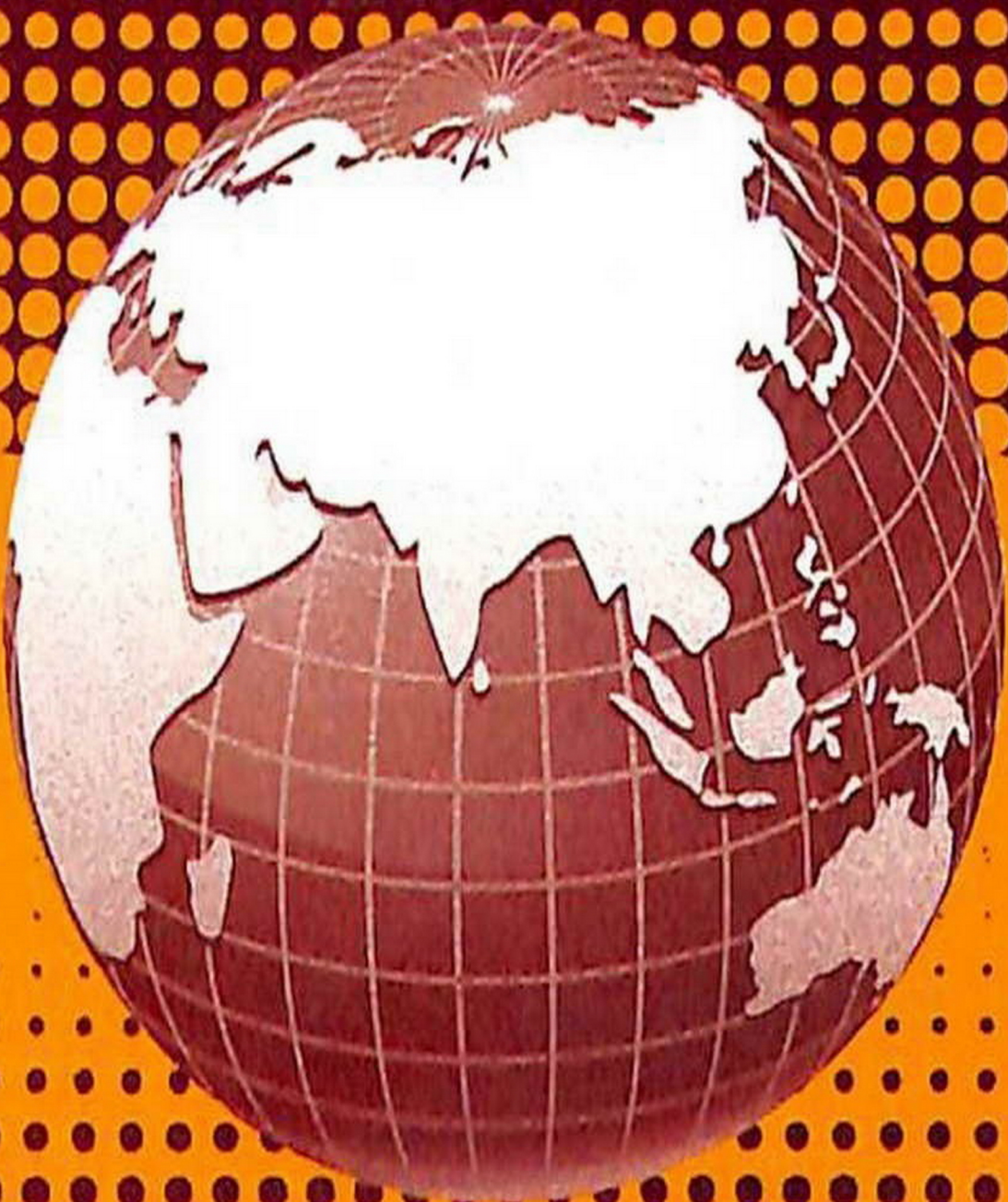


ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Սսլանյան, Ս. Մ. Լևկազյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Ս. Ի. Բալասանյան, Ն. Ի. Դոլոխանովա, 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. Аслanian, С. М. Айвазян, А. Б. Багдасарян, С. И. Бзласанян, 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

С. М. ГРИГОРЯН

АССИЛИНЫ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР
И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Ассилины наряду с другими представителями отряда нуммулиtida имеют широкое географическое распространение в нижнепалеогеновых отложениях Альпийской геосинклинальной области. В указанных отложениях они везде имеют очень короткое вертикальное распространение (верхний палеоцен—верхи среднего эоцена) и характеризуются быстрой эволюционной изменчивостью.

Детальное изучение ассилин как на территории Юга СССР, так и в многочисленных странах Западной Европы дало возможность многим авторам [4, 10, 13, 14] выделить в нижнепалеогеновых отложениях не только отдельные комплексы ассилин, характерные для палеоцена, нижнего и среднего эоцена, а также зоны [4, 10].

О присутствии ассилин в палеогеновых отложениях Армянской ССР указываются многими авторами (Габриелян А. А., Качарава И. В., Саркисян О. А., Григорян С. М., Вегуни А. Т., Птухян А. Е. и т. д.), однако они до сих пор монографически почти не изучены и не опубликованы*.

При изучении палеогеновых отложений Армянской ССР нами наряду с нуммулитами из многочисленных северных и южных районов республики (басс. оз. Севан—районы сс. Артаниш, Джил, Шоржа, Алавердский район—сс. Атан, Шамут, ст. Санаин, северный склон г. Лалвар, Западный Айоцдзор—с. Малышка) была собрана и монографически обработана довольно богатая коллекция ассилин, результаты которых приводятся в настоящей статье.

Ассилины нижнепалеогеновых отложений Армянской ССР приурочены большей частью к северной нуммулитовой провинции Северных районов Арм. ССР, где местами дают массовые скопления (район с. Шамут, сев. склон г. Лалвар). В южной нуммулитовой провинции Арм. ССР они в единичных экземплярах встречаются только в породах верхней части среднего эоцена Западного Айоцдзора.

Среди ассилин палеогеновых отложений Арм. ССР нами определены и монографически описаны пять видов и две разновидности: *Assilina placentula* Deshayes (A, B), *Ass. reicheli* Schaub (A), *Ass. laxispira* de la Harpe (A), *Ass. spira* Roissy (A, B), *Ass. exponens* So-

* Описание двух видов ассилин имеется в работе Б. Ф. Мефферта [3] и в неопубликованной работе А. Е. Птухяна.

werby (A, B), *Ass. laxispira* de la Harpe var. *schamutica* var. n., *Ass. laxispira* de la Harpe var. *spira* var. n. (A).

По ассилинам в нижнепалеогеновых отложениях Армянской ССР четко выделяются три комплекса:

1. Комплекс, характерный для нижнего эоцена — *Assilina placentula* Deshayes, *Ass. reicheli* Schaub, *Ass. laxispira* de la Harpe. Этот комплекс встречается совместно с типичными нижнеэоценовыми нуммулитами — *Nummulites planulatus* Lamarck, *N. subplanulatus* Hantken et Madarasz, *N. aquitanicus* Benoist, *N. praelucasi* Douville (басс. оз. Севан, с. Атан Алавердского района).

2. Комплекс, носящий переходный характер между нижним и средним эоценом — *Assilina exponens* Sowerby (единичные), *Ass. spira* Roissy, *Ass. laxispira* de la Harpe var. *schamutica* var. n. (в массовом количестве), *Ass. laxispira* de la Harpe var. *spira* var. n. (много). Этим формам сопутствуют *Nummulites gallensis* Heim, *N. distans* Deshayes (единичные), *N. globulus* Leymerie, *N. laevigatus* Bruguier (единичные), (с. Шамут, ст. Санан Алавердского р-она).

3. Комплекс, характерный для среднего эоцена — *Assilina exponens* Sowerby, *Ass. spira* Roissy в массовом количестве. В северной нуммулитовой провинции Арм.ССР этот комплекс встречается совместно с *Nummulites distans* Deshayes (A, B), *N. irregularis* Deshayes, *N. murchisoni* Rutimeyer, а в южной — *Nummulites perforatus* Montfort, *N. brongniarti* d'Archiac et Heim, *N. millecaput* Boubée и др. (Западный склон г. Лалвар, Западный Айоц-дзор).

Ниже приводится монографическое описание вышеуказанных ассилин, которые принадлежат к двум филогенетическим рядам: *Assilina exponens* и *Ass. spira*.

Отряд NUMMULITIDA Furssenko, 1959

Семейство NUMMULITIDAE Carpenter, 1859

Подсемейство *Nummulitinae* Carpenter, 1859

Род ASSILINA d'Orbigny, 1826

Группа *Assilina exponens*

К этой группе принадлежат следующие встречающиеся в нижнепалеогеновых отложениях Армянской ССР виды: *Assilina placentula* Deshayes, *Ass. laxispira* de la Harpe, *Ass. reicheli* Schaub, *Ass. laxispira* de la Harpe, var. *schamutica* var. n., *Ass. exponens* Sowerby.

Assilina placentula Deshayes

1838. *Nummulites placentula* Deshayes. Mem. Soc. géol. France sér. 1, vol. 3, p. 69, tab. VI, fig. 8 (A, B).

1953. *Nummulites granulosa* d'Archiac et Haime. Monographie des Nummulites, p. 151—153 (partim), tab. 1, fig. 11, 15, 19 (B).

1853. *Nummulites Leymeriei* d'Archiac et Halme. Ibid., p. 153, 154 (partim), tab. XI, fig. 9—12 (A).
1908. *Assilina granulosa* var. minor Heim. Abh. Schweiz. Pal. Ges., vol. XXXV, p. 248, tab. VIII, fig. 1—13 (B).
1908. *Assilina Leymeriei* Heim. Ibid., p. 249, tab. VIII, fig. 15—18.
1911. *Assilina exponens* Boussac. Mém. Carte géol. France, p. 100—106, 9 (partim) (A, B).
1919. *Assilina granulosa* H. Douville. Mém. Carte géol. France, p. 72, 73, tab. IV, fig. 15—17 (B).
1919. *Assilina Leymeriei* H. Douville. Ibid., p. 74, textfig. 14 (A).
1925. *Assilina granulosa* Nuttall. Quart. Journ. vol. 81, p. 441—443 (partim), tab. XXVI, fig. 1—5 (B).
1926. *Assilina granulosa* Doncieux. Ann. e'Univ. de Lyon, fasc. 45, p. 48—51, tab. V, fig. 27—29 (B).
1926. *Assilina Leymeriei* Doncieux. Ibid., p. 51, 52, textfig. 19, tab. V, fig. 30—35 (A).
1926. *Assilina placentula* Deshayes sp. vel. *Assilina granulosa* d'Arch. A. m. klr, Foldtani Int. Evkonyve, vol. XXVII, p. 90—92 (A, B).
1928. *Assilina* cf. *granulosa* Cizancourt, Kosmos, vol. LIX, p. 295, tabl. II, fig. 12.
1929. *Assilina granulosa* Lluca. Com. Invest. Pal. y Prehist., mèm, 36, ser. pal. N 8, p. 229—231, tab. XVII, fig. 7—11 (B).
1919. *Assilina Leymeriei* Lluca. Ibid., p. 231—233, tab. XVIII, fig. 12—18 (A).
1931. *Assilina granulosa* Bieda. Rocznik PTG, N 7, p. 183—186 (A, B).
1938. *Assilina granulosa* Bieda. Sprawozd. PJG, vol. IX, N 2, p. 81 (A).
1951. *Assilina placentula* Schaub. Schweiz. Pal. Abh. vol. 68, p. 208—212, textfig. 313—322, tab. 8, fig. 17—19, tab. 9, fig. 1—11 (A, B).
1955. *Assilina granulosa* Немков. Мат. биострат. зап. обл. УССР, стр. 208—210, таб. VII, фиг. 8, 9, табл. XIII, фиг. 11, таб. XV, фиг. 16—17 (A).
1955. *Assilina placentula* Schaub. Ecl. Geol. Helv., vol. 48, N 2, p. 409—413.
1956. *Assilina granulosa* Белмустак. Изв. на геол. инст. Българ. АН, т. IV, стр. 18, 19, табл. II, фиг. 10, 12 (B).
1960. *Assilina placentula* Немков, Бархатова. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв. № 5, стр. 39, табл. VI, фиг. 11—15 (A, B).
1961. *Assilina placentula* Немков, Бархатова. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма. АН СССР, Москва—Ленинград, стр. 98—104, т. VIII, фиг. 14—17

Диагноз. Раковина средней и малой величины, плоская с углублением в центральной части. Пустулы сосредоточены в центре раковины, гранулы распределены спирально. Спиральная полоса средней толщины. Септы изогнуты в верхней части. Камеры почти серповидные. Боковые стенки камер инволютны, а полости камер эволютны.

Мегасферическая генерация (A)

Табл. 1, фиг. 2, 3, 4, 13

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, в центре слабо вогнута. Край округленный. В центре выражены крупные пустулы, от которых к периферии раковины отходят радиально расположенные, сравнительно мелкие пустулы, которые по краям заменяются линиями, образуя видимые снаружи следы септ.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает незначи-

тельно от центра к периферии. Спиральная полоса тонкая или средней толщины. Толщина ее достигает $1/4$ — $1/5$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы прямые у сравнительно крупных форм, а у мелких—слегка изогнутые в верхней части, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры четырехугольные, изометрические у сравнительно мелких и в начальных оборотах более крупных экземпляров, а в последних оборотах они развиты в высоту больше, чем в длину. Мегасфера состоит из двух, почти равновеликих камер, в виде восьмерки.

В поперечном сечении раковина напоминает уплощенный эллипс, слабо вогнутый с боков в центральной части. В центре видны полые столбики пустул. Полости камер эволютны, а боковые стенки камер инволютны.

Размеры: диаметр—3—6 мм. Толщина 1—1,5 мм. Пять оборотов приходится на радиус 3 мм, 3,5 оборота—на радиус 1,5 мм. Величина мегасферы 0,2—0,25 мм. Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	3
„ второго „	4—5
„ третьего „	6—7
„ четвертого „	7—8
„ пятого „	10

Микросферическая генерация (В)

Табл. 1, фиг. 1, 5

По внешним и внутренним признакам микро- и мегагенерации этого вида почти не отличаются друг от друга, разница заключается только в размерах раковины и мегасферы.

Размеры: диаметр—8 мм. Толщина 2 мм. На радиус 4 мм приходится 8 оборотов. Число септ в $1/4$ оборота:

для четвертого оборота	6
„ пятого „	6
„ шестого „	8
„ седьмого „	8
„ восьмого „	9

Общее замечание. История установления этого вида подробно дается в работе Немкова Г. И. и Бархатовой Н. Н. [4]. *Assilina placentula* впервые описан А. Деге в 1838 г. из коллекции Вернейлев в западном Крыму. В дальнейшем разными авторами под названием *Ass. granulosa* был описан и изображен этот самый вид. В настоящее время всеми авторами *Ass. granulosa* принимается как синоним *Ass. placentula*, а *Ass. leymeriei*, выделенная Аршиаком как мегасферическая генерация *A. placentula*. Однако Шауб в своей работе [14] выделяет *Ass. leymeriei* в качестве самостоятельного вида. Отличительными признаками между *A. placentula* и *A. leymeriei* он считает разные диаметры раковины и мегасферы. Только эти признаки, как нам известно, не могут служить

основой для выделения самостоятельного вида, так как величина раковины и мегасферы у многих видов изменяется достаточно сильно. К тому же приведенные Шаубом цифры не дают основания для их выделения (см. Шауб [14], стр. 450—451).

Изменчивость. *A. placentula* из палеогеновых отложений Арм. ССР характеризуется изменчивостью размеров раковины, в частности у формы (А). Диаметр раковины (А) варьирует в пределах 3—6 мм. Остальные внутренние и внешние признаки остаются почти неизменчивыми.

Сравнение. *A. placentula* имеет сходство с *A. pustulosa*, *A. laxispira*, *A. exronens*. От первого отличается крупным размером раковины, спирально распределенными пустулами и ясно выраженными следами септ у края раковины. От второго вида отличается значительно большим количеством и спирально расположенными пустулами, которые покрывают всю поверхность раковины, и плохо выраженными следами септ. Из указанных сходных форм *A. placentula* больше всего четко отличается от *A. exronens*. Об отличительных и сходных признаках *A. placentula*, *A. exronens* дается нами в описании последнего вида.

Распространение и геологический возраст. *A. placentula* имеет очень широкое географическое распространение в нижнеэоценовых отложениях Альпийской геосинклинальной области Западной Европы, СССР и Индии. В стратотипическом Крымском разрезе он появляется в средней части нижнего эоцена, дает массовое скопление в верхней части нижнего эоцена и частично заходит в средний эоцен. В Армении они встречаются в нижнеэоценовых отложениях басс. оз. Севан и в одновозрастных отложениях, обнажающихся у с. Атан Алавердского района.

Местонахождение. Армянская ССР, басс. оз. Севан, сс. Артаниш, Джил, Шоржа, у с. Атан Алавердского района.

Assilina reicheli Schaub

1951. *Assilina reicheli* Schaub. Schweiz. Pal. Abh. p. 215, fig. 333, 344, t. 9. Nr. 25—27.

Д и а г н о з. Раковина малой величины, чечевицеобразной формы. В центре раковины имеются крупные пустулы. Следы септ радиальные и видны только у края раковины. Периферическая часть раковины лишена гранул и пустул. Спиральная полоса тонкая. Септы изогнутые в верхней части. Камеры четырехугольные, почти изометрические. Боковые стенки камер инволютны. Полости камер эволютны.

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 1, фиг. 6—9; 11, 12

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, край заостренный, в центральной части выпуклая. У сравнительно крупных форм наблюдается резкий переход от выпуклой центральной части к плоской перифе-

рии. В центре наружной поверхности раковины скопление крупных гранул, образующих особое возвышение. Следы септ радиальные, выражены прерывистыми линиями.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении спираль правильная, раскручивается медленно и равномерно. Шаг спирали возрастает медленно по мере раскручивания. Спиральная полоса тонкая. Толщина ее достигает $1/4$ — $1/5$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы прямые в основании, изогнутые в верхней части, наклонные, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры четырехугольные, изометрические в начальных оборотах. У сравнительно крупных форм в последнем обороте их высота немного превышает длину. Камеры в своей верхней части несколько шире, чем в нижней. Мегасфера крупная, состоит из двух неравновеликих камер. Первая камера круглая, вторая полукруглая.

В поперечном сечении раковина ромбовидная, боковые стенки оборотов инволютны, полости камер эволютны—треугольной формы. В центре видна крупная мегасфера и ясно выраженные столбики гранул.

Размеры. Диаметр 2—4 мм. Толщина 1,5—2 мм. На радиус 1 мм приходится 2,5 оборота, а на 2 мм—4 оборота. Величина мегасферы 0,3 мм, число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	3
„ второго „	5
„ третьего „	6
„ четвертого „	8

Общее замечание. *Ass. reicheli* впервые выделен Г. Шаубом в флишевых отложениях нижнего эоцена Швейцарских Альп. Аналогичные формы найдены нами в нижнеэоценовых отложениях Алавердского района у с. Атан. Наши формы по внешним признакам и внутренним строением не отличаются от швейцарских форм. Наша находка утверждает правильность выделения этих форм в качестве самостоятельного вида.

Сравнение. *A. reicheli* по присутствию крупных и мелких гранул в центральной части раковины напоминает *A. pustulosa*, однако гранулы у *A. reicheli* сосредоточены только в центре раковины, тогда как у *A. pustulosa* они покрывают всю поверхность. Отличается также выпуклой раковинной и ясно выраженными следами септ. Имеет сходство также с *Ass. laxispira*, от которого отличается значительно меньшим размером и толстой раковинной. Шауб этот вид считает переходным между *A. laxispira* и *A. exponens*. С этим мнением Шауба мы согласиться не можем, так как, как указывают Немков и Бархатова, своими внешними и внутренними признаками *A. laxispira* больше приближается к *A. exponens*, чем *A. reicheli*.

