для нормального распределения доверительные границы для доверительной вероятности 0,99 можно вычислить по известным соотношениям:

1. Нижняя граница $p - 2,58 \sigma$.
2. Верхняя граница $p + 2,58 \sigma$.

На основании предложенной методики обработано около 1000 кривых зондирований, выполненных в пределах Араратской котловины и Гегамского вулканического нагорья. Изучение закономерности распределения p указанных районов позволило провести их районирование по величинам статистических значений сопротивлений. Ниже приводятся данные основных числовых характеристик участков, выделенных в этих районах.

Таблица 1

Район исследования	Статистическое значение уд. сопротивл. лав ($\bar{p}$)	Среднекв. отклонен. σ	Среднекв. ошибки		Доверительн. границы	
			$\delta_{\bar{p}}$	δ_{σ}	от	до

а) Араратская котловина

1. Участок I	850	200	24	16	350	1350
2. Участок II	1500	230	27	19	900	2600
3. Участок III	3000	800	80	15	1000	5000

б) Гегамское нагорье

1. Участок IV	1350	450	40	28	200	1500
2. Участок V	2700	800	85	60	700	4700
3. Участок VI	5500	800	110	80	3500	7500

По результатам количественной обработки кривых ВЭЗ построен ряд геолого-геофизических карт, в частности, карты мощности вулканических пород и их палеорельефа, позволяющие сделать важные практические выводы.

Управление геологии Совета Министров
Армянской ССР

Поступила 5.V.1966.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Длин А. М. Математическая статистика в технике. М., 1949.
Известия, XIX, № 6—7

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Г. О. ГАЗАРЯН

К ВОПРОСУ О СКВАЖИННОМ ВАРИАНТЕ
МЕТОДА СДВ-РАДИОКИП

В настоящее время перед геофизическими исследованиями во всю ширь ставится проблема поисков и разведки глубокозалегающих рудных объектов. При исследовании таких объектов большими перспективами обладают методы подземной геофизики [1]. Однако, из-за специфичности производства геофизических работ в рудниках и шахтах, выдвигается задача разработки новой методики и техники исследований, новой аппаратуры и особых приемов интерпретации.

К числу методов подземной геофизики может быть отнесен подземный вариант метода радиокип с использованием полей сверхдлинноволновых радиостанций, работающих в диапазоне частот 10—30 кгц (СДВ-радиокип).

Благодаря большой глубине проникновения в землю сверхдлинных радиоволн, характер электромагнитного поля в горных породах может непосредственно изучаться в подземных условиях, чем достигается с одной стороны приближение к искомому объекту, а с другой—снижение влияния поверхностных неоднородностей и рельефа.

В результате возрастает отношение полезный сигнал—уровень помех и, следовательно, глубинность метода.

Впервые метод СДВ-радиокип в подземном варианте был опробован автором в 1964 г. на Ахтальском полиметаллическом месторождении с измерением компонент электромагнитного поля в штольне на разных горизонтах, в среднем, на глубине 300 м. При этом были отмечены аномалии, связанные с наличием рудного тела и контакта кварцевых порфиров и порфиринов [2].