Распространение и геологический возраст. *A. reicheli* обнаружен пока в нижнеюрских отложениях Швейцарских Альп и в нижнеэоценовых отложениях Армянской ССР.

Местонахождение. Армянская ССР, Алавердский район с. Атан.

Assilina laxispira de la Harpe

1926. *Assilina placentula* vel *granulosa* var. *laxispira* de la Harpe. A. m. kir Foldtani Int. Evkonyve, vol. XXVII, p. 92 (A).
 1937. *Assilina granulosa* Davies and Pinfold. Mem. geol. Surv. Ind., vol. XXIV, N 1, p. 29—31, tabl. IV, fig. 4, 5, 9, 10 (B).
 1944. *Assilina Douvillei* Abrard et Fabre. Bull. Soc. géol. France, sér. 5, vol. 14, 199 (partim).
 1951. *Assilina douvillei* Schaub. Schweiz. Pal. Abh. vol. 68, p. 212—214, textfig. 323, 327, 328, tab. 9, fig. 12—16, 20 (A).
 1951. *Assilina* aff. *douvillei* Schaub. Ibid., p. 214, text. 326, 329—332, tab. 9, fig. 19, 21—24 (A) (non fig. 18).
 1955. *Assilina laxispira* Schaub. Ecl. Geol. Helv., vol. 48, N 2, p. 409—413.
 1961. *Assilina laxispira* Немков и Бархатова. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма, стр. 104—108, табл. IX, фиг. 1—3 (A, B).

Диагноз. Раковина средней величины. Край округленный. Следы септ радиальные, в виде прерывистых линий. Гранулы сосредоточены только в центре раковины, в малом количестве. Спиральная полоса средней толщины. Септы тонкие, изогнутые в верхней части. Камеры изометрические в начальных оборотах, а в последних серповидные. Боковые стенки камер инволютны, а полости камер эволютны.

Мегасферическая генерация (A)

Табл. 1, фиг. 10; табл. 2, фиг. 1, 2

Внешние признаки. Раковина почти плоская, край округленный. Следы септ радиальные в виде прерывистых линий. Слабо гранулированная. Гранулы сосредоточены в центральной части раковины.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении спираль правильная, раскручивается медленно. Шаг спирали почти не изменяется по высоте от центра к периферии раковины. Спиральная полоса средней толщины, достигает $1/3$ — $1/4$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, изогнутые в верхней части, наклонные, верхний задний угол заостренный, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры изометрические в начальных оборотах, а в последних развиты в длину больше, чем в высоту.

Размеры: диаметр 8 мм. Толщина 1 мм. На радиус 4 мм приходится 6 оборотов. Величина мегасферы 0,3—0,5 мм. Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	3
„ второго „	5
„ третьего „	6
„ четвертого „	7—8
„ пятого „	8
„ шестого „	7—8

Общее замечание. Как известно, Буссак, в противовес данным А. Гейма, в своей монографии [6] объединил *A. laxispira* с видом *A. exsponens*. В дальнейшем многими авторами они принимались как отдельные виды.

Некоторые авторы разделяя *A. granulosa* от *exsponens* для первого вида сохранили старое название «*granulosa*», а Абрар и Фабр предложили новое название для *Ass. granulosa*—*A. douvillei*, так как по мнению многих авторов *A. granulosa* по крайней мере охватывает два вида: *A. placentula* — настоящая *A. granulosa* маленькая, древняя форма и более молодая, крупная—*A. douvillei*. Под названием Шайб в своей крупной монографии [12] описывает формы, которые он в настоящее время (обрабатывая коллекцию Лягарпа из Бос—Аррос) считает синонимом *A. laxispira*.

Сравнение. *A. laxispira* имеет большое сходство с *A. placentula*, *A. exsponens*, *A. laxispira* var. *schamutica* var. n., *A. laxispira* var. *spira* var. n. *A. reicheli*.

Об сходных и отличительных признаках *A. laxispira* с этими близстоящими видами дается нами в описаниях вышеуказанных форм.

Распространение и геологический возраст. *A. laxispira* встречается в нижнепрских отложениях Франции (Бос-Аррос), Швейцарии (флиш Шлирен) и Пакистана. В СССР *A. laxispira* обнаружен в верхней части нижнего и нижней части среднего эоцена Крыма. В Армении они встречаются в верхней части нижнего эоцена совместно с типичными нижнеэоценовыми формами.

Местонахождение. Армянская ССР, Алавердский район, с. Атан.

Assilina laxispira de la Harpe var. *schamutica* var. n.

Д и а г н о з. Раковина дисковидная. В центре раковины имеются едва заметные пустулы или они полностью отсутствуют. Следы септ очень хорошо выражены на поверхности в виде прерывистых линий. Спиральная полоса средней толщины. Септы прямые в начальных оборотах, а в последних—незначительно изогнуты в верхней части. Камеры изометрические или развиты в высоту больше, чем в длину. Полости камер эволютны, боковые продолжения стенки камер инволютны.

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 2, фиг. 3, 4, 7

Внешние признаки. Раковина дисковидная. Край заостренный. В центральной части раковины имеются мелкие едва заметные пустулы, или пустулы и гранулы полностью отсутствуют. Следы выражены в виде прерывистых линий, начинаясь непосредственно около ее центра. Раковина снаружи напоминает *N. fabianii retiatus*.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная равномерно и медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает слегка по мере раскручивания. Спиральная полоса средней толщины, утолщается от центра к периферии. В начальных оборотах ее толщина доходит $1/6$ — $1/7$, а в последних— $1/3$ — $1/4$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы прямые в первых оборотах, а в последних незначительно изогнуты в верхней части, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры четырехугольные, изометрические

в начальных оборотах, а в последних развиты в высоту слегка больше, чем в длину.

Мегасфера состоит из двух неравновеликих камер.

Размеры: диаметр 6—7 мм. Толщина 0,8—1 мм. Диаметр мегасферы 0,5 мм. Пять оборотов приходится на радиус 3 мм. Число септ в 1/4 оборота:

для первого оборота 3
 „ второго „ 5—6
 „ третьего „ 8
 „ четвертого „ 9—10
 „ пятого „ 10—12

Таблица 1

Наименование видов	Диаметр, толщина	Число оборотов	Количество септ в 1/4 обороте						Диам. мегасф.
			1	2	3	4	5	6	
<i>A. laxispira</i> (<i>A. douvillei</i>) по Шайбу	6/1—8/1,5	5 обор. на рад. 2,5 мм	3	5	7	6	8		0,3— 0,35 мм
<i>A. laxispira</i> по Немкову	4/0,8— —7/1,5	4 обор. на рад. 3,5 мм	2	2	5—6	6—7	7—8		0,35— 0,45 мм
<i>A. laxispira</i> из Армении	8/1	6 обор. на рад. 4 мм	3	5	6	7—8	8	8	0,5 мм
<i>A. laxispira</i> var. <i>schamutica</i> var. n.	6/0,8—7/1	5 обор. на рад. 3 мм	3	5—6	8	9—10	10—13		0,5 мм

Общее замечание. В песчанистых известняках, залегающих выше пород с *A. laxispira* и ниже с *A. exsponens* у с. Шамут и ст. Санани Алавердского района, в массовом количестве встречаются формы, которые выявляют большое сходство (ясно выраженными следами септ на поверхности раковины) с типичными *A. laxispira*, от которого отличаются мелкой грануляцией или отсутствием полностью гранул и пустул, более прямыми септами, более правильными камерами, большим количеством септ в 1/4 оборота и более крупной мегасферой. Указанные отличительные признаки описываемой формы представляют уже заметные отклонения от типичных *A. laxispira* и позволяют считать ее новым вариегатом—*A. laxispira* var. *schamutica* var. n. (название происходит от места нахождения, где они встречаются в массовом количестве). С другой стороны эти формы по внутреннему строению (большой мегасферой, правильными камерами) выявляют сходство с мегасферической генерацией *A. exsponens*. По всей вероятности, этот вариегат является переходной формой между *A. laxispira* и *A. exsponens*.

Местонахождение. Встречается в породах, занимающих переходное положение между нижним и средним эоценом, обнажающихся у сел. Шамут и ст. Санаин Алавердского района.

Assilina exponens (Sowerby)

1853. *Nummulites exponens* d'Archiac et Haime. Monographie des Nummulites, p. 148—150, pl. X, fig. 1—6 (B).
1853. *Nummulites mamillata* d'Archiac et Haime. Ibid. p. 154—155, tab. XI, fig. 6—8 (A).
1908. *Assilina exponens* Heim. Abh. Schweiz. Pal. Ges. vol. XXXV, p. 381, tab. II, textfig. A (B).
1908. *Assilina exponens* var. *tenuimarginata* Heim. Ibid. p. 381, tab. VII, fig. 19—21 (B).
1911. *Assilina exponens* Bousiac. Mém. Carte. geol. France. p. 10—106 (partim) (A, B).
1926. *Assilina exponens* de la Harpe. A. m. kir. Foldtani Intezet Evkonyve, vol. XXVII, p. 86—88 (A, B).
1931. *Assilina exponens* Мефферт. Тр. Главн. геол. упр., вып. 99, ст. 9—10, табл. 1, фиг. 6—7 (B).
1935. *Assilina exponens* Кузнецов. Тр. общ. естествоиспыт., т. XIV. вып. 1, стр. 44, табл. 2, фиг. 7—9 (B).
1935. *Assilina mamillata* Кузнецов. Там же, стр. 44, 45, табл. 2, фиг. 10—12 (A).
1951. *Assilina exponens* Bieda. Geol. Reg. Polski, vol. 1, tab. XIV. fig. 6 (A).
1957. *Assilina exponens* Bieda. Geol. Sborn. Slovensk. Akad., vol. VIII, fasc. 2, tab. V, fig. 3 (A).
1958. *Assilina exponens* Bieda. Ksiązkiewicz. Kwartalnik Geolog. vol. 2, N 4, tab. 1, fig. 8 (A).
1959. *Assilina exponens* Bieda. Biul. Inst., Geol., N 131. tab. II, fig. 2 (A).
1959. *Assilina exponens* Белмустаков. Ископаемая фауна Болгарии, т. VI, стр. 39, табл. 11, фиг. 1, 2, 5—7, 9, 12 (B).
1959. *Assilina mamillata* Белмустаков. Там же, стр. 39, 40, табл. 11, фиг. 3—4, 8, 10, 11, табл. 12, фиг. 7, 11—16 (A).
1960. *Assilina exponens*. Немков и Бархатова. Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разв., № 5, стр. 3?—40, табл. IV, фиг. 16—17 (B).
1961. *Assilina exponens* Немков и Бархатова. Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма, стр. 108—110, табл. IX, 4, табл. IX, 5, 6 (A, B).

Диагноз. Раковина крупной величины (18,5), дисковидная, слегка вогнутая в центральной части, следы септ радиальные. В центре имеются пустулы. Септы прямые. Камеры прямоугольные, развиты в высоту значительно больше, чем в длину. Боковые стенки камер инволютны, а полости камер эволютны.

Микросферическая генерация (B)

Табл. 2, фиг. 6

Внешние признаки. Раковина дисковидная, слегка изогнутая, с небольшим углублением в центральной части раковины. Край заостренный. Следы септ радиальные. Пустулы сосредоточены в центральной части в пределах первых оборотов.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания. Спиральная полоса тонкая, толщина ее достигает $1/7—1/8$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, прямые, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры прямоугольные, в начальных оборотах развиты в высоту в 1,5—2 раза больше, чем в длину.

Размеры: диаметр 16—18,5 мм. Толщина 1,5—2 мм. На радиус 9 мм приходится 10 оборотов. Число септ в $1/4$ оборота:

для третьего оборота	7
„ четвертого „	9
„ пятого „	10
„ шестого „	11
„ седьмого „	12
„ восьмого „	16
„ девятого „	18
„ десятого „	21

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 3, фиг. 6

По внешним и внутренним признакам имеет большое сходство с микросферической генерацией описываемого вида, от которого отличается меньшими размерами раковины и мегасферы.

Размеры: диаметр 7 мм. Толщина 0,8—1 мм. На радиус 3,5 мм приходится 5 оборотов. Число септ в $1/4$ оборота:

для первого оборота	7
„ второго „	5
„ третьего „	8
„ четвертого „	7
„ пятого „	12

Диаметр мегасферы—0,4—0,5 мм.

Изменчивость. *A. exropens* на территории Арм. ССР встречается в большом количестве в пределах северной нуммулитовой провинции в породах переходных между нижним и средним эоценом и достоверно в среднеэоценовых отложениях южной и северной нуммулитовой провинций. Они характеризуются в той или иной степени изменчивостью как внешних, так и внутренних признаков. Величина раковины (диаметр) изменяется в широких пределах. Раковины *A. exropens*, приуроченные к более низким горизонтам, имеют меньшую величину, чем раковины высоких горизонтов. Разница в диаметре и орнаментации раковины наблюдается также между формами северной и южной нуммулитовой провинций. Раковины северной нуммулитовой провинции характеризуются меньшим диаметром (15—18 мм) и бедной орнаментацией, а формы юж-

ной нуммулитовой провинции—большой раковиной (22—30 мм. Нах. АССР) и ясно выраженной орнаментацией.

В экваториальном сечении в той или иной степени изменяется толщина спиральной полосы. По мере движения вверх по разрезу ср. эоцена утолщается спиральная полоса. Слабо подвержены изменчивости следы септ, форма септ и камер.

Сравнение. *A. exronens* выявляет большое сходство с *A. placentula*, с которой долгое время описывалась под одним видовым названием. Однако дальнейшие исследования многих авторов показали, что существует определенная разница между этими двумя видами. Они отличаются главным образом внутренним строением. Наши экземпляры отличаются от *A. placentula* большим размером раковины, меньшей грануляцией, высокими камерами, крупной мегасферой. Крупным размером раковины, большей грануляцией, высокими камерами отличается от *A. laxispira*. Имеет сходство также с *A. laxispira* var. *schanutica* var. n., об сходных и отличительных признаках которых отмечается нами в описании последнего варьетета.

Распространение и геологический возраст. *A. exronens* является типичной среднеэоценовой формой. Она имеет широкое географическое распространение в среднем эоцене альпийской геосинклинальной области (Франция, Испания, Швейцария, Италия, Крым, Закавказье и др.).

Местонахождение. Армянская ССР, с. Шамут, ст. Санан, сев. склон г. Лалвар Алавердского района, Западный Айодзор у с. Меличка.

Группа *Assilina spira*

К этой группе принадлежат *A. spira* и *A. laxispira* de la Harpe var. *spira* var. n.

Assilina spira Roissy

- 1805. *Nummulites spira* de Roissy. Histoire naturelle des Mollusques p. 57—58 (B).
- 1850. *Assilina planospira* d'Archiac. Fossiles du gr. numm. env. Bayonne et Dax. Mem. Soc. géol. de France. (2), 111, p. 417, pl. IX, fig. 17a (B).
- 1853. *Nummulites spira* de Roissy, d'Archiac et Haime. Monographie des Nummulites, p. 155, 156, pl. XI, fig. 1a, c, 2a, (B), 3, a, 4, a—b, (A), 5 (?).
- 1879. *Assilina spira* de la Harpe. Nummulites du comté de Nice. Bull. de la Soc. vaud. des Sc. nat. XVI, p. 233 (B).
- 1879. *Assilina subspira* de la Harpe. Idem. p. 233 (A).
- 1889. *Assilina spira* Benoist. Les Nummulites et les Assilines du Sud-Ouest. p. 9, 10 (B).
- 1889. *Assilina subspira* Benoist. Idem. p. 9, 10 (A).
- 1890. *Assilina spira* Tellini. Le Nummuliti della Majella. Boll. d. Soc. geol. ital. IX, p. 395—396, pl. XIII, fig. 7—9. pl. XIV, fig. 40 (B).
- 1890. *Assilina subspira* Tellini. Idem., p. 396, pl. XIII, fig. 10—12, pl. XIV, fig. 24, 31—34 (A).
- 1894. *Assilina spira* Oppenheim. Numm. d. venet. Tertians. p. 12 (B).
- 1894. *Assilina subspira* Oppenheim. Idem. p. 13 (A).

1902. *Assilina spira* P r e v e r. Numm. d. Forca di Presta. Mem. de la Soc. pal. suisse, XXIX, p. 109 (B).
1902. *Assilina sub-spira* P r e v e r. Idem. p. 110, pl. VIII, fig. 9, 10, 19 (A).
1904. *Assilina spira* C h e c c h i a R i s p o l i. Foraminiferi. d. M. Judica. Boll. d. Soc. geol. Ital. XXIII, p. 53—54, pl. 11, fig. 3 (A).
1905. *Assilina spira* H. D o u v i l l e. Numm. bassin de l'Adour. Bull. Soc. geol. de Fr. (4), V, p. 31, 32, 33, 34, 43, 45 (B).
1909. *Assilina spira—sub spira* de la. H. Checchia Rispoli. La serla numm. du Termini Imerese. Giorn. di Sc. nat. ed econ. di Palermo, XXVII, p. 95—96 (A et B).
1909. *Assilina spira* A r n o l d H e l m. Num. und Flischbild. d. Schweizeralpen. Abh. d. schweiz palaont. Ges. XXXV, p. 252 (B).
1911. *Assilina spira* B o u s s a c. Etudes Paleont. sur le Numm. Alpin. p. 98.
1929. *Assilina spira* G. L l u e c a. Les nummulitides de Espana, p. 224, pl. XIV, fig. 11—12, pl. XV, fig. 8, 9.
1944. *Assilina spira* A b r a r d e t F a b r e (2), pp. 194—195. Bull. Soc. geol. Fr. (5), XXIV, Paris.
1948. *Assilina spira* L. D o n c i e u x. Ann. geol. du service de Mines, fas., Nr. XIII, Paris. pp. 23—24, pl. VI, fig. 8, 9, 12.
1959. *Assilina spira* Б е л м у с т а к о в. Ископаемая фауна Болгарии, т. VI, стр. 41, табл. XII, фиг. 6 (B).

Д и а г н о з. Раковина крупной величины. На поверхности хорошо заметен спиральный валик. Поверхность совершенно гладкая. Спиральная полоса толстая. Септы прямые. Камеры развиты в высоту больше, чем в длину. Боковые стенки оборотов инволютны, а полости камер—эволютны.

Микросферическая генерация (B)

Табл. 3, фиг. 1, 2

Внешние признаки. Раковина совершенно плоская. Край блюдцеобразный. В центре раковины имеется центральное возвышение, от которого по спирали идет наружный валик, соответствующий внутренним оборотам раковины.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении спираль правильная, раскручивается равномерно и медленно. Шаг спирали возрастает по мере раскручивания. Спиральная полоса толстая, достигает $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, прямые, распределены в спиральном канале равномерно, густо. Камеры прямоугольные, развиты в высоту в 2 раза больше, чем в длину.

Размеры: диаметр 15—25 мм. Толщина 1 мм. На радиус 11 мм приходится 10 оборотов. Число септ в $\frac{1}{4}$ оборота.

для третьего оборота	• • • • •	6
„ четвертого	„ • • • • •	8
„ пятого	„ • • • • •	9
„ шестого	„ • • • • •	11
„ седьмого	„ • • • • •	13
„ восьмого	„ • • • • •	13
„ девятого	„ • • • • •	15
„ десятого	„ • • • • •	17

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 3, фиг. 3

Отличается от микросферической генерации только размером раковины и мегасферы.

Изменчивость. *A. spira* из среднеэоценовых отложений Арм. ССР характеризуется изменчивостью внешних признаков раковины. Величина раковины (диаметр) изменяется в широких пределах. Раковины *A. spira* приурочены к более низким горизонтам имеют значительно меньшую величину (7—8 мм), чем раковины высоких горизонтов, у которых диаметр достигает 25 мм. Они характеризуются большим постоянством внутреннего строения.

Сравнение. По внутреннему строению раковины *A. spira* имеет большое сходство с *A. exronens*, однако по присутствию спирального валика и гладкой поверхностью легко отличается от него. По внешним признакам—присутствием спирального валика и гладкой поверхностью—имеет сходство с *A. praespira*, от которого отличается значительно большим размером раковины и сжатой спиралью. *A. spira* имеет сходство с *A. laxispira* var. *spira* v. n., об сходных и отличительных признаках которых указывается нами в описании последнего вида.

Распространение и геологический возраст. *A. spira* является типичной среднеэоценовой формой. Встречается совместно с *A. exronens* в среднеэоценовых отложениях Крыма, Грузии, Азербайджана. В Армении они встречаются в большом количестве в среднеэоценовых отложениях северной нуммулитовой провинции совместно с *Nummulites distans*, *N. irregularis* и др. За пределами Советского Союза они встречаются в среднеэоценовых отложениях Франции, Баварских Альп, Северной Италии, Венгрии, Болгарии и др. местах.

Местонахождение. Нуммулитовые известняки северного склона г. Лалвар и у с. Шамут Алавердского района

Assilina laxispira de la Harpe var. *spira* var. n.

Д и а г н о з. Раковина средней величины, дисковидная. Край притупленный или блюдцеобразный. По краям ясно выраженный спиральный валик. В центре раковины мелкие гранулы. Следы септ радиальные в виде прерывистых линий. Спиральная полоса тонкая. Септы прямые в основании, изогнутые в верхней части. Камеры развиты в высоту больше, чем в длину.

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 3, фиг. 4, 5

Внешние признаки. Раковина дисковидная. Край блюдцеобразный. В центре сосредоточены мелкие гранулы, которые образуют возвышение в

виде бугорка. По краям ясно выраженный спиральный валик, соответственно внутренним оборотам. Следы септ радиальные, ясно выражены в виде прерывистых линий.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает по мере раскручивания в особенности в последних двух оборотах. Спиральная полоса тонкая, ее толщина достигает $1/5—1/6$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы тонкие, изогнутые в верхней части, распределены в спиральном канале равномерно. Камеры четырехугольные, в начальных оборотах почти изометрические, а в последних развиты в два раза больше в высоту, чем в длину. Мегасфера состоит из двух неравновеликих камер средней величины.

В поперечном сечении раковина совершенно плоская. Стенки оборотов инволютные, полости камер эволютные.

Размеры: диаметр 6—7 мм. Толщина 0,8 мм. На радиус 3 мм приходятся 5 оборотов. Число септ в $1/4$ обороте:

для второго	оборота	3
» третьего	»	6
» четвертого	»	9
» пятого	»	12

Величина мегасферы—0,25—0,3 мм.

Сравнение. В известняках, обнаруживающихся в окрестности с Шамут Алавердского района, совместно с *A. laxispira* var. *schamutica* var. n. встречаются формы, которые присутствием ясно выраженных гранул в центре раковины и радиальными прерывистыми линиями имеют большое сходство с *A. laxispira*, от которого отличаются сравнительно меньшими размерами гранул и пустул, присутствием спирального валика у края раковины, более правильными септами и высокими камерами. Присутствие спирального валика на поверхности раковины у описываемого вида, напоминает *A. sipra*. Однако спиральный валик у этой формы выражен только у края раковины, тогда как у *A. sipra* он выходит с самого центра и покрывает всю поверхность раковины. Присутствием гранул и спирального валика напоминает также *A. sipra* var. *granulosa* Rjabinin, однако у последнего вида гранулы значительно крупные и распространены по всей поверхности.

Указанные сходные и отличительные признаки по отношению с близстоящими видами дают нам основание эти формы выделить как новый вариант, переходный между *laxispira* и *sipra*. Установлением этой вариации утверждается предположение Шауба [14] об филогенетической связи между *laxispira* и *sipra*. Первый вид является предком второго вида. Эта связь утверждается также стратиграфическим положением пород, содержащих указанные виды. Слон с промежуточное положение между породами с *A. laxispira* и *A. sipra*.

Возраст. Нижняя часть среднего эоцена.

Местонахождение. Армянская ССР, Алавердский район с. Шамут и ст. Санаин.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2.VI.1966.

Ս. Մ. ԳՐԻԳՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ-ի ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՆՍՏՂԱՄՔՆԵՐԻ ԱՍԻԼԻՆԱՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ՆՇԱՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ասիլինաները *Nummulitida* կարգի մյուս ներկայացուցիչների հետ միասին աշխարհագրական լայն տարածում ունեն Ալպիական զեոսինկլինալային շրջանի ստորին պալեոգենյան նստվածքներում: Նշված նստվածքներում ամեն տեղ նրանք ունեն ստրատիգրաֆիական չափազանց կարճ տարածում (վերին պալեոգեն—միջին էոգենի վերին մաս) և բնորոշվում են էվոլյուցիոն արագ փոփոխություններով:

Ինչպես ՍՍՀՄ հարավի, այնպես էլ Արևմտյան Սվրոպայի մի շարք երկրների ասիլինաների ուսումնասիրությունը բազմաթիվ հեղինակների (4, 10, 13, 14) հիմք է տվել ստորին պալեոգենյան նստվածքներում անջատել ոչ միայն ասիլինաների առանձին խմբեր՝ բնորոշ պալեոգենին, ստորին և միջին էոգենին, այլ նաև առանձին զոնաներ (4, 10):

Հայկական ՍՍՀ պալեոգենի նստվածքներում ասիլինաների առկայության մասին նշվում են մի շարք հեղինակների կողմից (Գաբրիելյան Ա. Հ., Կաճարավա Ի. Վ., Սարգսյան Հ. Հ., Գրիգորյան Ս. Մ., Վեհունի Ա. Թ., Պտուղյան Հ. Ե. և այլն, սակայն նրանք մինչև այժմ համարյա չեն նկարագրվել և հրապարակվել¹:

ՀՍՍՀ պալեոգենի նստվածքների ուսումնասիրության ընթացքում մեր կողմից, բազմաթիվ նումուլիտների հետ մեկտեղ, հանրապետության հարավային և հյուսիսային շրջաններից (Սևանա լճի ավազանի Արտանիշ, Շորժա, Ալավերդու շրջանի Աթան, Շամուտ, Սանահին գյուղերի շրջակայքից, Լավար սարի հյուսիսային լանջից և Արևմտյան Հայոցձորի միջին էոգենի նստվածքներից) հավաքվել և մոնոգրաֆիկ ուսումնասիրվել է ասիլինաների հարուստ հավաքածու, որի արդյունքները բերվում են ներկա հոդվածում:

ՀՍՍՀ ստորին պալեոգենյան նստվածքների ասիլինաները մեծ մասամբ հանդիպում են հանրապետության հյուսիսային նումուլիտային մարզի ապարներում, որտեղ երբեմն տալիս են մասսայական կուտակումներ (Շամուտ գյուղ և Լավարի հյուսիսային լանջ), իսկ հանրապետության հարավային նումուլիտային մարզում հանդիպում են հազվադեպ և միայն Արևմտյան Հայոցձորի միջին էոգենի վերին մասի ապարներում:

¹ Ասիլինաների երկու տեսակի նկարագրություն կա Բ. Ֆ. Մեֆերտի [3] և Հ. Ե. Պտուղյանի չհրատարակված աշխատանքներում:

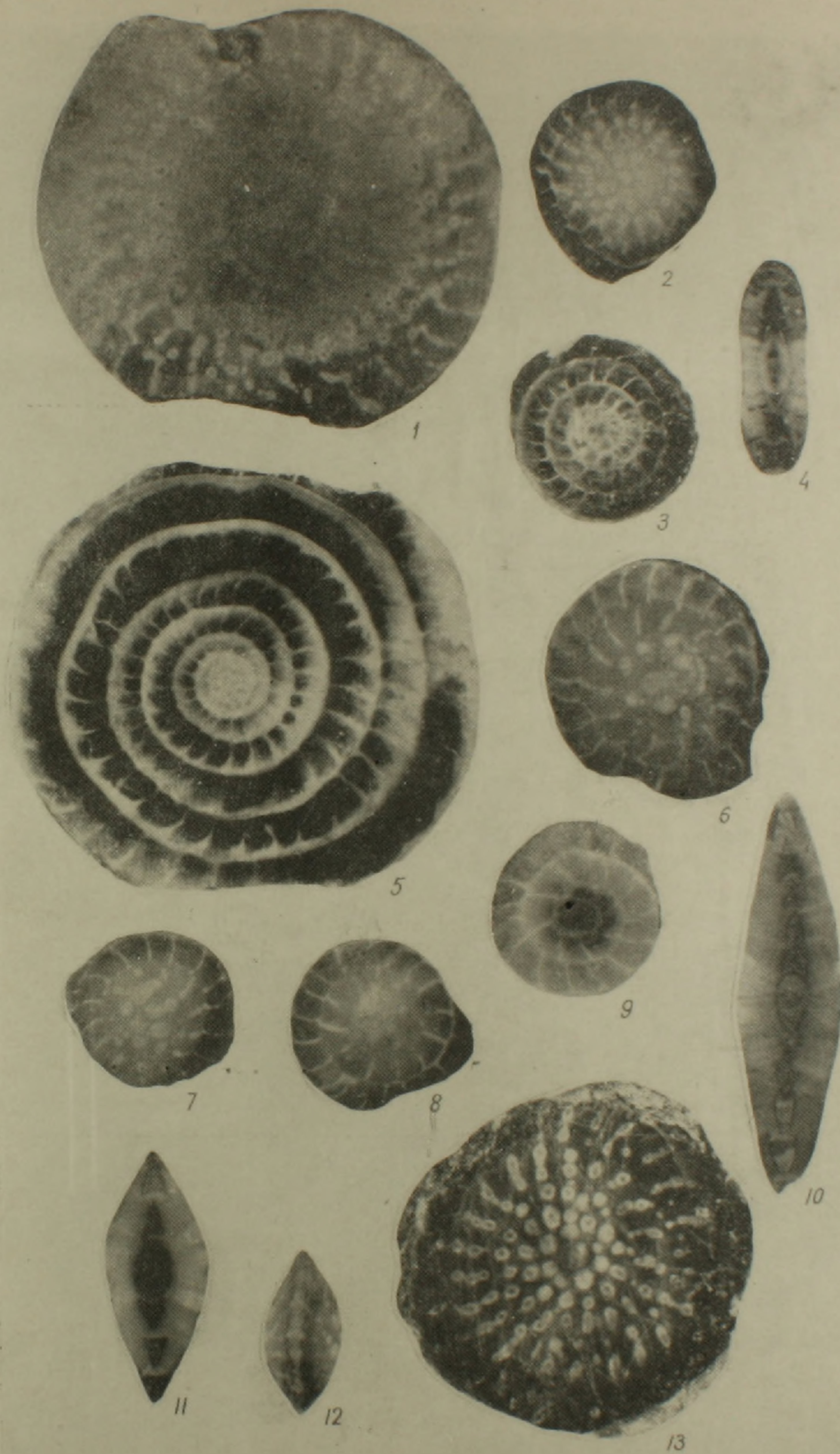


Таблица 1

1. *Assilina placentula* (Deshayes) (B) $\times 10$.
Вид поверхности; бассейн оз. Севэн, нижний эоцен.
2. *Assilina placentula* (Deshayes) (A) $\times 10$.
Вид поверхности; там же.
3. *Assilina placentula* (Deshayes) (A) $\times 10$.
Экваториальный разрез; там же.
4. *Assilina placentula* (Deshayes) (A) $\times 10$.
Поперечный разрез; там же.
5. *Assilina placentula* (Deshayes) (B) $\times 10$.
Экваториальный разрез; там же.
- 6—8. *Assilina reicheli* Schaub (A) $\times 10$.
Вид поверхности; с. Атан, нижний эоцен.
9. *Assilina reicheli* Schaub (A) $\times 10$.
Экваториальный разрез; там же.
10. *Assilina laxispira* de la Harpe (A) $\times 10$.
Поперечный разрез; с. Атан, нижний эоцен.
11. *Assilina reicheli* Schaub (A) $\times 10$.
Поперечный разрез; там же.
12. *Assilina reicheli* Schaub (A) $\times 10$.
Вид сбоку; там же.
13. *Assilina placentula* (Deshayes) (A) $\times 10$.
Вид поверхности; там же.

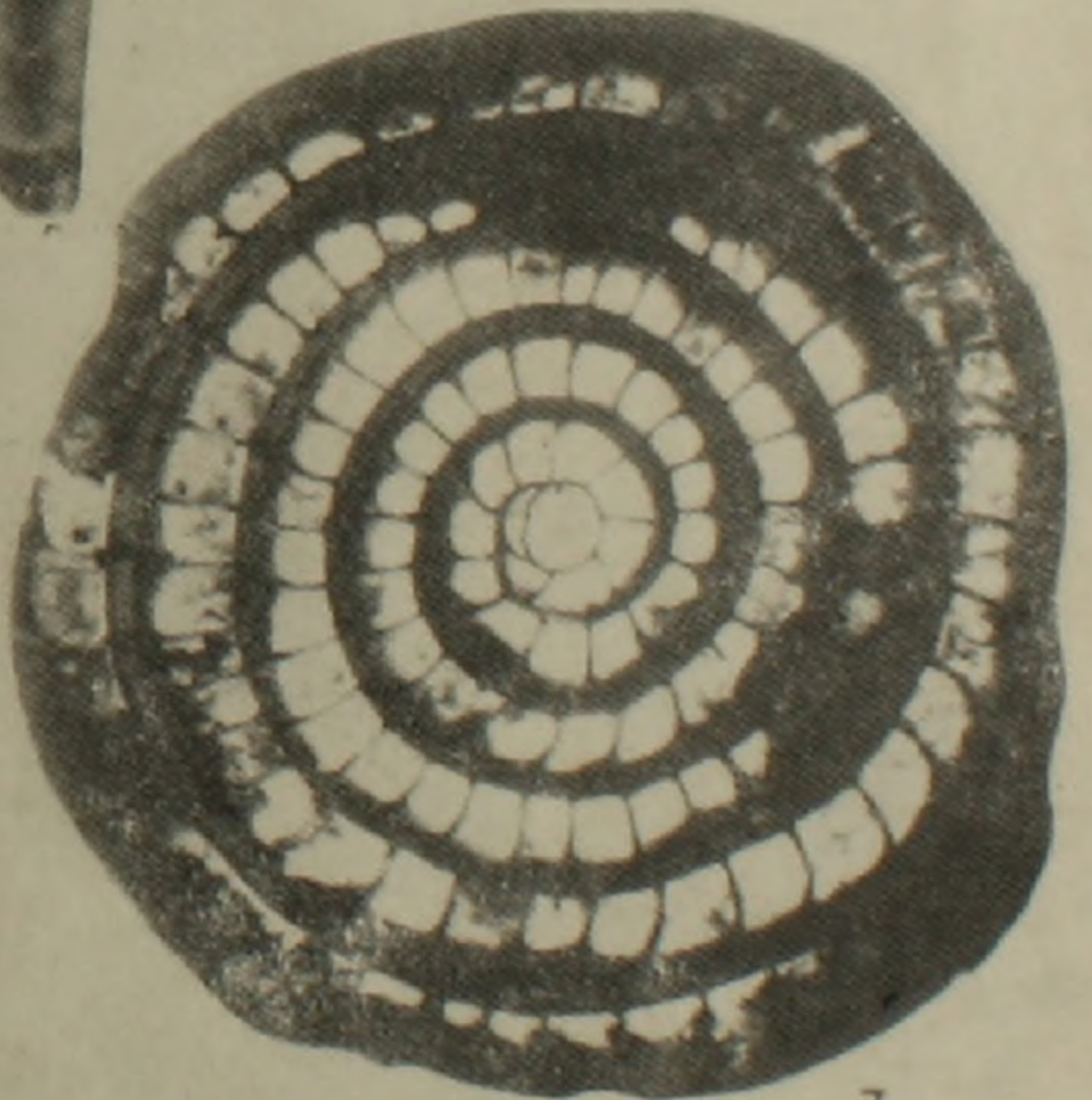
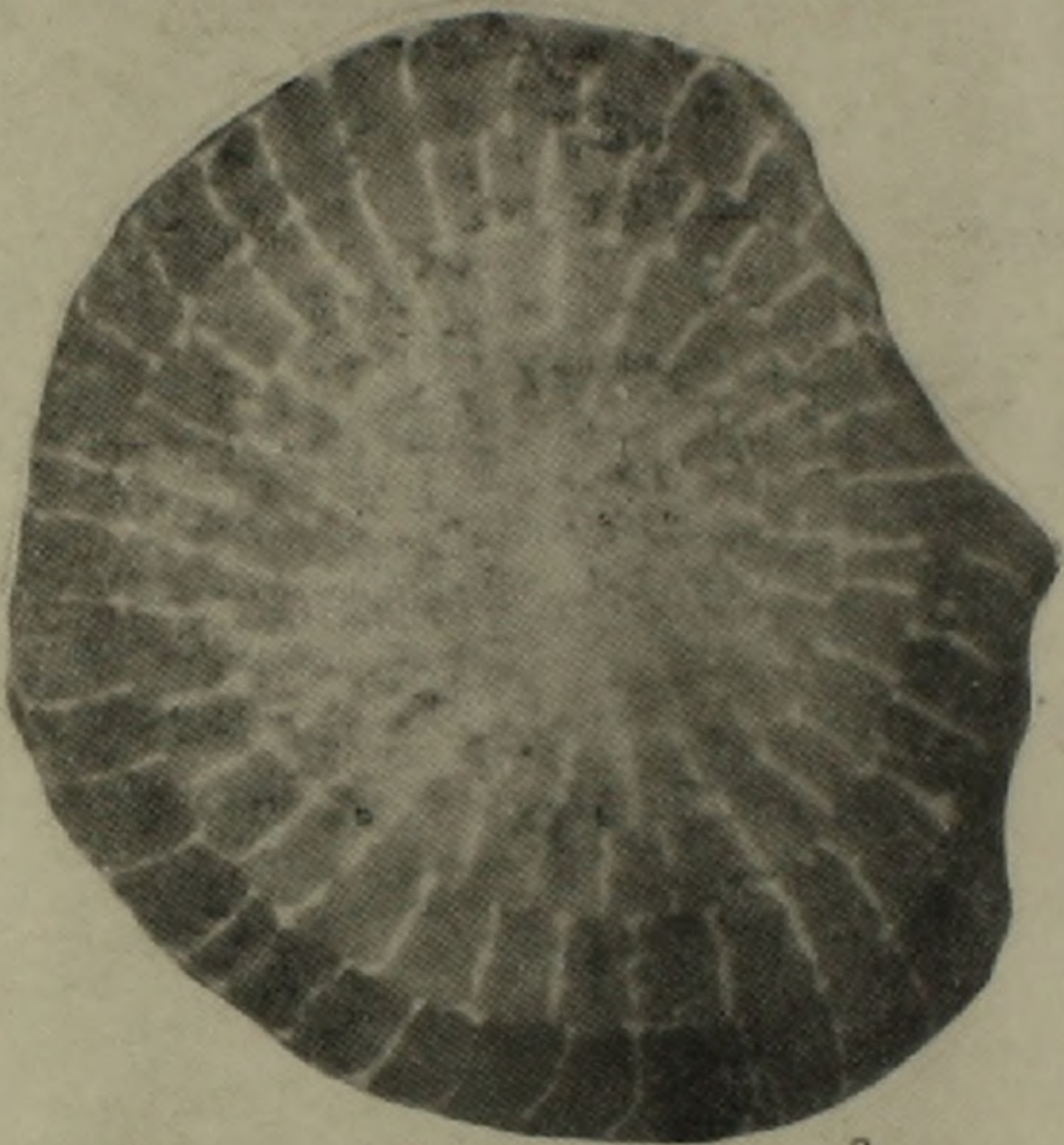
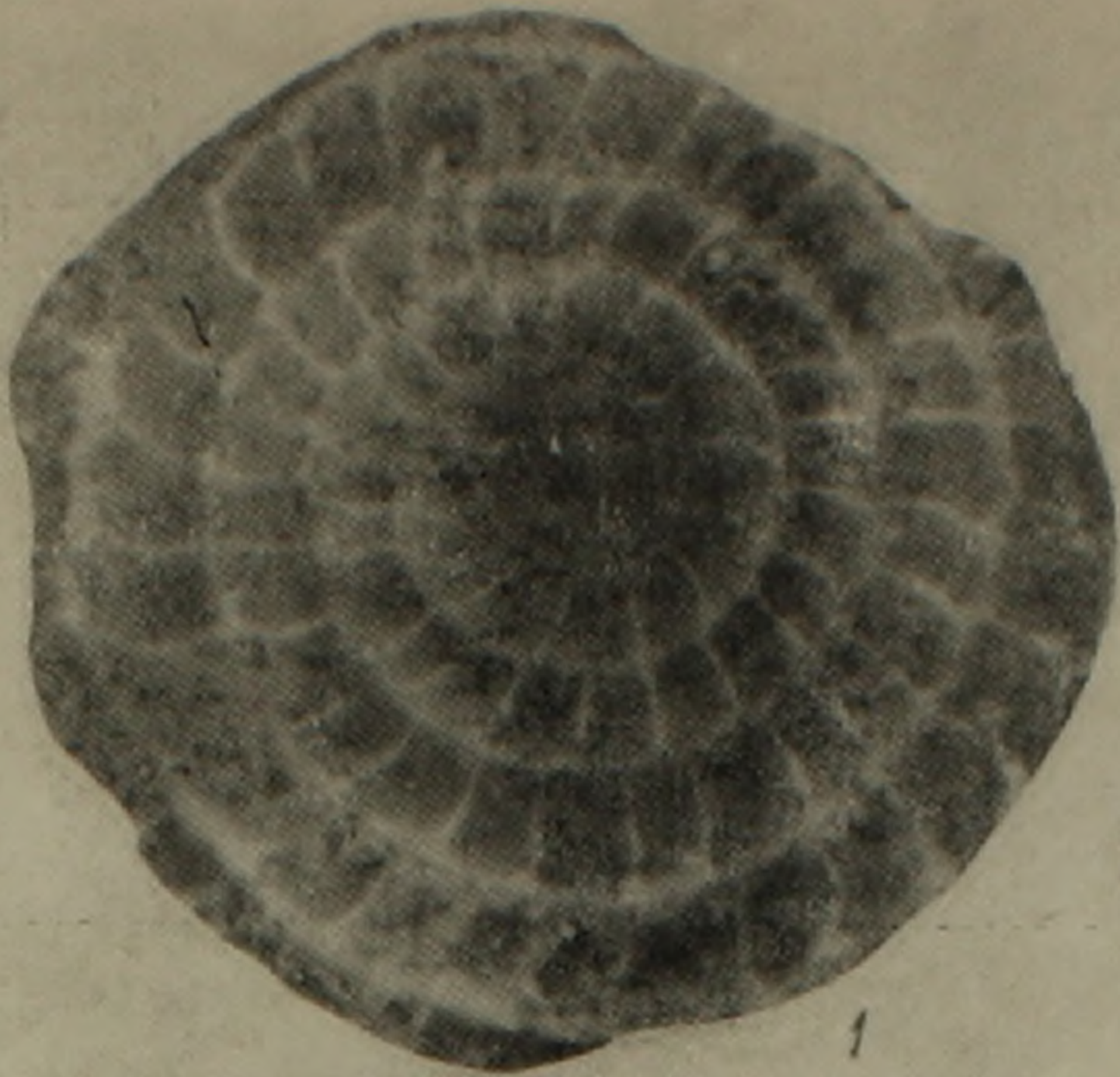