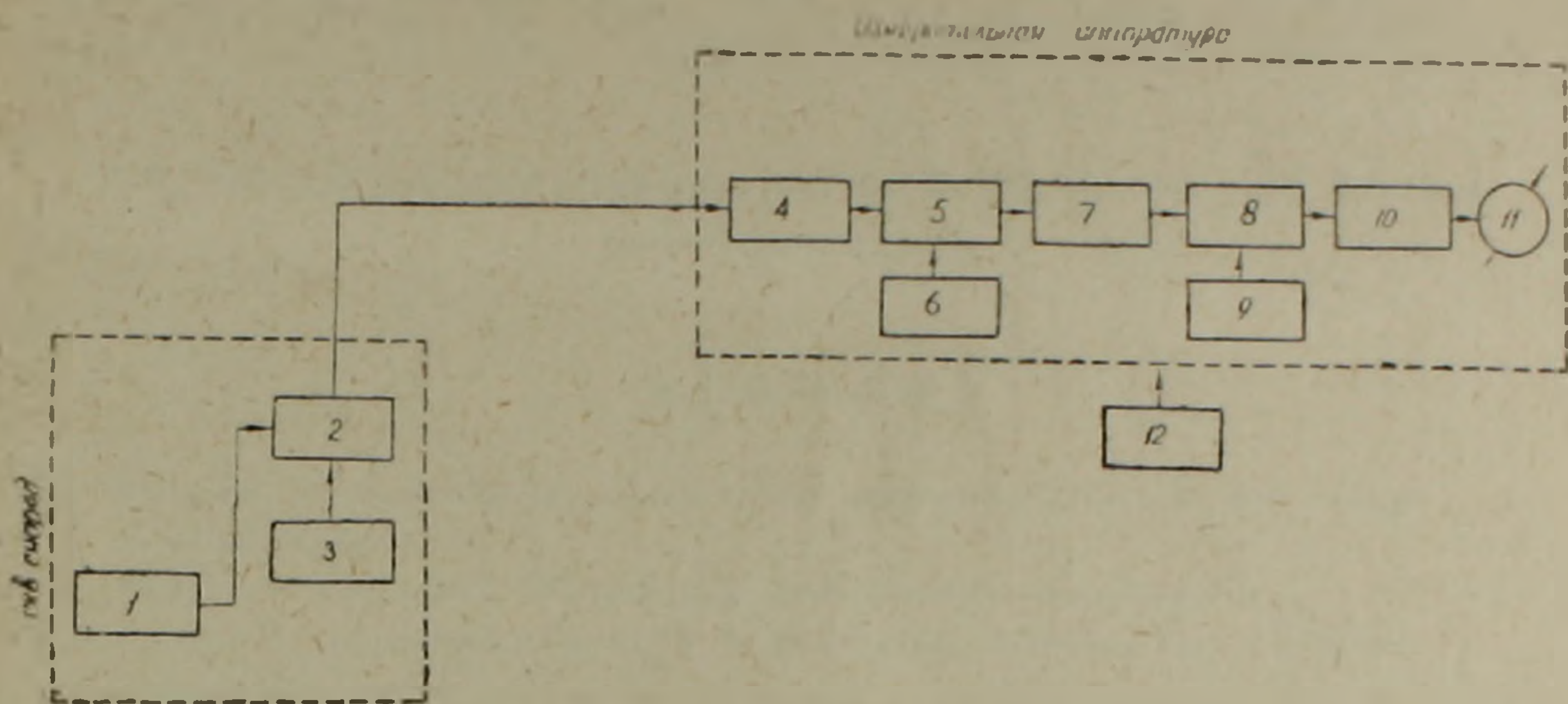
В настоящей заметке нами ставится вопрос о возможности использования метода СДВ-радиокип также и в скважинном варианте. Очевидно, в этом случае отсутствие специального передатчика позволит осуществить измерения в однокважинном варианте, что создает определенные технические преимущества по сравнению с обычным радиоволновым просвечиванием.

Для рассматриваемого метода прибор должен включать в себя скважинный снаряд и выносную измерительную аппаратуру с электронно-регистрирующей системой.

Скважинный снаряд представит собою водонепроницаемую гильзу, в которой помещается приемная система, состоящая из трех отдельных взаимно перпендикулярных антенн—одной продольной и двух поперечных. Специальная конструкция обеспечит постоянную ориентацию системы антенн в пространстве. Такая система антенн даст возможность измерения трех компонент электромагнитного поля — H_x , H_y и H_z .

Измерительная аппаратура будет состоять из микровольтметра.

Общая блок-схема прибора представлена на фиг. 1.



Фиг. 1. Общая блок-схема прибора скважинного варианта метода СДВ-радиокип.

Высокочастотный сигнал, принятый антенной (1), поступает на вход усилителей высокой частоты (2) и (4) и далее на вход смесителя (5), к которому подводится напряжение от отдельного гетеродина (6). Напряжение промежуточной частоты, снимаемое с выхода смесителя, усиливается усилителем промежуточной частоты (7) и поступает на вход детектора (8). К детектору (8) подводится напряжение от второго гетеродина (9). С выхода диодного детектора сигнал подается на усилитель низкой частоты (10), к которому подключен стрелочный индикатор (11).

Питание прибора будет осуществляться от сухих батарей (3) и (12).

Особый интерес представляет применение этого метода в стадии проходки горных выработок. В этом случае, предварительно пробуренные горизонтальные и наклонные скважины в подземных горных выработках и проведенные в них геофизические исследования методом СДВ-радиокип, дадут возможность более целесообразно направить горнопроходческие работы.

Для горизонтальных и наклонных скважин при затапливании снаряда в скважину необходимы соответствующие штанги с замковыми соединениями, а в случае глубоких скважин целесообразно использовать пневматический штанговый тягач-держатель [3].