Таблица 2

1. *Assilina laxispira* de la Harpe (A) $\times 10$.
Экваториальный разрез; с. Атан, нижний эоцен.
- 2, 5. *Assilina laxispira* de la Harpe (A) $\times 10$.
Вид поверхности; там же.
3. *Assilina laxispira* de la Harpe var. *schamutica* var. n. (A) $\times 10$.
Вид поверхности, с. Шамут, средний эоцен.
4. *Assilina laxispira* de la Harpe var. *schamutica* var. n. (A) $\times 10$.
Поперечный разрез; там же.
6. *Assilina exponsa* Sowerby (B) $\times 5$.
Вид поверхности; ст. Санаин, средний эоцен.
7. *Assilina laxispira* de la Harpe var. *schamutica* var. n. (A) $\times 10$.
Экваториальный разрез; с. Шамут, средний эоцен.



1



2



3



4



5



6

Таблица 3

1. *Assilina spirra* Roissi (B) $\times$ 2.
Экваториальный разрез; северный склон г. Лалвар, средний эоцен.
2. *Assilina spirra* Roissi (B) $\times$ 2.
Вид поверхности; там же.
3. *Assilina spirra* Roissi (A) $\times$ 10.
Вид поверхности; с. Шамут, средний эоцен.
4. *Assilina laxispira* de la Harpe var. *spirra* var. n. (A) $\times$ 10.
Экваториальный разрез; там же.
5. *Assilina laxispira* de la Harpe var. *spirra* var. n. (A) $\times$ 10.
Вид поверхности; там же.
6. *Assilina exropens* Sowerby (A) $\times$ 10.
Экваториальный разрез; там же.

ՀՄՄՀ պալեոգենի նստվածքների ասիլինաներից մեր կողմից որոշվել և նկարագրվել են 5 տեսակ և 2 նոր փոփոխականներ՝ *Assilina placentula* Deshayes (A, B), *A. reicheli* Schaub. (A), *A. laxispira* de la Harpe (A), *A. spira* Roissy (A, B), *A. exponens* Sowerby (A, B), *A. laxispira* de la Harpe var. *schamutica* var. n., *A. laxispira* de la H. var. *spira* var. n.

Վերը նշված նստվածքներում ըստ ասիլինաների անջատվում են 3 խմբեր՝ բնորոշ ստորին էոցենին, ստորին և միջին էոցենի անցողիկ շերտերին և միջին էոցենին:

Հոդվածում բերվում են մոնոգրաֆիկ նկարագրությունները նշված ասիլինաները, որոնք պատկանում են ֆիլոգենետիկ երկու խմբի՝ *A. exponens* և *A. spira*.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Арм. ССР, Ереван, 1964.
2. Габриелян А. А., Григорян С. М. Доклады АН Арм. ССР, XXXIX, № 5, 1964.
3. Мефферт Б. Ф. Эоценовая фауна из Даралагеца в Армении. Тр. Главн. геол. разв. упр., вып. 99, 1931.
4. Немков Г. И. и Бархатова Н. Н. Нуммулиты, Ассилыны и Оперкулины Крыма. М.—Л., 1961.
5. Abrard R. A. Fabre. Observations sur la faune de Foraminifères de l'Eocene moyen du Bas-Adour. Butl. Soc. géol. de France, sér. 5, vol. 14, 1944.
6. Boussac J. Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Mem. de la Carte de France. Paris, 1911.
7. Davies L. M. and E. S. Pinfold. The eocene beds of the Punjab salt Range Mem. of the geological survey of India. Palaeontologia Indica, new ser. vol. XXIV, Mem. 1, 1937.
8. De la Harpe Ph. Matériaux pour servir à une monographie des Nummulites et Assillines. A. m. kir Foldtani intézet Evkonyve, vol. XXVII, 1926.
9. Heim A. Die Nummuliten und Flischbildungen der Schweizeralpen. Abh. der. Schweiz. palaont. Ges. vol. XXXV, Zurich, 1908.
10. Hottinger L., R. Lehmann et H. Schaub. Données Actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique Méditerranéen. Colloque sur le Paléogène (Bordeaux, September, 1962). 1964.
11. Llueca F. Los nummulitidos de Espana. Com. Invest. Pal. y Prehist., mem. 36, ser. pal. N 8, Madrid, 1929.
12. Schaub H. Stratigraphie und Palaontologie des Schlirenflisches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten and Assillinen. Schweiz. Palaontol. Abh. vol. 68, Basel, 1951.
13. Schaub H. Zur Nomenklatur und Stratigraphie der europäischen Assillinen. Ecol. geot. Helv., 48, N 2, 1955.
14. Schaub H. Ueber einige Nummuliten und Assillinen der Monographie und der Sammlung d'Archiac. Ecl. geol. Helv., 1960.
15. Schaub H. Ueber einige Entwicklungsreihen von Nummulites und Assilline. Evolutionary trends in foraminifera. Elsevier Amsterdam, 1963.

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

С. А. БУБИКЯН

ОСТРАКОДЫ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ КОНКСКОГО ГОРИЗОНТА
АРМЯНСКОЙ ССР (РАЗДАНСКИЙ, ОКТЕМБЕРЯНСКИЙ РАЙОНЫ)

Отложения конкского горизонта в Армянской ССР установлены в районе гор. Раздан в виде небольших останцев, представленных глинами, песчаниками, ракушняками, залегающих над известняками мелового возраста [2].

Из этих отложений нами микрофаунистическому исследованию подверглись образцы глин, песчаников и ракушнякав, в которых были выявлены остракоды: *Mediocytherideis achtaensis* sp. n., *Leptocythere* sp. *Eucypris* aff. *hrazdanica* B u b i k i a n.

По А. В. Сузину [3] представители рода *Mediocytherideis* известны в плиоцене и миоцене Кавказа и Поволжья. Как указывает М. И. Мандельштам (Определитель ископаемых остракод нефтеносных районов СССР, том II, сем. *Cytheridae*, 1951), представители рода *Mediocytherideis* достоверно известны в солоноватоводных отложениях неогена.

Аналогичный комплекс остракод нами установлен в глинах и песчаниках скв. №№ 25к, 28к, 30к (1964—1965 гг.) нефтегазразведки Октемберянского района.

Необходимо отметить, что представители рода *Mediocytherideis* в Октемберянском районе более расширены, тут присутствуют, кроме *Mediocytherideis achtaensis* sp. n., также *M. elongata* sp. n., *M. piniae* sp. n. Общими видами, с разрезом близ гор. Раздан, являются также *Eucypris* aff. *hrazdanica* B u b i k i a n, *Leptocythere* sp.

Присутствует также новый вид из семейства *Cytheridae*—*Cyprideis gale* sp. n. Вышеуказанный комплекс фауны остракод на территории Армянской ССР имеет узкое вертикальное распространение.

Ниже приводится описание вышеприведенной фауны остракод. Голотипы и оригиналы хранятся в лаборатории ИГН АН Армянской ССР.

Семейство *CYTHERIDAE*, W. Baird, 1850

Подсемейство *Cytherideinae*, G. Sars, 1925

Род *CYPRIDEIS*, T. R. Jones, 1856

Cyprideis gale sp. n.

Табл. I, фиг. 1а, б; 2

Г о л о т и п № 300 происходит из скв. № 25к Октемберянского района, конк.

М а т е р и а л. В коллекции имеется 15 закрытых раковин этого вида хорошей сохранности.

Д и а г н о з. Раковина крупная, продолговатая, выпуклая. Левая створка больше правой. Передний и задний концы округлые. Спинной и брюшной края прямые. Створки покрыты ячейками.

О п и с а н и е. Раковина большая, удлинненно-овальная, длина вдвое больше высоты. Выпуклая в задней части, уплощенная к переднему концу. Левая створка больше правой и охватывает последнюю со всех сторон кроме спинного края. Передний конец высокий, широко закруглен, снабжен мелкими шипами. Задний конец незначительно ниже переднего, равномерно закруглен. Спинной край прямой, длинный, плавно переходит к переднему концу и округлым углом к заднему. Брюшной край прямой, длинный, параллелен спинному и равномерно переходит в передний и задний концы. Порово-канальная зона слабо выражена, снабжена тонкими редковыраженными каналами. Раковина покрыта мелкими, неглубокими пятигранными ячейками.

Р а з м е р ы раковины: длина—0,78 мм; высота—0,44 мм.

Общие замечания и изменчивость. Индивидуальная изменчивость этого вида наблюдается в одинаковой высоте переднего и заднего концов и, редко, слабой выгнутости спинного края.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Cyprideis sarmatica* (Zalanyi), описанной из сарматских отложений Приереванского района Армении одинаковой высотой переднего и заднего концов раковины, широко округленным задним концом, а также прямым спинным и брюшным краями.

Геологический возраст и распространение. Армянская ССР, скв. № 25к, Октемберянский район, Конк.

Подсемейство *Mediocytherideinae* Mandelstam, 1956

Род **MEDIOCYTHERIDEIS** Mandelstam, 1956

Mediocytherideis achtaensis sp. n.

Табл. 1, фиг. 3а, б; 4а, б

Г о л о т и п 302 происходит из окрестностей г. Раздан, Разданского района, Конк.

М а т е р и а л. В коллекции имеется более 50 закрытых раковин этого вида удовлетворительной сохранности.

Д и а г н о з. Раковина удлиненная, длина вдвое больше высоты. Передний и задний концы почти одинаковой высоты. Спинной и брюшной края прямые, параллельные. Створки вздутые и покрыты мелкими ямками.

О п и с а н и е. Раковина удлиненная, по очертанию искривленно овальная. Передний конец закруглен к спинному краю, сильно скошен и свисает к брюшному краю. Задний конец к спинному краю равномерно закруглен, к брюшному скошен.

Спинной край прямой, длинный, слабо заметным округлым углом переходит к переднему концу и под тупым углом, с образованием слабо заметного ушка к заднему концу. Брюшной край прямой, постепенно переходит в задний и передний концы. Порово-канальная зона плохо выражена. Раковина сильно выпуклая в задне-заднебрюшной части. Створки покрыты мелкими неглубокими ямками.

Размеры раковины: длина—0,62 мм; высота—0,30 мм.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Mediocytherideis apatoica* (Schweyer), описанной Д. А. Агаларовой, С. А. Кулиевой и З. К. Кадировой (1961) из отложений апшеронского подъяруса Азербайджана, более широко округленным передним концом, прямым спинным краем и отсутствием нитевидных ребер на передней части раковины.

Геологический возраст и распространение. Армянская ССР, район Раздан, Октемберян (скв. 25к), Конк.

Mediocytherideis ninae sp. n.

Табл. I, фиг. 5а, б; 6а, б

Голотип № 304 происходит из скв. № 25к Октемберянского района, Конк.

Материал. В коллекции имеется более 100 закрытых раковин этого вида удовлетворительной сохранности.

Диагноз. Раковина удлиненная, выпуклая. Передний конец выше заднего. Спинной и брюшной края прямые, параллельные. Створки покрыты ячейками.

Описание. Раковина удлиненная, длина вдвое больше высоты. Сильно вздутая в задней части раковины. Передний конец высокий, широко закруглен, сильно скошен к спинному краю и резко свисает к брюшному краю. Задний конец ниже переднего, к брюшному краю несколько скошен. Спинной край прямой с уступом переходит в передний конец и прямым неокругленным углом, образуя ушко, в задний конец. Брюшной край прямой, постепенно переходит в задний конец и немного выгнутый передний. Порово-канальная зона плохо выражена. Створки покрыты мелкими неглубокими ямками.

Размеры раковины: длина—0,64 мм; высота переднего конца 0,30 мм; высота заднего конца—0,28 мм.

Общие замечания и изменчивость. Изменчивость наблюдается в высоте раковины и в различной степени развития уступа спинного края.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Mediocytherideis achtaensis* sp. n., описанной из тех же отложений, более высоким передним концом и уступом передне-спинной части.

Геологический возраст и распространение. Армянская ССР, скв. №№ 25к, 28к, 30к Октемберянского района, Конк.

Mediocytherideis elongata sp. n.

Табл. I, фиг. 7а, б

Г о л о т и п № 306 происходит из скв. № 28к Октемберянского района, Конк.

М а т е р и а л. В коллекции имеется 15 закрытых раковин этого вида различной сохранности, некоторые раковины деформированные.

Д и а г н о з. Раковина удлиненная, крупная. Передний конец высокий, равномерно закруглен, заметно скошен к спинному краю. Задний конец низкий, значительно скошен к брюшному краю. Спинной и брюшной края прямые. Створки покрыты ячейками.

О п и с а н и е. Раковина крупная, удлиненная, длина 2,5 раза больше высоты. Раковина сильно вздутая в задней части. Передний конец высокий, равномерно закруглен, заметно скошен к спинному краю. Задний конец ниже переднего, сильно скошен к брюшному краю. Спинной край прямой, короткий, образуя уступ переходит в передний конец и под прямым углом в задний. Брюшной край прямой, длинный, округленным углом переходит в передний конец и плавно переходит в задний. Поровоканальная зона нечетко выражена. В передней части раковины, близ переднего конца расположены плохо выраженные ребра. Вся поверхность раковины покрыта неглубокими пятигранными ячейками.

Р а з м е р ы раковины: длина—0,84 мм, высота переднего конца 0,34 мм, высота заднего конца—0,30 мм.

О б щ и е з а м е ч а н и я и и з м е н ч и в о с т ь. Индивидуальная изменчивость этого вида наблюдается в большей скошенности заднебрюшной части раковины и в ширине переднего конца.

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Mediocytherideis ninae* sp. n., описанной из тех же отложений присутствием тонких ребер на переднем конце, длинным брюшным краем.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Армянская ССР, скв. 28к Октемберянского района, Конк.

Род *LEPTOCY THERE*, G. O. Sars, 1928*Leptocythere* sp.

Табл. II, фиг. 1а, б; 2

О р и г и н а л № 308 происходит из скв. № 25к Октемберянского района, Конк.

М а т е р и а л. В коллекции имеется небольшое количество закрытых раковин этого вида хорошей сохранности.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, удлиненная, выпуклая. Передний и задний концы почти одинаковой высоты. Спинной и брюшной края прямые. Створки покрыты ячейками.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, выпуклая, удлиненная, длина вдвое больше высоты. Передний конец высокий, равномерно закруглен,

скошен к спинному краю и значительно свисает к брюшному. Задний конец незначительно ниже переднего, к брюшному краю скошенный, к спинному образует уступ. Спинной край прямой, длинный, под тупыми углами переходит в передний и задний концы. Брюшной край прямой, короткий, почти параллелен спинному. Створки выпуклые и равномерно спускаются к краям раковины. Створки покрыты неглубокими пятигранными ячейками.

Размеры раковины: длина—0,54 мм, высота—0,26 мм.

Общие замечания и изменчивость. Индивидуальная изменчивость этого вида наблюдается в различной степени скошенности переднеспинной и заднебрюшной частей раковины.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Leptocythere erevanensis* sp. n., описанной из плиоценовых отложений района им. Камо (с. Арцвакар), более прямыми спинным и брюшным краями, свисающими к спинному краю скошенным передним концом и более высоким, округлым задним концом.

Геологический возраст и распространение. Армянская ССР, скв. № 25к, Октемберянского района, Конк.

Семейство *CYPRIDIDAE* Baird, 1845

Подсем. *Eucypridinae*, Sars, 1925

Род *EUCYPRIS*, Vavra, 1891

Eucypris aff. *hrazdanica* Bublikian

Табл. II, фиг. 3а, б; 4а, б

Оригинал № 310 происходит из скв. № 25к Октемберянского района, Конк.

Материал. В коллекции имеется небольшое количество закрытых раковин этого вида удовлетворительной сохранности.

Диагноз. Раковина крупная, выпуклая. Передний конец выше заднего. Спинной край прямой. Брюшной край вогнутый. Створки гладкие.

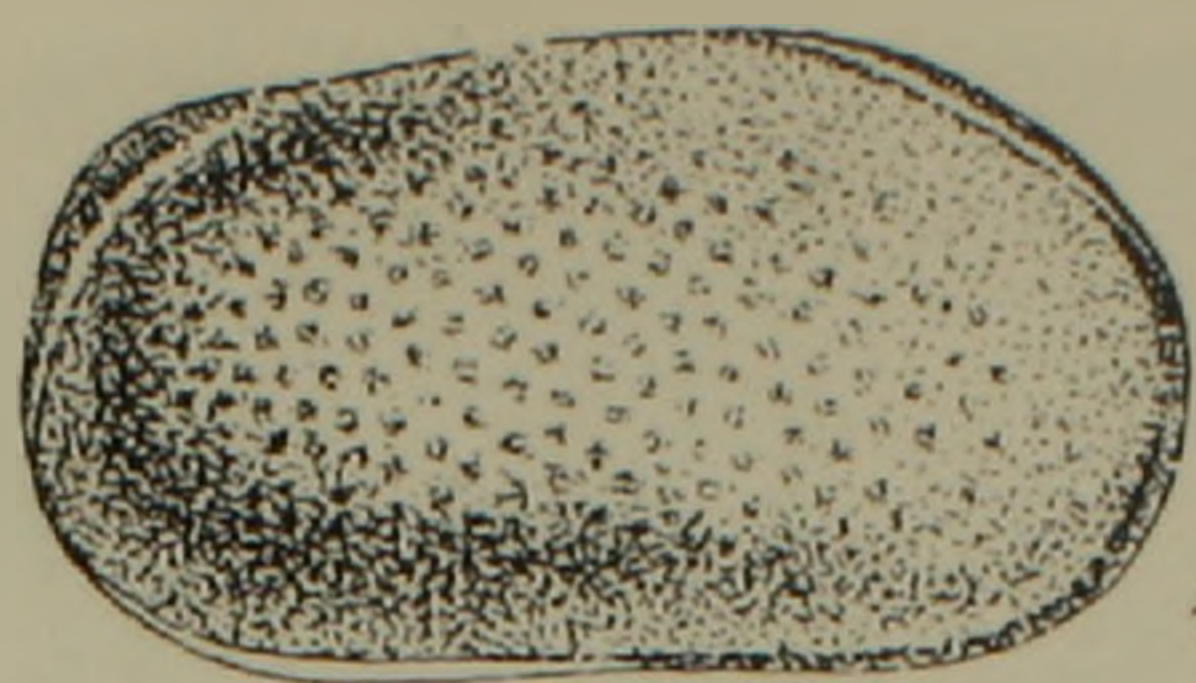
Описание. Раковина крупного размера, сильно вздутая в средней части. По очертанию приближается к треугольной форме. Передний конец высокий, закругленный к спинному краю, дугообразный. Задний конец закругленный, к спинному краю слабо скошенный. Спинной край прямой, под тупыми округленными углами переходит в передний и задний концы. Брюшной край вогнут в средней части. Порово-канальная зона плохо выражена. Створки гладкие.

Размеры раковины: длина 1,18 мм; высота 0,68 мм.

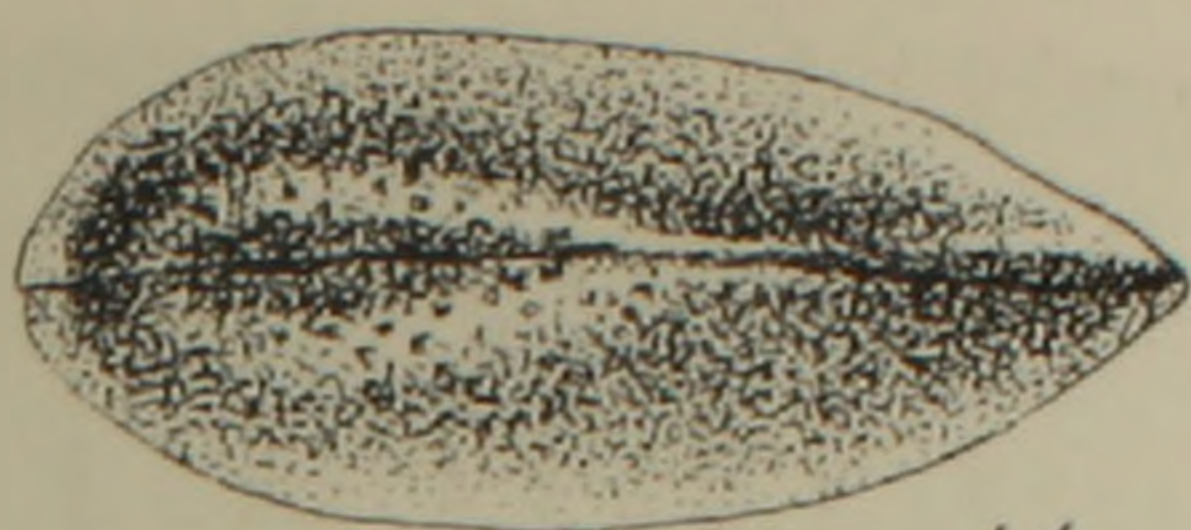
Общие замечания и изменчивость. Экземпляры вида варьируют в размерах, а также большей и меньшей выгнутостью брюшного края.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Eucypris hrazdanica* Bublikian из сарматских отложений Приереванского района большими размерами левой створ-

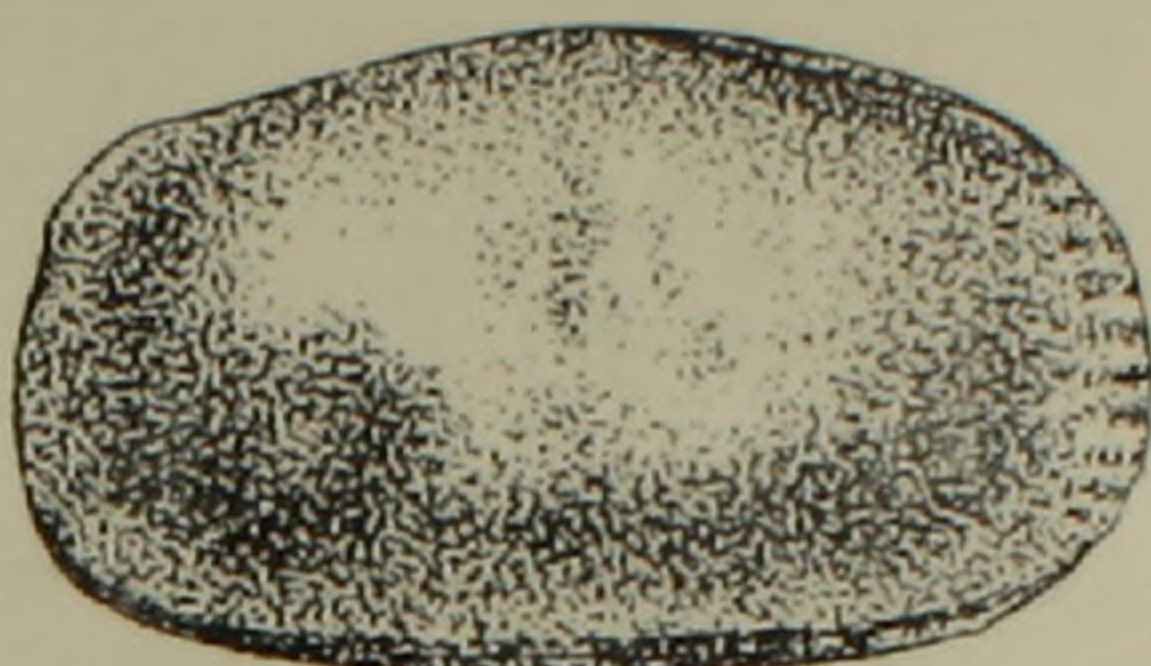
Таблица 1



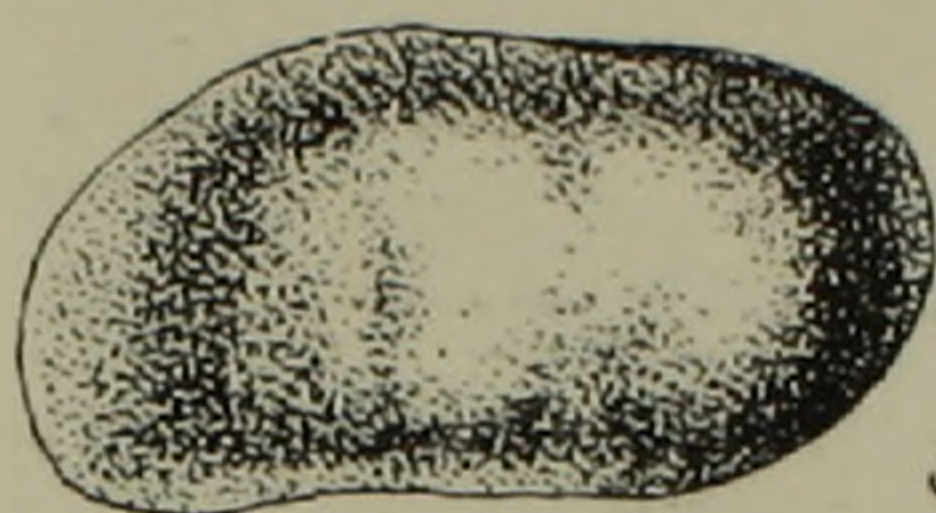
1a



1b



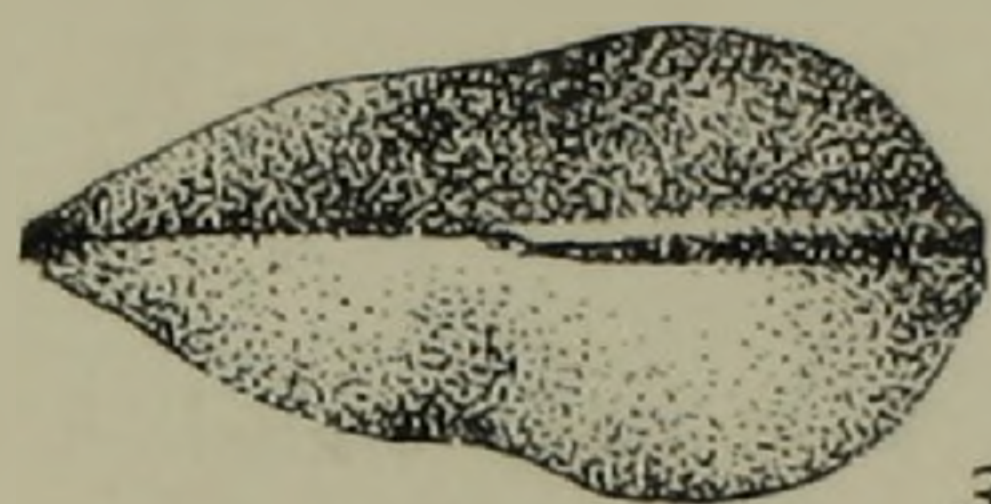
2



3a



4a



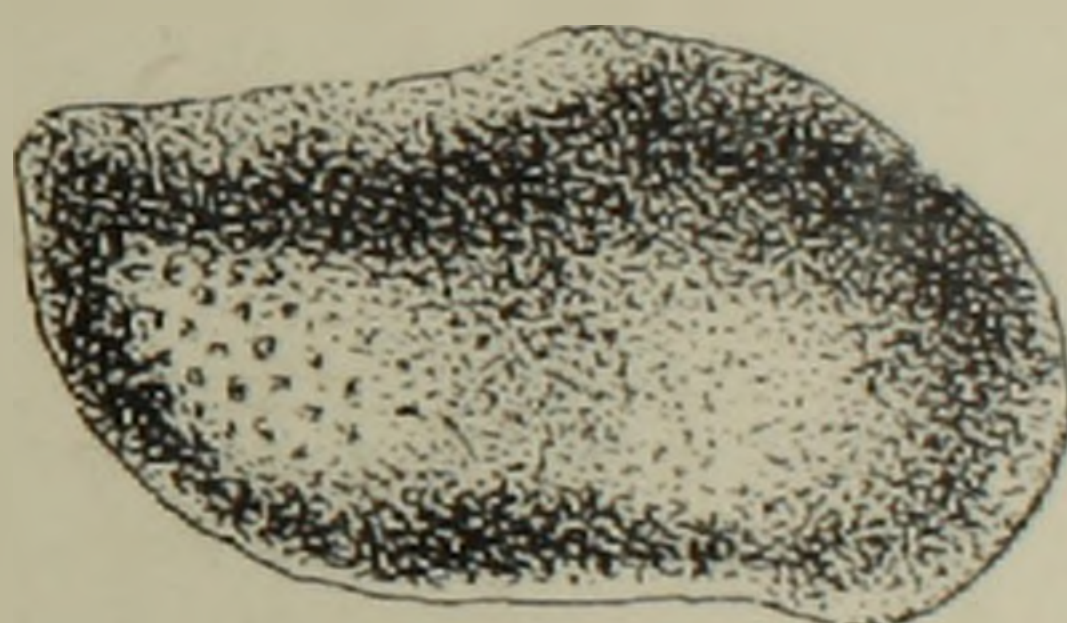
3b



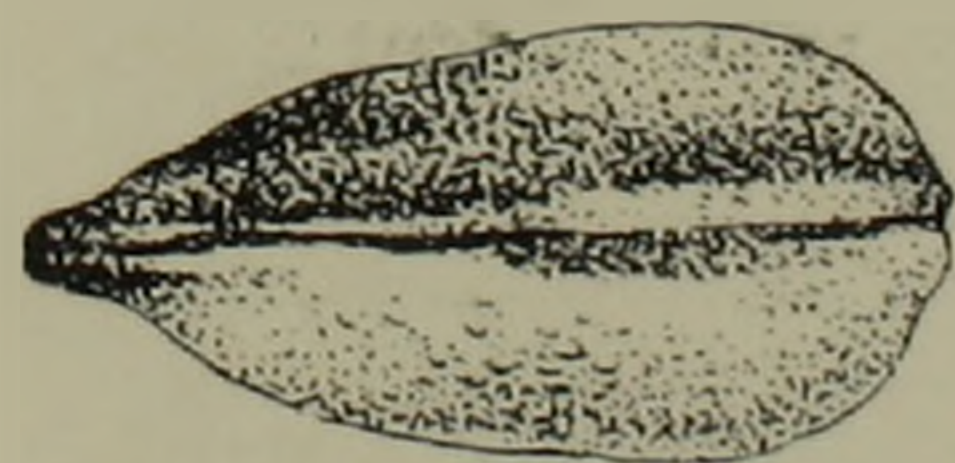
4b



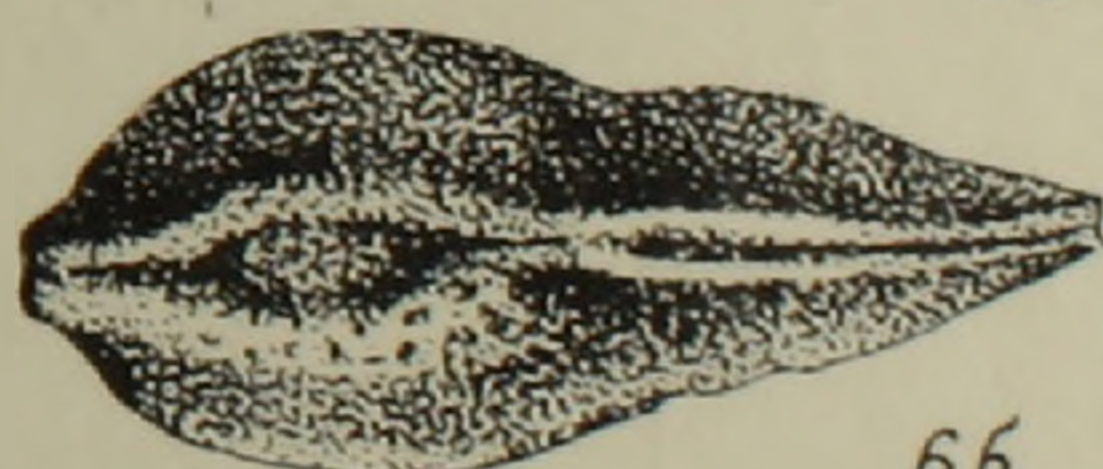
5a



6a



5b



6b



7a



7b

Таблица 1

1. *Cyprideis galae* sp. n., $\times 66$.

Голотип № 300, Октемберянский район, скв. № 25к, гл. 813 м—836 м, Конк (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

2. *Cyprideis galae* sp. n., 66.

Голотип № 301, Октемберянский район, скв. 25к, гл. 800 м — 813 м, Конк (правая створка с внешней стороны)¹.

3. *Mediocytherideis achtaensis* sp. n., $\times 66$.

Голотип № 302, район Раздан, г. Раздан, Кан. 1, обр. 13а, Конк (а—левая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

4. *Mediocytherideis achtaensis* sp. n., $\times 66$.

Голотип № 303, Октемберянский район, скв. № 25к, гл. 848 м — 860 м, Конк (а—левая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

5. *Mediocytherideis pinae* sp. n., $\times 66$.

Голотип № 304, Октемберянский район, скв. № 25к, гл. 836 м — 848 м, Конк (а — левая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

6. *Mediocytherideis pinae* sp. n., $\times 66$.

Голотип № 305, Октемберянский район, скв. № 28к, гл. 1087 м — 1095 м, Конк (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

7. *Mediocytherideis elongata* sp. n., $\times 66$.