Сочетая метод СДВ-радиокип в скважинном варианте с подземным бурением можно повысить геологоэкономическую эффективность работ.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии

АН Армянской ССР

Поступила 12.V.1966.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бондаренко В. М., Коваленко Н. Д., Мудрецова Е. А., Тархов А. Г. Подземная геофизическая разведка. Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса, «Недра», 1965.
2. Газарян Г. О. Результаты опробования сверхдлинноволнового варианта метода радиокип в Армении, Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 3—4, 1965.
3. Федюк В. И. Возможности геофизики при разведочно-эксплуатационных работах на рудных месторождениях, Бюлл. ОНТИ ВИЭМС, № 4, вып. 20, 1965.

ՀԱՍՆ ԳԱ «Տեղեկագրի» (գիտություններ երկրի մասին) XIX հատորի բովանդակությունը

ՊԱՆՈՒԹՈՒԹՅՈՒՆ

Լ. Ա. Ավագյան, Լ. Ի. Ալեխանյան, Հայաստանում պալեոլիթի տարածության փոփոխությունները	1—2—3
Ս. Ա. Բուրիկյան, Հայկական ՍՍՀ պլիստոցենի նստվածքների ստրատիգրաֆիկական դասակարգումը	1—2—10
Ս. Ա. Բուրիկյան, Հայաստանի պլիստոցենի նստվածքների ստրատիգրաֆիկական դասակարգումը (Ներկայումս)	3—3
Պ. Մ. Ասլանյան, Պլեյստոցենյան քաղցրահամ ջրային փափկամորթների նոր մայրիկների հայտնաբերումը Երևանի մոտ	4—3
Ս. Մ. Գրիգորյան, Հայկական ՍՍՀ-ի պալեոգենի նստվածքների ապոֆիզիաները և նրանց ստրատիգրաֆիկական նշանակությունը	5—3
Ս. Ա. Բուրիկյան, Հայկական ՍՍՀ (Հրազդանի և Հոկտեմբերյանի շրջանների) կոնկրետների նստվածքներում հայտնաբերված ստրատիգրաֆիկական դասակարգումը	5—20
Ա. Ե. Պետրոսյան, Հայաստանի միջին էոցենի ստրատիգրաֆիկային վերաբերող նյութեր	5—26
Ա. Ե. Պետրոսյան, Մի քանի նումմուլիտներ Հայաստանի ստորին էոցենի նստվածքներից	6—3

ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱ

Ս. Վ. Ղազարյան, Նոր տվյալներ էոցենի և յուրալի սահմանի մասին ՀՍՀ Արարատի շրջանում	1—2—43
Է. Խ. Խաչատրյան, Հոռու սարահարթի զոլերի տարածության լավաների ստրատիգրաֆիկական դիրքը Ջալալաբադի լեռների հարթավայրի կոմպլեքսի կտրվածքում	5—38
Հ. Ա. Թումանյան, Նոր տվյալներ Կողբի ինտրուզիայի հասակի մասին	5—47

ԹԵՄԱՏԻԿԱԿԱՆ ԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

Ա. Հ. Գաբրիելյան, Է. Կ. Թադևոսյան, ՀՍՀ և Անտիկովկասի հարակից շրջանների երկրաբանական-երկրաֆիզիկական շրջանացման սխեմա	1—2—21
---	--------

ՏԵԿՏՈՆԻԿԱ

Լ. Ս. Մելիքյան, Սևանա լճի հյուսիս-արևելյան ափի տեկտոնական կառուցվածքի առիթով	1—2—52
Է. Վ. Անանյան, Ղափանի բրախիանտիկլինորիումի ապարների ճեղքավորվածության մի քանի գծերը	3—31

ԼԻԹՈԼՈԳԻԱ

- Մ. Ա. Սարյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան, Երևան-Վեդու ճկվածքի դանիական-պալեոցենյան ֆացիաների և պալեոաշխարհագրության հարցի շուրջը 1—2—34
- Ս. Գ. Սարգսյան, Վ. Պ. Հասրաթյան, Հ. Ա. Սաղոյան, Շորադրյուրի շերտախմբի (ստորին-միջան օլիգոցեն) զնդած, ձվածիրած և ներքնական կոնկրեցիաների մասին 3—12
- Ի. Խ. Պետրոսով, Հրաբխականության ազդեցությունը Մերձերևանյան շրջանի օլիգոցեն-միոցենյան հասակի կավերի նյութական կազմի վրա 4—10

ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱ

- Ս. Ի. Բալասանյան, Գրանիտոիդների առաջացման հարցի շուրջը (Հայկական ՍՍՀ օրինակով) 1—2—68
- Ս. Ա. Փալանջյան, Որոշ տվյալներ Հայկական ՍՍՀ ուտրահիմքային ապարների պետրոքիմիական առանձնահատկությունների վերաբերյալ 1—2—79
- Ռ. Լ. Մելիճյան, Էֆուզիվ և ինտրուզիվ մագմատիզմի փոխհարաբերությունը (Ալավերդու շրջանի յուրա-նեոկոմի հասակի մագմատիզմի օրինակով) 1—2—90
- Է. Խ. Ղուլյան, Բարգուշատի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջի մագմատիկ ապարների պետրոքիմիական մի քանի առանձնահատկությունները 3—32
- Գ. Պ. Քաղզասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Ռ. Ս. Մկրտչյան, Է. Ա. Սարգսյան, Գ. Գ. Գուրգենյան, Լ. Մ. Խաչատրյան, Ալավերդու հանքային շրջանի հրաբխային ապարների բաղադրակ հասակի մասին 5—52
- Ռ. Խ. Ղուկասյան, Հայկական ՍՍՀ հարավային մասի մետամորֆային թերթաքարերի և «հին դրանիտների» հասակի հարցի շուրջը 5—64
- Չ. Հ. Չիրուխյան, Երկրակման մեթոդով ինտրուզիվ ապարների բաղադրակ հասակի որոշման որոշ արդյունքների մասին (Հայաստանի կենտրոնական ժայռավոր գոտու ինտրուզիվների օրինակով) 6—15

ՀՐԱՔԽԱԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆ

- Հ. Տ. Միրաթյան, Հրաբխային շիւկների տեքստուրաների բնորոշումը 1—2—102
- Է. Խ. Խաբաթյան, Դերեղ գետի ավազանի զնդած յավաններն ու հիալոկլաստիտները 6—29

ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱ

- Շ. Հ. Ամիրյան, Որոշ նոր տվյալներ Լիճքվադի ոսկու հանքավայրի հանքանյութերի միներալոգիայի և զեոքիմիայի մասին 6—41
- Ա. Լ. Սաղաթյան, Ս. Ա. Աբրամյան, Տ. Մ. Հաբուրյունյան, Լ. Մ. Ազնավուրյան, Ռ. Ի. Իսսահակյան, Ուլֆիդային միներալների մակերեսների էլեկտրական հատկանիշների որոշման մեթոդները 6—53
- Ա. Ի. Կաբալետյան, Գ. Մ. Մկրտչյան, Ռ. Լ. Մելիճյան, Հ. Պ. Գույումճյան, Ս. Ա. Փալանջյան, Տարբեր ծաղման մագնետիտներում զերմանիումի պարունակության հարցի վերաբերյալ 6—62
- Ա. Հ. Կոչոյան, Կայծքարային առաջացումները «Կրուպյայա Շիշկա» բարիտ-կապար-ցինկի երկվակումում 5—73

ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱ

- Ա. Ի. Կաբալետյան, Ս. Ա. Փալանջյան, Դերմանիումը Սևիանի լեռնաշղթայի հարավ արևելյան մասի ինտրուզիվ ապարներում 5—83
- Գ. Մ. Մուրադյան, Բազումի հանքային շրջանի սուրհրաբխային կոմպլեքսի ապարների զեոքիմիական առանձնահատկությունները 6—74

ՕԿՏԱԿԱՐ ՀԱՆԱՄՈՆՆԵՐ

- Ա. Վ. Սարգսյան. Ղափանի հանքային դաշտի խախտման հասակի և հանքայնացման հարցի մասին 1—2—112
- Վ. Հ. Պարոնիկյան. Մետաղների պարունակությունների հաճախականությունների բաշխման ընդհանուր հանքային մարմնում 1—2—113
- Հ. Գ. Մաղախյան. Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայում հանքայնացման տեղաբաշխման օրինաչափությունները և կանխագուշակումը 4—18
- Ա. Կ. Բարաչանյան. Ղազմայի հանքավայրի առաջացման պայմանների հարցի շուրջը 4—37
- Դ. Մ. Գևորգյան. Քրոմիտային հանքամարմինների տեղաբաշխման մի քանի օրինաչափությունների մասին Շորժայի հանքավայրի օրինակի հիման վրա 4—46