Голотип № 306, Октемберянский район, скв. № 28к, гл. 1095 м — 1105 м, Конк (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

Таблица 2



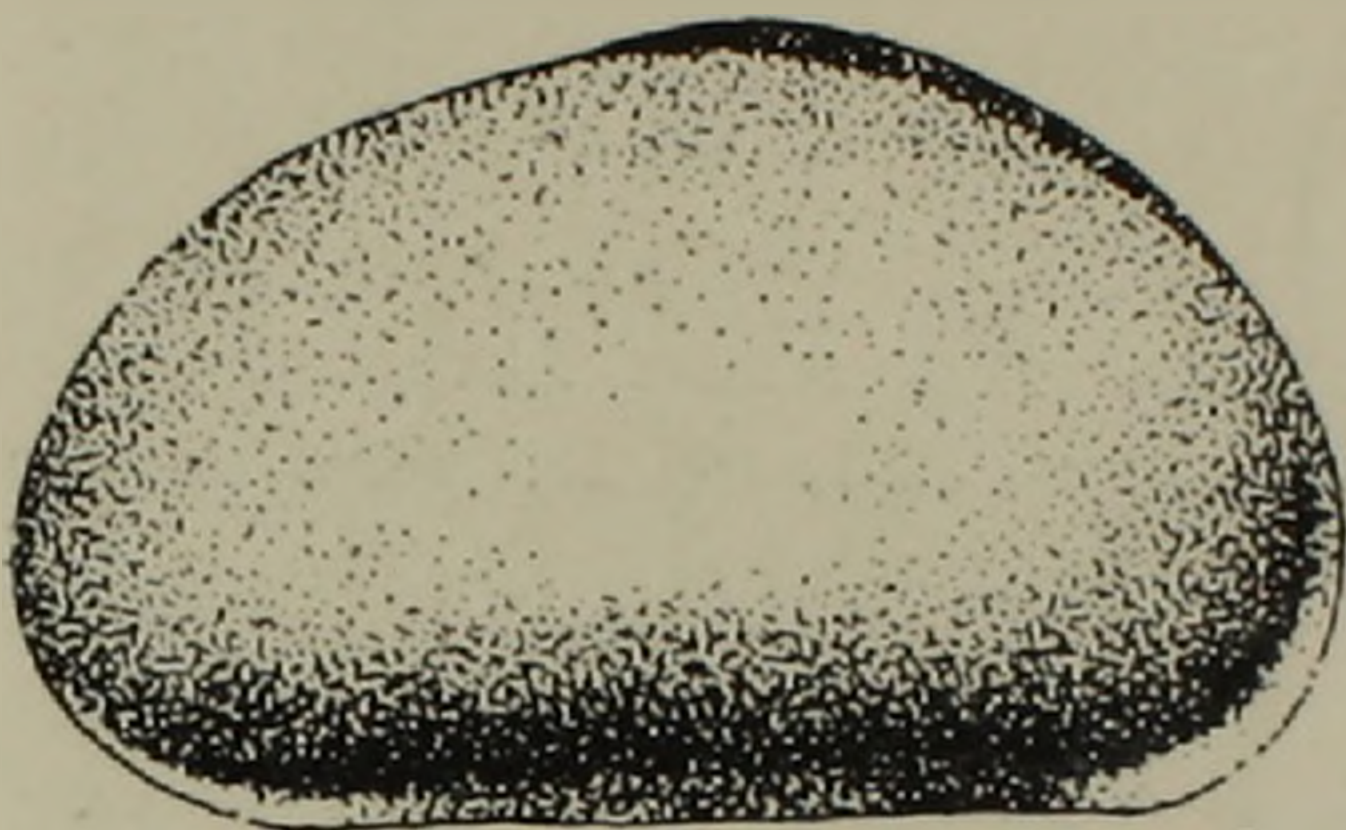
1a



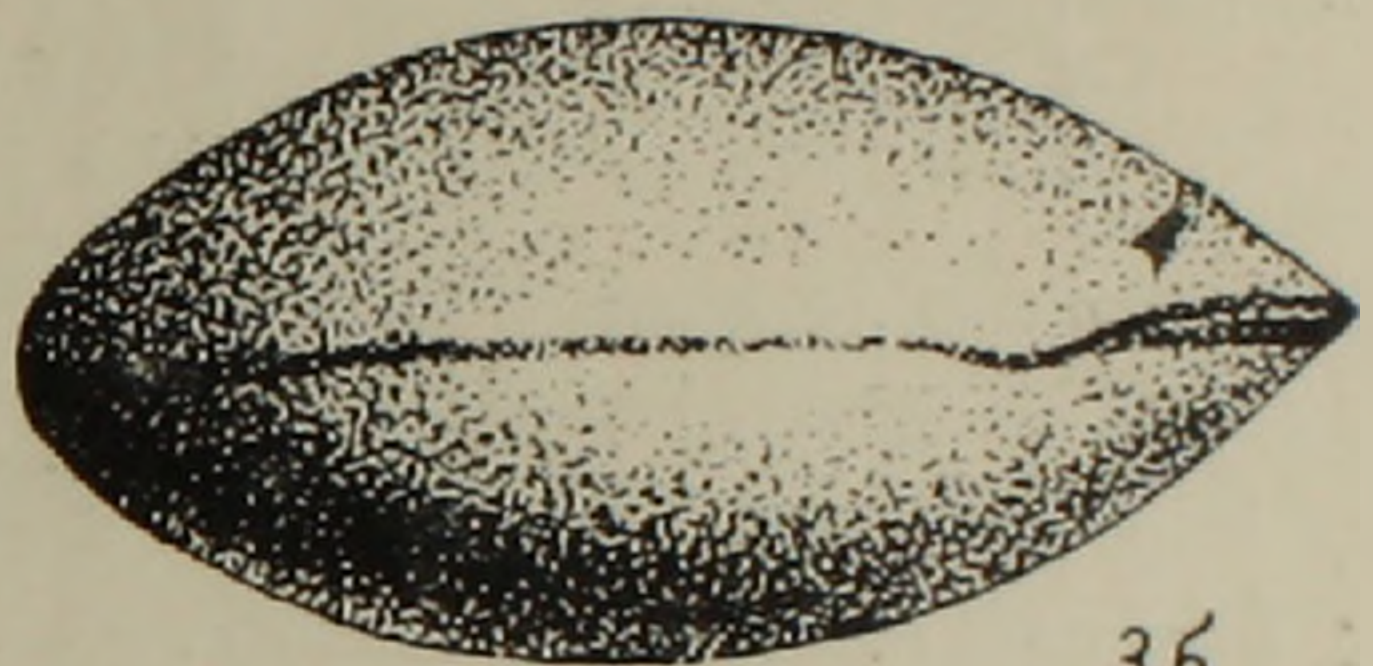
1b



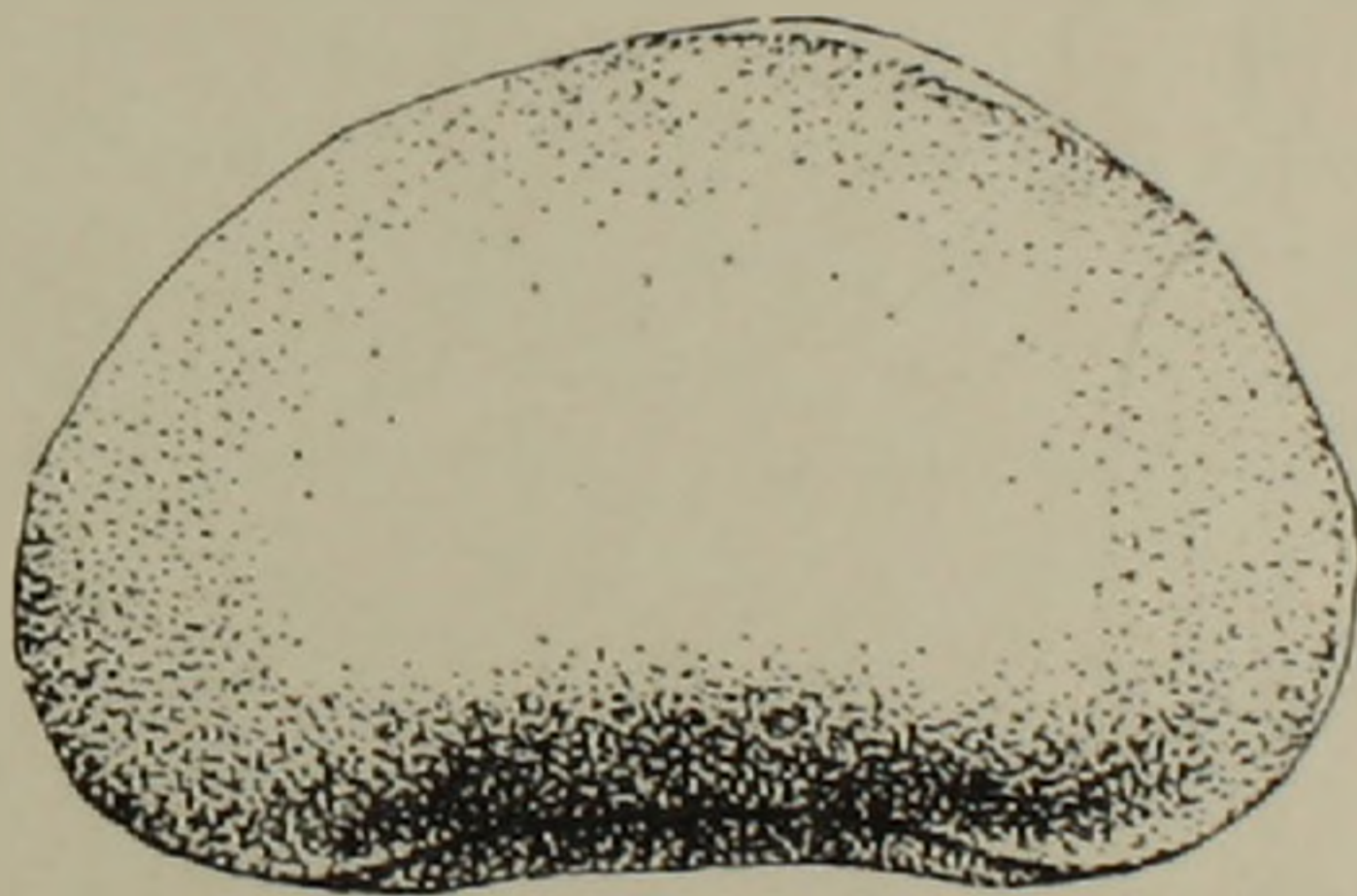
2



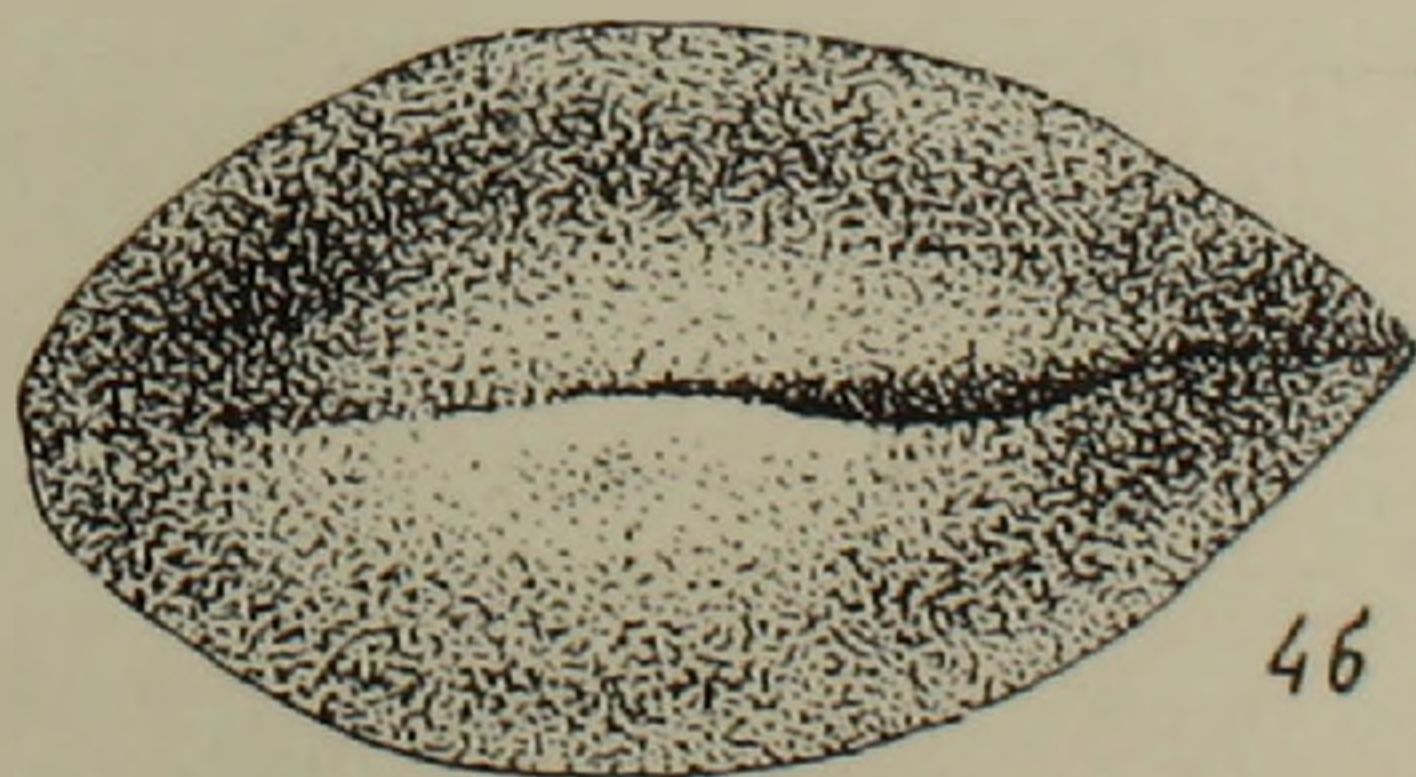
3a



3b



4a



4b

Таблица 2

1. *Leptocythere* sp., $\times 66$.

Голотип № 307, Октемберянский район, скв. № 25к, гл. 813 м—836 м, Конк (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

2. *Leptocythere* sp., $\times 66$.

Голотип № 308, Октемберянский район, скв. № 25к, гл. 800 м—813 м, Конк (правая створка с внешней стороны).

3. *Eucypris* aff. *hrazdanica* Bubikjan, $\times 53$.

Оригинал № 309, район Раздан, г. Раздан, кан. № 1, обр. 13а, Конк (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

4. *Eucypris* aff. *hrazdanica* Bubikjan, $\times 53$.

Оригинал № 310, Октемберянский район, скв. № 25к, гл. 848 м—860 м, Конк (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны).

ки, которая заметно обхватывает правую в переднеспинной и средней частях брюшного края.

Геологический возраст и распространение. Армянская ССР, Октемберянский, Разданский районы, Конк.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5.XI.1965.

Ս. Ա. ԲՈՒԲԻԿԻԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ (ՀՐԱԶԴԱՆԻ ԵՎ ՀՈԿՏԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ) ԿՈՆԿԻ ՀՈՐԻՋՈՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐՈՒՄ ՀԱՅՏՆԱՔԵՐՎԱԾ ՕՍՏՐԱԿՈՒՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում նկարագրված է կոնկի հորիզոնի նստվածքներում հայտնաբերված օստրակոդների կոմպլեքսը: Կոնկի հորիզոնի նստվածքները Հայաստանում հայտնաբերված են Հրազդան քաղաքի մոտ, ներկայացված կավերով, ավազաքարերով և խեցաքարերով, որոնք տեղադրված են կավճի հասակի կրաքարերի վրա (Ս. Ի. Գաբրիելյան 1964):

Վերը նշված նստվածքներից մեր կողմից ուսումնասիրության ենթարկվեցին կավերի, ավազաքարերի և խեցաքարերի նմուշները, որտեղ հայտնաբերվեցին օստրակոդներ՝ *Mediocytherideis achtaensis* Sp. n., *Leptocythere* sp., *Euypris* aff. *hrazanica* Bubikian. Ըստ գրականության տվյալների և Ս. Ի. Մանդելշտամի *Mediocytherideis* սեռին պատկանող ներկայացուցիչները հայտնի են նեոգենի հասակի մի քիչ աղի նստվածքներում: Նշված սեռին պատկանող օստրակոդների հարուստ կոմպլեքս հայտնաբերված է նաև Հոկտեմբերյանի շրջանի № 25կ, 28կ, 30կ հորատանցքերի կավերի և ավազաքարերի մեջ: Այստեղ *Mediocytherideis achtaensis* sp. n. բացի, հայտնաբերված են՝ *M. elongata* sp. n., *M. ninae* sp. n.. Բացի *Mediocytherideis* սեռին պատկանող ձևերից հայտնաբերված է նաև նոր ձև *Cytheridae* ընտանիքից *Cyprideis galae* sp. n.

Վերոհիշյալ ձևերը ունենալով նեղ ուղղաձիգ տարածում, կարևոր նշանակություն ունեն կտրվածքների համադրման և նստվածքների հասակի որոշման համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агаларова Д. А., Кадырова З. К., Кулиева С. А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Азгосиздат, 1961.
2. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
3. Сузин А. З. Остракоды третичных отложений северного Предкавказья. Гостоптехиздат, 1956.

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

А. Е. ПТУХЯН

МАТЕРИАЛЫ К СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА АРМЕНИИ

Отложения среднего эоцена широко распространены в пределах Армянской ССР. Они представлены туфо-осадочными, нормально-осадочными и вулканогенными породами разнообразного состава, достигают от 600 до 1700 м мощности, местами трансгрессивно перекрывают более древние породы нижнего эоцена, мела и юры, местами же, в синклинальных прогибах согласно налегают на нижнеэоценовые породы.

Фаунистически отложения среднего эоцена достаточно хорошо охарактеризованы, особенно представителями крупных фораминифер-нуммулитами, значение которых общеизвестно в области стратиграфического расчленения палеогеновых образований.

Подробная схема деления палеогеновых отложений Армении, основанная на вертикальном распространении нуммулитов, составлена А. А. Габриеляном [1, 2, 3]. По этой схеме в объеме среднего эоцена выделяются два нуммулитовых горизонта: нижняя часть среднего эоцена «горизонт с *Nummulites loevigatus*» и верхняя часть среднего эоцена «горизонт с *Nummulites perforatus*».

В последние годы при проведении геолого-съёмочных работ, в разных районах Армянской ССР А. Т. Вегуни, Р. К. Хачатряном и автором из многочисленных пунктов всей области распространения среднеэоценовых отложений была собрана богатая коллекция нуммулитовой фауны, монографическая обработка которой (произведенная автором) может служить материалом для уточнения границ и объема среднего эоцена.

В настоящей статье приводится палеонтологическое описание некоторых видов нуммулитов, широко распространенных в отложениях нижней части среднего эоцена.

На территории северных районов Армянской ССР отложения нижней части среднего эоцена, соответствующие «горизонту с *N. laevigatus*», представлены в туфо-осадочной и вулканогенной фациях с подчиненными слоями нормально осадочных пород. Они достигают до 1200 м мощности, местами трансгрессивно налегают на породы юры, мела, нижнего эоцена, местами же согласно перекрывают фаунистически охарактеризованные образования карбонатной фации нижнего эоцена. В разрезе отложений нижней части среднего эоцена здесь, во всей области их распространения, отчетливо выделяются два нуммулитовых слоя с ха-

раактерными для них комплексами нуммулитовой фауны. Нижний слой, который приурочен к нижней половине разреза, представленного туфопесчаниками, туффитами, туфобрекчиями, линзами известняков, слоями известковистых песчаников, конгломератов и вулканогенных пород, мощностью до 200—300 м, характеризуется комплексом нуммулитов в составе *N. laevigatus* Brug., *N. gallensis* Heim, *N. uroniensis* Heim, *N. irregularis* Desh., *N. distans* Desh., *N. murchisoni* Rüt., *N. partschi* de la Harpe, *N. pratti* d'Arch. et Haime, *N. atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *N. burdigaiensis* de la Harpe, *Ass. exponens* Sow.

К верхней половине разреза, представленной в туфоосадочной и вулканогенной фациях (туфопесчаники, туффиты, туфобрекчии, вулканогенные породы различного состава и реже прослойки известковистых туфопесчаников), мощностью до 1000 м, приурочен верхний нуммулитовый слой. Последний характеризуется содержанием мелких форм нуммулитов: *N. globulus* Leym., мелкие дискоциклины, а также *N. uroniensis* Heim. Реже встречаются *N. laevigatus* Brug., *N. partschi* de la Harpe, *N. irregularis* Desh.

На территории южных районов Армянской ССР: Приереванский, Вединский бассейны и западный Айоцзор, отложения нижней части среднего эоцена, представленные в туфоосадочной и нормально осадочной фациях (туфопесчаники, туффиты, туфобрекчии, известняки, известковистые песчаники, песчаники), достигают 400—800 м мощности и согласно налегают на породы нижнего эоцена. Нижняя половина разреза мощностью до 200—300 м, сложенная туфоосадочной фацией со слоями известняков, известковистых песчаников, характеризуется комплексом нуммулитов в составе: *N. laevigatus* Brug., *N. uroniensis* Heim., *N. Ioroli* de la Harpe, *N. partschi* de la Harpe, *N. atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *N. anomalus* de la Harpe, реже *N. distans* Desh., *Ass. exponens* Sow.

В верхней половине разреза, представленной туфоосадочной фацией мощностью 400—500 м, с вышеуказанным комплексом встречаются также: *N. brongniarti* d'Arch., *N. perforatus* (Montp.).

Таким образом, отложения нижней части среднего эоцена Армении, соответствующие «горизонту с *N. laevigatus*», фаунистически и в некоторой степени литофацциальными особенностями разбиваются на две части, которые условно можно отнести к двум подсвитам.

Нижняя граница среднего эоцена фиксируется, местами его трансгрессивным налеганием на более древние породы и появлением типично среднеэоценовых видов нуммулитов: *N. laevigatus*, *N. uroniensis*, *N. gallensis* и др. Верхняя граница нижней части среднего эоцена устанавливается его перекрыванием фаунистически [*N. perforatus*, *N. brongniarti*, *N. girehensis*, *N. puschi*, *N. millicaput* и др.] охарактеризованными слоями верхней части среднего эоцена.

Ниже приводится палеонтологическое описание ранее не описанных некоторых видов нуммулитов, встречающихся в отложениях нижней части среднего эоцена Армении.

Род NUMMULITES, Lamarck., 1801

Nummulites gallensis Heim, 1908

1908. Nummulites gallensis Heim. Mém. Soc. Pal. Suisse, t. XXXV, p. 234, pl. III, fig. 12—33, pl. IV, fig. 1—40 (A, B).
 1933. Nummulites gallensis Bieda. Exf. du Bull. Acad. Polon. d. Sci et des Lect. Classe de Math. et Natur., ser. B, Sci Nat. II, p.p. 297—303 (A, B).
 1936. Nummulites gallensis Качарава. Бюлл. геол. ин-та Грузии, т. II, вып. 1, стр. 38, 57, табл. 1, фиг. 27—34 (A, B).
 1937. Nummulites gallensis Doncieux. Les Foram. Eoc. Syrie sept. p. 215, pl. XII, fig. 9—10 (A, B).
 1948. Nummulites gallensis Doncieux. Ann. Géol. d. Serv. d. mines, fasc. N: XII, p.p. 14, 15, pl. II, fig. 10—16 (A, B).

Мегасферическая генерация (A)

Табл. 1, фиг. 1, 2

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, с притупленным или слегка округлым краем. Септальные линии радиальные или в центральной части слегка раскручивающиеся. Гранулы большие, округлой формы, сосредоточены в центре раковины и расположены над септальными линиями. В периферической части раковины они редкие или отсутствуют. Здесь они располагаются и между септальными линиями.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна правильно и равномерно раскручивающаяся спираль, которая совершает 6—7 оборотов. Шаг спирали слабо возрастает от центра к периферии, в последнем обороте уменьшается.

Спиральная полоса средней и почти одинаковой толщины по всей своей протяженности, достигает $1/3$ высоты спирального канала соответствующего оборота.

Септы в спиральном канале распределены равномерно, они прямые, слегка наклонные, в основании слабо утолщены, а в своей верхней части изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали острый и неглубокий верхний угол. Камеры изометрические, по форме близкие к четырехугольным, на последнем обороте длина несколько превышает высоту. Мегасфера средней величины, состоит из двух частей. Первая из них сравнительно большая, округлая, вторая—более мелких размеров, полукруглой формы.

В осевом сечении раковина имеет форму эллипса, видны многочисленные столбики, сосредоточенные, главным образом, в центральной части раковины.

Размеры. Диаметр раковины 4—6 мм, толщина 2—2,7 мм. На радиус 2,1—2,3 приходится 5 оборотов спирали. Величина мегасферы 0,4—0,5 мм. Число септ в $1/4$ оборота:

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

для „	5-го	„	6—8
„	6-го	„	7—8

Микросферическая генерация (В)

Табл. 1, фиг. 3, 4

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, равномерно выпуклая, с притупленным или слегка округлым краем. Септальные линии радиальные, в центральной части раковины вихреобразно раскручивающиеся или же S-образные, часто в середине протяженности разветвляющиеся. Многочисленные гранулы сосредоточены в центральной части раковины и расположены над септальными линиями, в периферической части раковины они более редкие. Часто гранулы принимают спиральное расположение. На поверхности последнего оборота спирали у взрослых экземпляров гранулы могут отсутствовать или могут быть очень редкими. Но при удалении последнего оборота всегда появляются многочисленные гранулы.

Внутреннее строение. Внутреннее строение раковины микросферической генерации, почти не отличается от метасферической генерации. В экваториальном сечении заметна правильно раскручивающаяся спираль, которая совершает 10—13 оборотов. Спиральная полоса почти одинаковой толщины, достигает $1/4—1/2$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы прямые, слабо наклонные, в своей верхней части слабо изгибаются назад. Камеры имеют форму близкую к четырехугольной, слегка серповидной. В начальных оборотах они высокие, изометрические в последнем обороте, длина несколько превышает высоту.

В осевом сечении раковина имеет форму слабо вздутого эллипса. Заметны многочисленные столбики, сосредоточенные, главным образом, в центральной части раковины, которые не всегда достигают поверхности последнего оборота спирали.

Размеры. Диаметр раковины 6—8,3 мм, толщина 3—4 мм. На радиус 3,6 мм приходится десять оборотов спирали. Число септ в $1/4$ оборота:

для	4-го оборота	4
„	5-го	„ 5—6
„	6-го	„ 7—6
„	7-го	„ 7—8
„	8-го	„ 7—9
„	9-го	„ 8—9
„	10-го	„ 9—10

Сравнение. Формы *N. gallensis*, встречающиеся в отложениях среднего эоцена Армении, не отличаются от форм, описанных А. Геймом из Швейцарских Альп.

N. gallensis выявляет близкое сходство с *N. burdigallensis*, *N. uro-niensis*, *N. perforatus*, *N. atacicus*. От *N. burdigallensis* он отличается, главным образом, большими размерами раковины, у мегасферической

генерации мегасфера более больших размеров, чем у *N. burdigalensis*.

От *N. uroniensis* он отличается более правильным внутренним строением раковины и менее длинными камерами. *N. gallensis* отличается от *N. perforatus* меньшими размерами раковины, более правильной и менее сжатой спиралью, а также менее длинными камерами. Внутреннее строение *N. gallensis* очень похоже на *N. atacicus*. Но наличие гранул на поверхности раковины у *N. gallensis* легко отличают его от *N. atacicus*.

Распространение. *N. gallensis* является характерной формой среднего эоцена. В отложениях среднего эоцена он известен в Швейцарских Альпах, во Франции, Карпатах, Алжире, на о. Мадагаскар, на Кавказе.

В Армении *N. gallensis* встречается в известняках, известковистых песчаниках, нижней части среднего эоцена у сс. Атан, Кариндж и горы Лалвар.

Nummulites uroniensis, Helm. 1908.

- 1883. *Nummulites perforatus* var. *uroniensis* de la Harpe. *Nummulites de la Suisse*. pl. III, fig. 1—3 (B).
- 1908. *Nummulites uroniensis* Helm. *Mém. Soc. pal. Suisse*, p. 229, pl. I, fig. 6—10, pl. II, fig. 4—24 (A, B).
- 1929. *Nummulites uroniensis* Douville et E'Gorman. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIX, p. 379, pl. XXXII, fig. 5—16 (B).
- 1930. *Nummulites uroniensis* Cuviller. *Revis. du Numm. Egypt.*, p. 140, pl. XIII, fig. 2, pl. XIV, fig. 6, 13 (B).
- 1931. *Nummulites partschi* de la H. var. n. ind. Мефферт. *Тр. ГГРУ*, вып. 99, стр. 14, табл. I, фиг. 17—20, табл. II, фиг. 1 (B).
- 1931. *Nummulites oosteri* Мефферт. Там же, стр. 16, таб. I, фиг. 21, 22, таб. II, фиг. 2—9 (A).
- 1937. *Nummulites uroniensis* Doncieux. *Les For. Syrie sept.*, p.p. 219—220, pl. XII, fig. 16—24 (A, B).
- 1938. *Nummulites uroniensis* Flandrin. *Mat. Carte Géol. Alger. ser.* № 8, p.p. 62—64, pl. VI, fig. 14—19, pl. VII, fig. 47—53 (A, B).
- 1938. *Nummulites uroniensis* Cizancourt. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, ser. II, vol. 17, № 39, p. 21, pl. II, fig. 1—4, 12 (B).
- 1938. *Nummulites suburoniensis* Cizancourt. *Ibid.* p. 22, pl. II, fig. 5—19 (A).
- 1948. *Nummulites uroniensis* Doncieux. *Annales géol. du serv. des Mines. fasc.* № VIII, p. 15—16, pl. III, fig. 1—11 (A, B).
- 1958. *Nummulites uroniensis* Белмустаков. *Фосил. на Болг. VI, палеоген, гелеми форам.*, стр. 27, табл. IV, фиг. 23—27, табл. V, фиг. 1, 2 (A).
- 1962. *Nummulites uroniensis* Зернецкий. *АН УССР. Ин-т геол. наук, сер. страт. палеон.*, вып. 42, стр. 47—49, табл. II, фиг. 4, табл. III, фиг. 1, 2, табл. IX, фиг. 15—17 (A, B).

Мегасферическая генерация (A)

Табл. I, фиг. 5, 6, 7

Внешние признаки. Раковина чечевицеобразная, в центральной части выпуклая, с притупленным краем. Септальные линии радиальные прямые или же в центральной части раковины слегка изгибающиеся. Гра-

нулы округлой формы, распространены по всей поверхности раковины, расположены, главным образом, над септальными линиями.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна довольно правильно раскручивающаяся спираль, которая совершает 7—8 оборотов, сравнительно сжатых в периферической части раковины. Шаг спирали постепенно возрастает от центра к периферии, в последних двух оборотах слабо уменьшается. Толщина спиральной полосы незаметно увеличивается с третьего оборота и достигает $1/4$ — $1/3$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы в спиральном канале распределены довольно равномерно они слабо наклонные в начальных и более сильно в последних оборотах спирали, в основании слабо утолщены. Верхний задний угол острый. Камеры в начальных оборотах изометрические, по форме близкие к четырехугольным, слегка серповидные, в последних 2-х и 3-х оборотах они длинные, часто в последнем обороте спирали длина камер в 1,5—2 раза больше высоты, они принимают форму параллелограмма. Центральная камера крупная, округлой формы, вторая более мелкая, полукруглой формы. В осевом сечении раковина имеет эллипсовидную форму, видны сближенные обороты спирали, толстая спиральная полоса и столбики, которые, главным образом, сосредоточены в центральной части раковины.

Размеры. Диаметр раковины 4—6,5 мм, толщина 2—3,3 мм. На радиус 1,9—2,1 мм приходится пять оборотов спирали. Величина мегасферы 0,45—0,6 мм. Число септ в $1/4$ оборота:

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

Микросферическая генерация (В)

Табл. 1, фиг. 8, 9, табл. 11, фиг. 1

Внешние признаки. Раковина средних и больших размеров, равномерно и умеренно выпуклая, у сравнительно плоских форм в периферической части изгибающаяся. Край притупленный или слабо округленный. Септальные линии S-образные или радиальные, в центральной части раковины вихреобразно раскручиваются. Гранулы большие, расположены по всей поверхности раковины и расположены, главным образом, над септальными линиями, иногда между ними или же примыкают к ним.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна довольно правильно раскручивающаяся спираль, которая совершает 16—22 оборота, более суженных в периферической части. Шаг спирали своего максимального возрастания достигает в середине радиуса, а в перифериче-

ской части уменьшается. Спиральная полоса достигает $1/3—1/2$ высоты спирального канала соответствующего оборота спирали. Септы тонкие, слабо наклонные, в начальных 5—6 оборотах более правильные, от середины своей высоты изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спирали острый верхний угол. Иногда в последних оборотах они волнистые. Камеры в начальных 5—6 оборотах высокие, близкие к изометрическим, в последующих оборотах более длинные, но из-за неравномерного распределения септ в одном и том же обороте встречаются камеры как высокие, так и длинные, которые имеют форму близкую к параллелограмму. В осевом сечении раковина имеет форму слабо вытянутого эллипса.

Размеры. Диаметр раковины 8—20 мм, толщина 3—7 мм. На радиус 10 мм приходится 22 оборота спирали. Число септ в $1/4$ оборота:

для 3-го оборота	4
„ 4-го	5
„ 5-го	6
„ 6-го	6—7
„ 7-го	8—9
„ 10-го	8—9
„ 14-го	10—12

Сравнение. Армянские формы *N. igrioniensis* весьма похожи на формы этого вида, описанные из среднего эоцена Швейцарии А. Геймом. Однако, с типичными формами этого вида, в среднеэоценовых отложениях Армении встречаются формы, ближе стоящие по своим признакам строения раковины к *N. perforatus*. Последние встречаются в отложениях верхней части среднего эоцена.

N. igrioniensis больше всего похож на *N. perforatus* и *N. gallensis*. От *N. perforatus* он отличается, главным образом, расположением гранул над септальными линиями, а также более простыми септальными линиями. Сравнительно трудно отличить мегасферическую генерацию этих двух видов, но у *N. igrioniensis* септы более прямые и более равномерно распределены в спиральном канале. От *N. gallensis*, *N. igrioniensis* отличается сравнительно большими размерами раковины, более неправильным внутренним строением раковины и большой мегасфорой.

Распространение. *N. igrioniensis* является характерной формой среднего эоцена. В нижней части среднего эоцена он известен в Афганистане, Мадагаскаре, Тунисе, Алжире, Марокко, Сирии, Турции, во Франции, Швейцарии. В отложениях верхней части среднего эоцена встречается во Франции, Приморских Альпах, в Алжире, Пакистане, Египте, Турции.

В Армении *N. igrioniensis* появляется в нижней части среднего эоцена, редко переходит и в отложения верхней его части.

Встречается в известковистых песчаниках, известняках, туфопесчаниках нижней части среднего эоцена, у сс. Мартирос, Заритап, Пор, Ме-

личка, Гетап (Ехегнадзорский и Азизбековский районы), Шагаплу (Вединский район), Байбурт, Блрашен (Приереванский район), район монастыря Агарцин (Дилижанский район) и у с. Леджан (Степанаванский район).

В отложениях верхней части среднего эоцена он был обнаружен у сс. Меличка, Дайлахлу, Гетап.

Nummulites irregularis Desh. 1838

1838. *Nummulites irregularis* Deshayes. Мém. Soc. Géol. Fr., vol. 3, № 2, p.p. 67, 68, tab. V, fig. 15—16 (B).
1853. *Nummulites irregularis* d'Arch. et Halme. Mong. des Nummulites, p.p. 138—139, tab. VIII, fig. 16—19 (B).
1883. *Nummulites irregularis* de la Harpe. Мém. Soc. Pal. Suisse, vol. 10, p.p. 154—158, tab. IV, fig. 16—30 (B).
1883. *Nummulites subirregularis* de la Harpe. Ibid. p.p. 158—159, tab. V, fig. 3—14 (A).
1911. *Nummulites irregularis* Boussac. Мém. Carte Géol. Fr., p.p. 18, 21, tab. I, fig. 17, 21, 22 (B).
1919. *Nummulites irregularis* Douville. Мém. Carte Géol. Fr., p.p. 68, 69, tab. V, fig. 22—29, tab. VI, fig. 4, tab. VII, fig. 1, 2 (B).
1929. *Nummulites irregularis* Rozlozsnik. Geol. Huv. ser. pal. fasc. 2, p.p. 130—141, tab. I, fig. 1, 2, 23, 31, tab. II, fig. 19, tab. V, fig. 23 (A, B).
1936. *Nummulites irregularis*. Качарава. Бюлл. геол. ин-та Груз., т. 11, № 1, стр. 27, 28, табл. 1, фиг. 11 (B).
1953. *Nummulites irregularis* Ильина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 73, стр. 356, 357, табл. 1, фиг. 1—12 (A, B).
1956. *Nummulites irregularis*. Белмустаков. Изв. Геол. Ин-та Бълг. АН, т. IV, стр. 12, 13, табл. 1, фиг. 1, 2 (B).
1956. *Nummulites subirregularis* Белмустаков. Там же, стр. 19, табл. 1, фиг. 2, 3, 4 (A).
1961. *Nummulites irregularis*. Немков, Бархатова. Труды геол. муз. им. Карпинского, вып. V, стр. 56, таб. III, фиг. 15—21, табл. IV, фиг. 1—4 (A, B).

Мегасферическая генерация (A)

Табл. 11, фиг. 2, 3

Внешние признаки. Раковина плоская, в центральной части бугоркообразно выпуклая, иногда намечается белое пятно неправильной формы, в периферической части суженная, изгибающаяся. Край раковины округлый, неправильный. Септальные линии радиальные, S-образные, в центральной части раковины вихреобразно закручивающиеся.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна неправильно раскручивающаяся и развернутая спираль, которая совершает 3, реже 4 оборота, то сближенные, то удаленные друг от друга. Часто в одном и том же обороте наблюдаются резкие изменения характера спирали. Шаг спирали нарастает быстро и неравномерно. Спиральная полоса средней и неравномерной толщины по всей своей протяженности, в одном и том же обороте она может быть неодинаковой толщины. Септы в спиральном канале распределены густо и не очень равномерно, обычно они наклонные, реже в своей нижней части прямые, в средней части своей протяженности слабо дугообразные, а в верхней части своей высоты более сильно изгибаются назад, образуя с последующим оборотом

спирали острый и довольно глубокий верхний угол. Камеры узкие и высокие, серповидные. Мегасфера средней величины, состоит из двух частей: одна округлой, другая полулунной формы, значительно меньших размеров.

Размеры. Диаметр раковины 4—7 мм, толщина 1,5—2 мм. На радиус 2,4—2,75 мм приходится три оборота. Величина мегасферы 0,3—0,4 мм. Число септ в 1/4 оборота:

для 1-го оборота	3—4
„ 2-го „	5—7
„ 3-го „	7—9

Микросферическая генерация (В)

Табл. 11, фиг. 4, 5

Внешние признаки. Раковина плоская, в центральной части с небольшим бугорком, в периферической части суженная, изгибающаяся. Край раковины округлый или же притупленный. Септальные линии радиальные, S-образные.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна неправильная, довольно развернутая спираль, которая совершает 5—6 оборотов. Иногда начальные два-три оборота более сжатые. Шаг спирали возрастает неравномерно от центра к периферии, ввиду чего обороты то сближены, то удалены друг от друга. Спиральная полоса неодинаковой толщины, даже в одном и том же обороте. Ее толщина достигает 1/5—1/8 высоты спирального канала соответствующего оборота. Септы распределены густо и неравномерно в спиральном канале, часто они неправильные, камеры узкие и высокие, серповидные.

Размеры. Диаметр раковины 8—14 мм, толщина 3—3,5 мм. На радиус 4 мм приходится 4 оборота. Число септ в 1/4 оборота:

для 3-го оборота	7—8
„ 4-го „	10
„ 5-го „	12

Сравнение. *N. irregularis* имеет большое сходство с *N. murchisoni*, *N. pratti*, *N. distans*. От *N. murchisoni*, с которым он больше всего путается, отличается сравнительно неправильной и толстой спиралью, а также более неправильными септами. От *N. pratti* он отличается менее правильной спиралью, неравномерно нарастающим шагом и более неравномерно и густо распределенными септами. От *N. distans* отличается радиальными септальными линиями, более развернутой спиралью и тонкой спиральной полосой. Мегасферическая генерация этих двух видов легко отличается друг от друга. У *N. irregularis* мегасфера более мелких размеров.

Распространение. *N. irregularis* встречается как в нижнеэоценовых, так и в среднеэоценовых отложениях. В нижнеэоценовых отложениях он известен во Франции, Испании, Алжире, Афганистане и Азербайджане.

В среднеэоценовых отложениях он известен в Швейцарских Альпах, в Австро-Баварском флише, Северной Италии, во Франции, Карпатах, в Крыму, на Мангышлаке, в Грузии, Палестине, Сирии, Тунисе, Марокко, Сенегале и на Мадагаскаре.

В Армении *N. irregularis* появляется в нижнем эоцене и переходит в отложения нижней части среднего эоцена. Встречается: в известняках и известковистых песчаниках нижнего эоцена северо-восточного побережья оз. Севан и в пределах г. Дали (Иджеванский район), в известковистых туфопесчаниках и известняках нижней части среднего эоцена, у сс. Куйбышев (Дилижанский район), Атан, Марц, Кариндж (бассейн р. Марц) и в пределах Ширакского хребта.