ԵՐԿՐԱՅԻՋԻԿԱ

- Շ. Ա. Հովհաննիսյան. Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայում ծանրության ուժի բացասական առումայիններ առաջացնող պատճառների մասին 1—2—132
- Գ. Վ. Վարդեհեւյան. Լարումների հետադոտությունը ծավալային մոդելներում ֆոտոառաձգական մեթոդով 1—2—139
- Ա. Մ. Ալվազյան. Երկրամեխանիկայի հիմքերի շուրջը 1—2—147
- Ա. Մ. Ալվազյան. Երկրամեխանիկայի հիմքերի շուրջը. (Երկրորդ հաղորդում) 3—68

ՋՐԱԵՐԿՐԱՐԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Յու. Վ. Սայադյան. Լենինականի գոգովորության լճային նստվածքների սեղիմենտացիոն ջրերը 3—45
- Ռ. Գ. Հաբուրյունյան. Արարատյան գոգավորության երրորդական նստվածքների ստորերկրյա ջրերի զարգացման պատմությունը 3—52

ԻՆՃԵՆԵՐԱՅԻՆ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Փ. Ա. Տոլկոնենիկով. Հայաստանի լավաների ճեղքվածքության և ճեղքվածքային դատարկությունների քանակական գնահատման սկզբունքները 5—90

ՊԱԼԵՈԱՇԵԱՐՀԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆ

- Գ. Ս. Աբրահամյան. Հայկական ՍՍՀ-ում վերինպլիոցենային սառցապատման հարցի շուրջը 1—2—159

ՀԻԳՐՈԼՈԳԻԱ

- Հ. Կ. Գաբրիելյան. Հայկական ՍՍՀ հրաբխային բարձրավանդակի գետերի կոշտ հոսքը և դենուդացիան 3—60

ԵՐԿՐԱՄՈՐՖՈԼՈԳԻԱ

- Ա. Մ. Իսահակյան. Հունակաղմության երևույթների մեխանիզմի մասին 3—81

ԿԼԻՄԱՏՈԼՈԳԻԱ

- Ռ. Հ. Քաբալայան. Արեգակնային գումարային ճառագայթումը Երևանում 4—55
- Դ. Ա. Ալեխանյան. Մթնոլորտային տեղումների ուժի հիմնական հատկանիշները Հայկական ՍՍՀ-ում 4—64

ՏՆՏԵՍԱԿԱՆ ԱՇԽԱՐՀԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆ

- Հ. Լ. Վալեսյան, Ֆ. Ս. Գևորգյան, Դ. Ա. Պողոսյան, Ա. Ա. Թամազյան, Հայկական ՍՍՀ մակերևույթի թեքությունների բարտեզագրման և տնտեսական զննահատման մի քանի արդյունքները 6—34

ԳԻՏԱԿԱՆ ՆՈԹԵՐ

- Ռ. Ն. Ջառյան, Արհեստական կապարի թելուրատը 1—2—163
- Ռ. Ա. Մանուկյան, Վերին յուրայի (օբսիդոդ-կիմերիշ) հասակի հրաբխա-կարրոնատային ֆորմացիայի կրաքարերի տարատեսակները և նրանց առաջացման որոշ առանձնահատկությունները 1—2—166
- Պ. Լ. Էփրեմյան, Գոգարանի լեռնաշղթայի հովհարաձև կառուցվածքը 1—2—169
- Ա. Ա. Ալամյան, Յաղդանի երկաթ-անագային երևակումը 3—94
- Ս. Հ. Գեյլուրիկյան, Գերմանիումի որոշումը ֆոտոմետրիկ եղանակով բազմամետաղ և կվարց-սուլֆիդային հանքանյութերում առանց էքստրագրման 3—97
- Է. Ա. Կյուրեղյան, Մ. Հ. Էփուզյան, Լիտյումի որոշումը ջրհրի մեջ էքսպրես մեթոդով 3—100
- Գ. Օ Սվաթյան, Հայաստանի վերին էոցենի նստվածքներում Atopodonta Cossmanni (Mollusca Bivalvia) սեռի հայտնաբերման մասին 3—103
- Ա. Ա. Աբարեկյան, Koulabicerat gen. nov. նոր սեռ Միջին Ասիայի արևելյան մասի տուրոնից 4—75
- Ա. Լ. Անսնյան, Պ. Մ. Ղափլանյան, Հաղարծինի ձորի կարրոնատային նստվածքների բնույթի մասին 4—79
- Ս. Մ. Ալվազյան, Հինգափանի կոնտինուումի գրավիտացիոն դաշտը 4—83
- Է. Մ. Նալբանդյան, Վ. Հ. Պարոնիկյան, Ալավերդու հանքավայրի հանքապարների մասին 6—90
- Ռ. Ս. Մինասյան, Հրաբխային շրջաններում ստացված էլեկտրագոնդման կորերի մեկնարանություն մեթոդիկայի շուրջը 5—95
- Գ. Հ. Ղազարյան, Գերերկարալիքային ոադիոկիպ մեթոդի հորատանցքային տարբերակի հարցի շուրջը 6—98

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ

- Ա. Հ. Գյուրիբեկյան, Միջազգային կոլոկվիում նվիրված Եվրոպայի և Փոքր Ասիայի ալպիական ծալքավոր մարզի տեկտոնիկային 1—2—172
- Հանքային հումքի ոռոգման հարցի մասին և վերաբերյալի նվիրված Երրորդ Համամիութենական խորհրդակցության արդյունքները 3—106

ՀՈԹԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

- Ռ. Գ. Գևորգյան, Ս. Տ. Տիգրանյան, Ականավոր երկրաբանական Ա. Ե. Արծրունի (ծընդան 120-ամյակի առթիվ) 1—2—172

Содержание XIX тома «Известий» АН Армянской ССР (науки о Земле)

Палеонтология

- Л. А. Авакян, Л. И. Алексеева. Первая находка палеолоксодонтного слона в Армянской ССР 1—2—3
- С. А. Бубикян. Остракоды из плиоценовых отложений Армянской ССР 1—2—10
- С. А. Бубикян. Остракоды из плиоценовых отложений Армении. (Сообщение второе) 3—3
- П. М. Асланян. Новое местонахождение плейстоценовых пресноводных моллюсков близ Еревана. 4—3
- С. М. Григорян. Ассилины палеогеновых отложений Армянской ССР и их стратиграфическое значение 5—5
- С. А. Бубикян. Остракоды из отложений конкского горизонта Армянской ССР (Разданский, Октемберянский районы). 5—20
- А. Е. Птухян. Материалы к стратиграфии эоцена Армении 5—26
- А. Е. Птухян. Некоторые нуммулиты из нижнеэоценовых отложений Армянской ССР. 6—3

Стратиграфия

- С. В. Казарян. Новые данные о границе распространения эоцена и юры в пределах Алавердского района Армянской ССР 1—2—43
- Э. Х. Харазян. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта 5—38
- Г. А. Туманян. Новые данные о возрасте Кохбской интрузии 5—47

Региональная геология

- А. А. Габриелян, Л. К. Татевосян. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа 1—2—21

Тектоника

- Л. С. Меликян. К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан 1—2—52
- Э. В. Ананян. Некоторые черты трещиноватости пород Кафанского брахиантуклинория 3—21

Литология

- М. А. Сатян, Ж. О. Степанян. О фациях и палеогеографии Еревано-Ведикского прогиба в дании-палеоцене 1—2—34
- С. Г. Саркисян, В. П. Асратян, А. А. Садоян. О шаровидных, эллипсоидальных и матрацевидных конкрециях шорахбюрской свиты (нижнего-среднего олигоцена) 3—12

- И. Х. Петросов. Некоторые особенности влияния вулканизма на вещественный состав олигоцен-миоценовых глин Приереванского района . . . 4—10

Петрография

- С. И. Баласанян. К вопросу о происхождении гранитондов (на примере Армянской ССР) . . . 1—2—63
- С. А. Паланджян. Некоторые данные о петрохимических особенностях ультраосновных пород Армянской ССР . . . 1—2—79
- Р. Л. Мелконян. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района) . . . 1—2—90
- Э. Х. Гулян. Некоторые петрохимические особенности магматических пород северного склона Баргушатского хребта . . . 3—32
- Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, Р. С. Мкртчян, Э. А. Саркисян, Г. Г. Гургенян, Л. М. Хачатрян. Об абсолютном возрасте магматических пород Алавердского рудного района . . . 5—52
- Р. Х. Гукасян. К вопросу о возрасте метаморфических сланцев и «древних гранитов» южной части Армянской ССР . . . 5—64
- З. О. Чибухчян. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). . . 6—15

Вулканология

- А. Т. Микаелян. К характеристике текстур вулканических шлаков . . . 1—2—102
- Э. Х. Харазян. Шаровые лавы и гналокластиты бассейна р. Дебед (Армянская ССР) . . . 6—29

Минералогия

- Ш. О. Амирян. Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личк-вазского золоторудного месторождения . . . 6—41
- А. Л. Саградян, С. А. Абрамян, Т. М. Арутюнян, Л. М. Азнавурян, Р. И. Исаакян. Методики определения электрических характеристик поверхности сульфидных минераллов. . . 6—53
- А. И. Карапетян, Г. М. Мкртчян, Р. Л. Мелконян, Ов. П. Гуюмджян, С. А. Паланджян. К вопросу германиеносности магнетитов различного происхождения . . . 6—62
- А. А. Коджоян. Кремнистые образования на барито-свинцово-цинковом проявлении «Круглая Шишка» . . . 5—73

Геохимия

- А. И. Карапетян, С. А. Паланджян. Германий в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта . . . 5—83
- К. М. Мурадян. Геохимические особенности пород субвулканического комплекса Базумского рудного района Армянской ССР. . . 6—74

Полезные ископаемые

- С. В. Саркисян. К вопросу о возрасте нарушений и оруденения Кафанского рудного поля . . . 1—2—112
- В. О. Пароникян. Характер распределения частот содержаний металлов в теле полезного ископаемого . . . 1—2—112

- И. Г. Магакьян. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР 4—18
- А. К. Бабаджанян. К вопросу об условиях формирования Газминского месторождения 4—37
- Г. М. Геворкян. О некоторых закономерностях размещения хромитовых рудных тел на примере Шоржинского месторождения 4—46

Геофизика

- Ш. С. Оганисян. О причинах вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Армянской ССР 1—2—132
- Г. В. Вардересян. Исследование напряжений в объемных моделях методом фотоупругости 1—2—139
- С. М. Айвазян. К основам геомеханики 1—2—147
- С. М. Айвазян. К основам геомеханики. (Сообщение второе) 3—68

Гидрогеология

- Ю. В. Саядян. Седиментационные воды в озерных отложениях Ленинаканской котловины 3—45
- Р. Г. Арутюнян. История развития подземных вод третичных отложений Ара-ратской котловины 3—52

Инженерная геология

- И. С. Толоконников. Принципы количественной оценки трещиноватости и трещинной пустотности лав Армении 5—90

Палеогеография

- Г. С. Абрамян. К вопросу о верхнеплиоценовом оледенении в Армянской ССР 1—2—159

Гидрология

- Г. К. Габриелян. Твердый сток рек и денудация вулканического нагорья Армянской ССР 3—60

Геоморфология

- С. М. Исаакян. О механике русловых процессов 3—81

Климатология

- Р. А. Карташян. Суммарная солнечная радиация в Ереване 4—56
- Г. А. Александрян. Основные черты режима атмосферных осадков в Армении 4—64

Экономическая география

- Л. А. Валесян, Ф. С. Геворкян, Д. А. Погосян, А. А. Тамазян. Некоторые результаты картирования и хозяйственной оценки уклонов поверхности Армянской ССР 6—84

Научные заметки

- Р. Н. Зарьян. Искусственный теллура́т свинца 1—2—163
- Р. А. Мандалян. Структурно-генетические типы известняков и некоторые черты осадкообразования в верхнеюрской (оксфорд-кимеридж) вулканогенно-карбонатной серии северо-восточной части Армянской ССР 1—2—166

П. Л. Енремян. Веерообразная структура Гогаранского хребта	1—2—169
А. А. Адамян. Ягданское железо-оловянное проявление	3—94
С. А. Дехтрикян. Фотометрический метод определения германия в полиметаллических и кварц-сульфидных рудах без экстракции	3—97
Э. А. Кюрегян, Ц. О. Эксузян. Экспресс-метод определения лития в водах	3—100
Г. О. Сваджян. Об обнаружении рода <i>Atopodonta</i> Cossmann [Mollusca Bivalvia] в верхнеэоценовых отложениях Армении	3—103
А. А. Атабекян. Новый род <i>Koulabiceras</i> gen. nov. из турона восточной части Средней Азии	4—75
А. Л. Ананян, П. М. Капелян. О природе карбонатных отложений Агарцинского ущелья	4—79
С. М. Айвазян. Гравитационное поле пятимерного континуума	4—83
Э. М. Налбандян, В. О. Пароникян. О рудовмещающих породах Алавердского месторождения Армянской ССР	6—90
Р. С. Минасян. К методике интерпретации кривых электрозондирования, полученных в вулканических районах	6—95
Г. О. Газарян. К вопросу о скважинном варианте метода СДВ-радиокип	6—98

Научная хроника

А. А. Габриелян. Международный коллоквиум по тектонике альпийской складчатой области Европы и Малой Азии	1—2—172
Итоги Третьего Всесоюзного совещания по рентгенографии минерального сырья	3—106

Юбилейные даты

Р. Г. Геворкян, С. Т. Тигранян. Выдающийся геохимик А. Е. Арцруни (к 120-летию со дня рождения)	1—2—177
---	---------

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

ՊԱՆՈՆԹՈԼՈԳԻԱ

- Ա. Ն. Պոռուդյան. Մի քանի նումմուլիտներ Հայաստանի ստորին էոցենի նստվածքներից 3

ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱ

2. 2. Զիբուխյան. հրկեակման մեթոդով ինտրուզիվ ապարների բացարձակ հասակի որոշման որոշ արդյունքների մասին (Հայաստանի կենտրոնական ծալքավոր պոտու ինտրուզիվների օրինակով) 15

ՀՐԱՔԵԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- է. Խ. Խառազյան. Դեբեդ գետի ավազանի գնդաձև լավաներն ու հիալոկլաստիտները 29

ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱ

- Շ. 2. Ամիրյան. Որոշ նոր տվյալներ Լիճքվազի ոսկու հանքավայրի հանքանյութերի մի-
ներալոգիայի և գեոքիմիայի մասին 41
- Ա. Լ. Սահրադյան, Ս. Ս. Աբրամյան, Տ. Մ. Հաբուրյունյան, Լ. Մ. Ազնավուրյան, Թ. Ի. Իսահակյան. Սուլֆիդային միներալների մակերեսների էլեկտրական հատկանիշ-
ների որոշման մեթոդները 53
- Ա. Ի. Կառապետյան, Դ. Մ. Մկրտչյան, Թ. Լ. Մելիճյան, Հ. Պ. Գույումճյան, Ս. Ա. Փա-
լանձյան. Տարբեր ծագման մագնետիտներում գերմանիումի պարունակության
հարցի վերաբերյալ 62

ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱ

- Կ. Մ. Մուրադյան. Բազումի հանքային շրջանի սուբհրաբխային կոմպլեքսի ապարների
գեոքիմիական առանձնահատկությունները: 74

ՏՆՏԵՍԱԿԱՆ ԱՇԽԱՐՀԱԿՐՈՒԹՅՈՒՆ

- Լ. Հ. Վալեսյան, Ֆ. Ս. Դևուրդյան, Դ. Ա. Պուլոսյան, Ա. Ա. Թառազյան, Հայկական ՍՍՀ
մակերևույթի թեքությունների քարտեզագրման և շնտեսական գնահատման մի
քանի արդյունքները 84

ԴԻՏԱԿԱՆ ՆՈՒԵՐ

- Վ. Հ. Պարոնիկյան, է. Մ. Նուրբանդյան. Ալավերդու հանքավայրի հանքապարների
մասին 90
- Թ. Ս. Մինասյան. Հրաբխային շրջաններում ստացված էլեկտրոդոնյման կորերի
մեկնարանության մեթոդիկայի շուրջը 95
- Դ. Հ. Ղազարյան. Գերերկարայիքային ռադիոկիպ մեթոդի հորատանցքային տարբե-
րակի հարցի շուրջը 98

СОДЕРЖАНИЕ

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

- А. Е. Птухян. Некоторые нуммулиты из нижнеэоценовых отложений Армянской ССР 3

ПЕТРОГРАФИЯ

- З. О. Чибухчян. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). 15

ВУЛКАНОЛОГИЯ

- Э. Х. Харазян. Шаровые лавы и гналокластиты бассейна р. Дебед (Армянская ССР) 29

МИНЕРАЛОГИЯ

- Ш. О. Амирян. Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личк-вазского золоторудного месторождения 41
- А. Л. Саградян, С. А. Абрамян, Т. М. Арутюнян, Л. М. Азнавурян, Р. И. Исаакян. Методики определения электрических характеристик поверхности сульфидных минералов 53
- А. И. Карапетян, Г. М. Мкртчян, Р. Л. Мелконян, Ов. П. Гуюмджян, С. А. Паланджян. К вопросу германиеносности магнетитов различного происхождения 62

ГЕОХИМИЯ

- К. М. Мурадян. Геохимические особенности пород субвулканического комплекса Базумского рудного района Армянской ССР 74

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ

- Л. А. Валесян, Ф. С. Геворкян, Д. А. Погосян, А. А. Тамазян. Некоторые результаты картирования и хозяйственной оценки уклонов поверхности Армянской ССР 84

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

- Э. М. Налбандян, В. О. Пароникян. О рудовмещающих породах Алавердского месторождения 90
- Р. С. Минасян. К методике интерпретации кривых электрозондирования, полученных в вулканических районах 95
- Г. О. Газарян. К вопросу о скважинном варианте метода СДВ—радиокип 98