Nummulites anomalus de la Harpe, 1877

1877. *Nummulites anomalus* de la Harpe. Bull. Soc. Geol. Fr., ser. 3. vol. 5, p. 827, tab. XVII, fig. 12—28 (A, B).
 1879. *Nummylites anomalus* de la Harpe. Bull. Soc. vaud., sci. Nat., vol. 16, p. 211, tab. X, fig. 12—18 (A, B).
 1890. *Nummulites Montis—Fracti* Tellini. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 9, № 2, p.p. 368—370, tab. XI, fig. 5—7 (B).
 1890. *Nummulites anomalus* Tellini. Ibid., p.p. 375—378, tab. XI, fig. 25, 26 (A).
 1902. *Nummulites anomala* Martelli. Paleontogr. Ital., vol. 8, p. 65, tab. VI, fig. 15 (A).
 1902. *Nummulites Montis—Fracti* Martelli. Ibid., p. 66 (B).
 1902. *Hantkenia venosa* Prever. Mem. Soc. Paleon. Suisse, vol. 29, p. 81, tab. IV, fig. 23—25 (A).
 1916. *Nummulites anomala* Regé. Atti., Ital. Sci. Mat. vol. 55, № 2—3, p. 220, tab. XII, fig. 6 (A).
 1929. *Nummulites anomala* Rozlozsnik. Geol. Hung. ser. pal. fasc. 2, p.p. 242—234, tab. III, fig. 3 (A).
 1957. *Nummulites anomalus* Bieda. Geol. sbor., vol. 8, № 1, p.p. 51, 52, tab. IV, fig. 3, 4 (A, B).

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 11, фиг. 6, 7, 8, 9

Внешние признаки. Раковина мелких размеров, чечевицеобразная, в центральной части выпуклая, в периферической части слабо суженная. Край раковины заостренный. Септальные линии редкие, четко заметны на поверхности раковины, S-образные, более сильно изогнутые у края раковины.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении заметна правильно и довольно быстро раскручивающаяся спираль, которая совершает 3—3,5 оборота. Спиральная полоса тонкая, ее толщина очень слабо увеличивается от центра к периферии, достигая $1/5$ — $1/6$ высоты спирального канала соответствующего оборота. Шаг спирали быстро и равномерно возрастает до края раковины. Септы в спиральном канале распределены редко и не очень равномерно. Они резко аркообразные, в основании утолщены и в своей верхней части сильно утоньшены. Почти у самого основания они резко изгибаются назад, образуя с последующим оборотом спи-

рали очень острый глубокий верхний задний угол. Камеры резко серповидные, высота их несколько превышает длину. Центральная камера маленькая, округлой формы, вторая камера меньших размеров и той же формы. Мегасфера имеет форму восьмерки.

В осевом сечении раковина имеет ромбическую форму, с острым краем.

Размеры. Диаметр раковины 1,5—2,5 мм, толщина 0,9—1,3 мм. На радиус 0,7—0,9 мм приходится три оборота спирали. Величина мегасферы 0,1—0,12 мм. Число септ в 1/4 оборота:

для 1-го оборота	2
„ 2-го „	2—3
„ 3-го „	3—4
„ 4-го „	3—4

Сравнение. Встречающиеся формы *N. anomalus* в среднеэоценовых отложениях Армении, ничем не отличаются от типичных форм этого вида, описанных Ф. Лягарпом.

N. anomalus весьма похож на *N. bipiculatus* Doncieux, в некоторой степени он похож также и на *N. budensis* Hantk. От *N. bipiculatus* он отличается меньшими размерами раковины и меньшим изгибом септ. От *N. budensis* он отличается более сильно изгибающимися септальными линиями, более редкими и сильно изгибающимися септами и меньшей толщиной спиральной полосы.

Распространение. *N. anomalus* известен из среднего эоцена Франции, Италии, Албании, Молдавии, Грузии и Мангышлака.

Он встречается также в верхнем эоцене Албании и Чехословакии.

В Армении *N. anomalus* появляется в нижней части среднего эоцена и распространяется до верхней его части. Встречается в песчаниках и песчанистых известняках нижней части среднего эоцена бассейна р. Шаганлу и в районе с. Гетап. Встречается в песчаниках верхней части среднего эоцена у сс. Чиман, Гетап, Шатин, Гладзор, Хачик.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 29.XII.1965.

Ա. Ե. ՊՏՈՒՂՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԻՋԻՆ ԷՈՑԵՆԻ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱՅԻՆ ՎԵՐԱԲԵՐՈՂ ՆՅՈՒԹԵՐ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հստ Ա. Հ. Գաբրիելյանի (1957, 1962, 1964) Հայաստանում միջին էոցենը բաժանվում է երկու մասի՝ ստորին մասը «*Nummulites laevigatus*-ի հորիզոն», վերին մասը «*Nummulites perforatus*-ի հորիզոն»:

Վերջին տարիներին, Ա. Թ. Վեհունու, Ռ. Կ. Խաչատրյանի և հեղինակի կողմից, Հայաստանի տարբեր շրջաններում կատարած երկրաբանական քարտե-

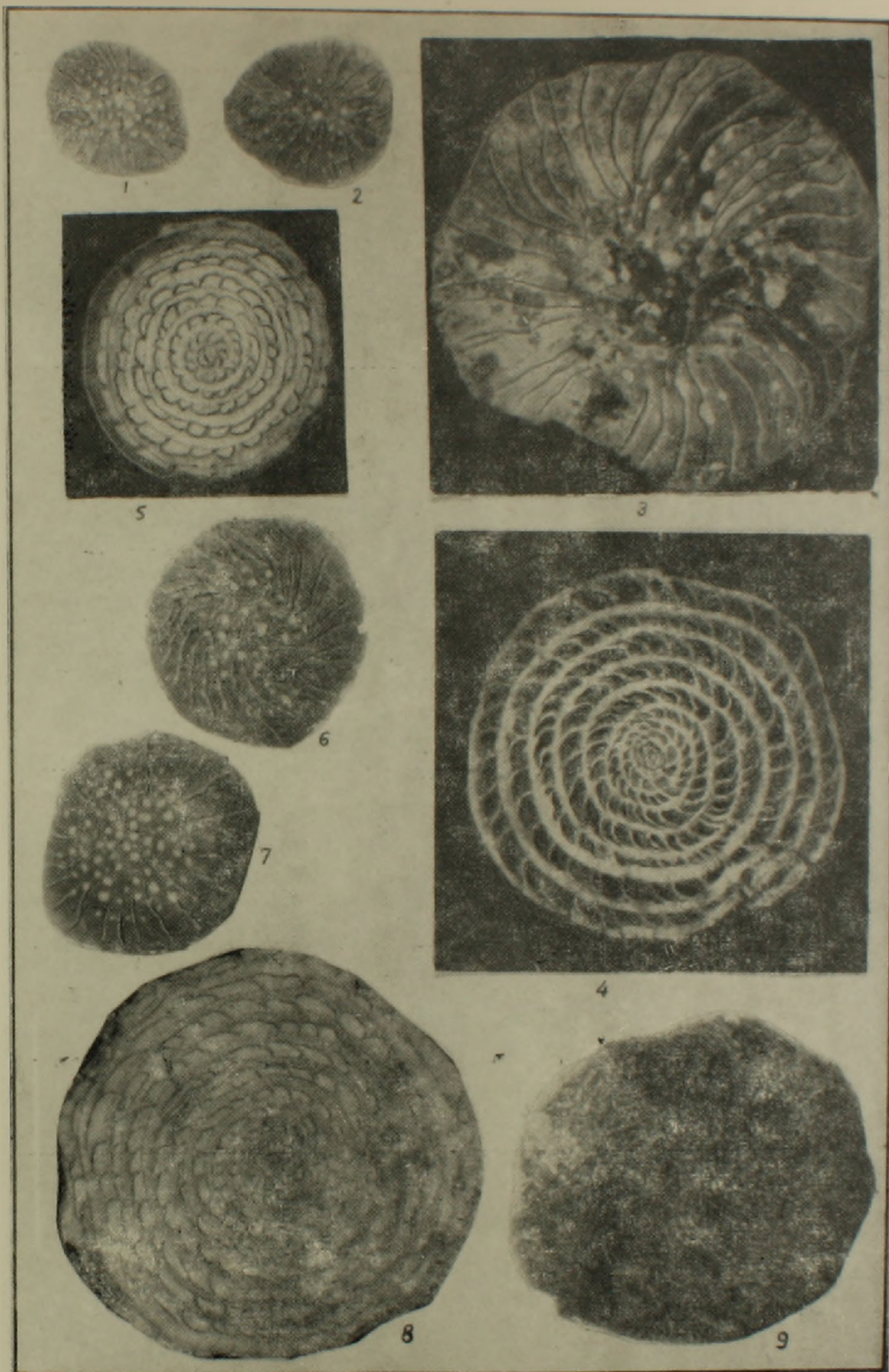


Таблица 1

- Фиг. 1, 2. *Nummulites gallensis* Heim (A) $\times 5$.
Внешний вид. Бассейн р. Марц. Нижняя часть среднего эоцена.
- Фиг. 3. *Nummulites gallensis* Heim (B) $\times 7$.
Внешний вид; там же.
- Фиг. 4. *Nummulites gallensis* Heim (B) $\times 7$.
Экваториальное сечение; там же.
- Фиг. 5. *Nummulites uroniensis* Heim (A) $\times 6$.
Экваториальное сечение. Селение Леджан (Степанаванский район). Нижняя часть среднего эоцена.
- Фиг. 6, 7. *Nummulites uroniensis* Heim (A) $\times 6$.
Внешний вид; там же.
- Фиг. 8. *Nummulites uroniensis* Heim (B) $\times 5$.
Экваториальное сечение. Селение Меличка (Ехегнадзорский район). Нижняя часть среднего эоцена.
- Фиг. 9. *Nummulites uroniensis* Heim (B) $\times 5$.
Внешний вид. Сел. Артаван (Азизбековский район). Нижняя часть среднего эоцена.

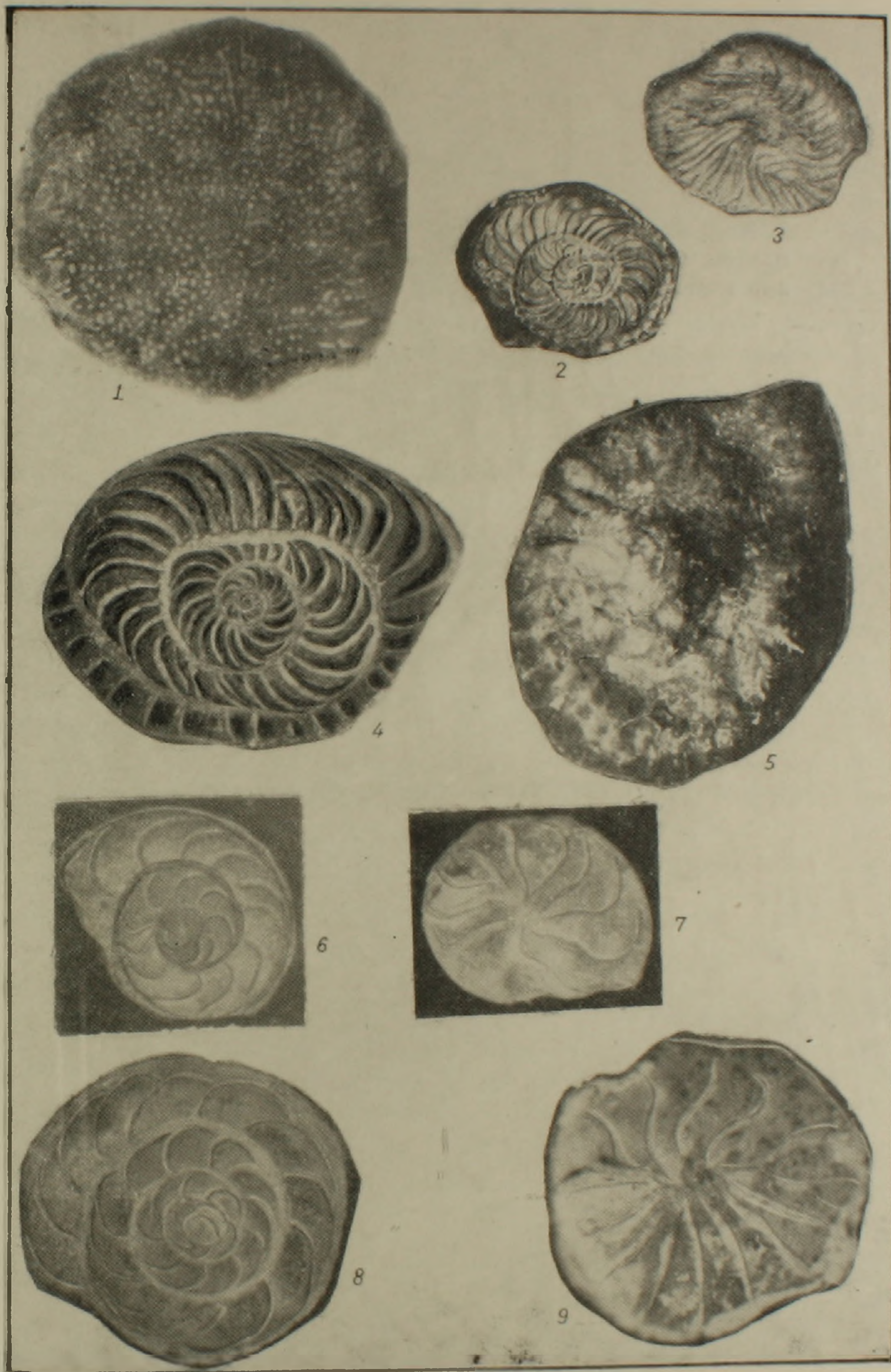


Таблица 2

- Фиг. 1. *Nummulites uroniensis* Helm (B) $\times 5$.
Внешний вид. Селение Леджан (Степанаванский район). Нижняя часть среднего эоцена.
- Фиг. 2. *Nummulites irregularis* Deshayes (A) $\times 9$.
Экваториальное сечение. Северо-восточное побережье оз. Севан. Нижний эоцен.
- Фиг. 3. *Nummulites irregularis* Deshayes (A) $\times 6$.
Внешний вид; там же.
- Фиг. 4. *Nummulites irregularis* Deshayes (B) $\times 7$.
Экваториальное сечение; там же.
- Фиг. 5. *Nummulites irregularis* Deshayes (B) $\times 7$.
Внешний вид; там же.
- Фиг. 6. *Nummulites anomalus* de la Harpe (A) $\times 7$.
Экваториальное сечение. Сел. Гетап (Ехегнадзорский район). Нижняя часть среднего эоцена.
- Фиг. 7. *Nummulites anomalus* de la Harpe (A) $\times 10$.
Внешний вид; там же.
- Фиг. 8. *Nummulites anomalus* de la Harpe (A) $\times 12$.
Экваториальное сечение. Сел. Чиман (Вединский район). Средний эоцен.
- Фиг. 9. *Nummulites anomalus* de la Harpe (A) $\times 12$.
Внешний вид; там же.

սահանման աշխատանքների ժամանակ հավաքվել է նումմուլիտային ֆաունայի հարուստ հավաքածո, որի մշակումից ստացված տվյալները կարող են ծառայել որպես նյութ միջին էոցենի ստրատիգրաֆիայի համար:

Հայաստանում միջին էոցենի ստորին մասին՝ «*N. laevigatus*-ի հորիզոնին» համապատասխանող նստվածքները գլխավորապես ներկայացված են մինչև 1500 մ կարողություն ունեցող նստվածքային-հրաբխածին և հրաբխածին դոյացումներով: Նրանցում պարունակվող նումմուլիտային ֆաունայի, որոշ չափով նաև լիթոլոգիական հատկանիշների հիման վրա այդ նստվածքները կարելի է բաժանել երկու մասի. ստորին մասը, մինչև 500 մ կարողությամբ, ներկայացված գլխավորապես հրաբխածին-նստվածքային ապարներով ու կրաքարերի, կրաքարային ավազաքարերի շերտերով, բնորոշվում է նումմուլիտային ֆաունայի հարուստ կոմպլեքսի պարունակությամբ՝ *N. laevigatus*, *N. gailensis*, *N. uroniensis*, *N. globulus*, *N. atacicus*, *N. irregularis*, *N. murchisoni*, *N. partschi*, *N. lorioli*, *N. pratti*, *N. anomalus*, *N. burdigalensis*, *Ass. exponens*: Վերին մասը, 500—1000 մ. կարողությամբ, ներկայացված գլխավորապես հրաբխածին-նստվածքային և հրաբխածին ապարներով, բնորոշվում է՝ Հայաստանի հյուսիսային շրջաններում *N. globulus*-ի, մանր գիսկոցիկների, հազվադեպ նաև *N. laevigatus*-ի, *N. partschi*-ի, *N. irregularis*-ի, իսկ հարավ-արևմտյան շրջաններում՝ մերձերևանյան, Վեդու և Հայոցձորի ավազաններում, ստորին մասին հատուկ նումմուլիտային կոմպլեքսի հետ միասին *N. brongniarti*-ի, *N. perloratus*-ի պարունակությամբ:

Հոգվածում բերվում է Հայաստանի միջին էոցենի ստորին մասում հանդիպող նումմուլիտներից մի քանի տեսակների՝ *N. gailensis*, *N. uroriensis*, *N. irregularis*, *N. anomalus* պալեոնթոլոգիական նկարագրությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 3, 1957.
2. Габриелян А. А. «Известия АН Арм. ССР» (сер. геол. и геогр. наук), т. XV, № 5, 1962.
3. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.

СТРАТИГРАФИЯ

Э. Х. ХАРАЗЯН

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДОЛЕРИТОВЫХ ЛАВ
ЛОРИЙСКОГО ПЛАТО В РАЗРЕЗЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО
КОМПЛЕКСА ДЖАВАХКСКОГО ХРЕБТА

Вопрос стратиграфического положения долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта, а также их возраста долгое время являются спорным и об этом в геологической литературе существуют совершенно противоречивые мнения.

Геология указанных образований в разное время изучалась рядом исследователей, в числе которых в первую очередь нужно отметить работы К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, Ц. Г. Акопяна, А. А. Адамян и др.

К. Н. Паффенгольцем [5] долеритовые лавы Лорийского плато разделяются на две разновозрастные части-потоки, наиболее древний из которых имеет, по его мнению, средне-олигоценый возраст и распространен по подножью западных и юго-западных склонов Мокрых гор, а также по южной и юго-западной окраине Лорийского плато от Карахачского перевала до окрестностей г. Степанавана (Катнахпюрский поток по К. Н. Паффенгольцу). Другой поток долеритовых лав он относит к четвертичному периоду (Рисс)—лавы типа «Д» (Дзорагетско-Дебедский поток). Последний берет свое начало в районах предполагаемых вулканических центров (центров извержений этих же лав), разбросанных по западной и юго-западной окраине Лорийского плато у селений Совугбулаг—3 влк., Каракала—2 влк., Благодарное—1 влк. и Куйбышев—1 влк. Протекая по широкой долине р. Дзорагет, а далее по ущелью р. Дебед, долериты этого потока прослеживаются до ст. Садахло.

Что касается вулканического комплекса Джавахкского хребта, представленного более кислыми фациями (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты и более кислые эффузии), то он, по К. Н. Паффенгольцу, залегает непосредственно над древними долеритами и, следовательно, имеет более молодой, верхнеолигоценый возраст. Согласно указанному исследователю оба они составляют единый вулканический цикл, с постоянной эволюцией питающего их магматического очага от основного состава к кислому.

А. Т. Асланян [2] в своих работах по этому вопросу приходит к совершенно иному мнению. По его данным все долеритовые лавы Лорийского плато разновозрастны, более молодые, чем вулканический комплекс

Джавахкского хребта и имеют верхнеплиоценовый возраст. Джавахкские же образования, по А. Т. Асланяну, представляют собой эрозионно-тектонические выступы более древних пород, относящиеся к широко развитой по всему Малому Кавказу вулканической толще верхнемиоценового возраста (сармат—меотис—понт).

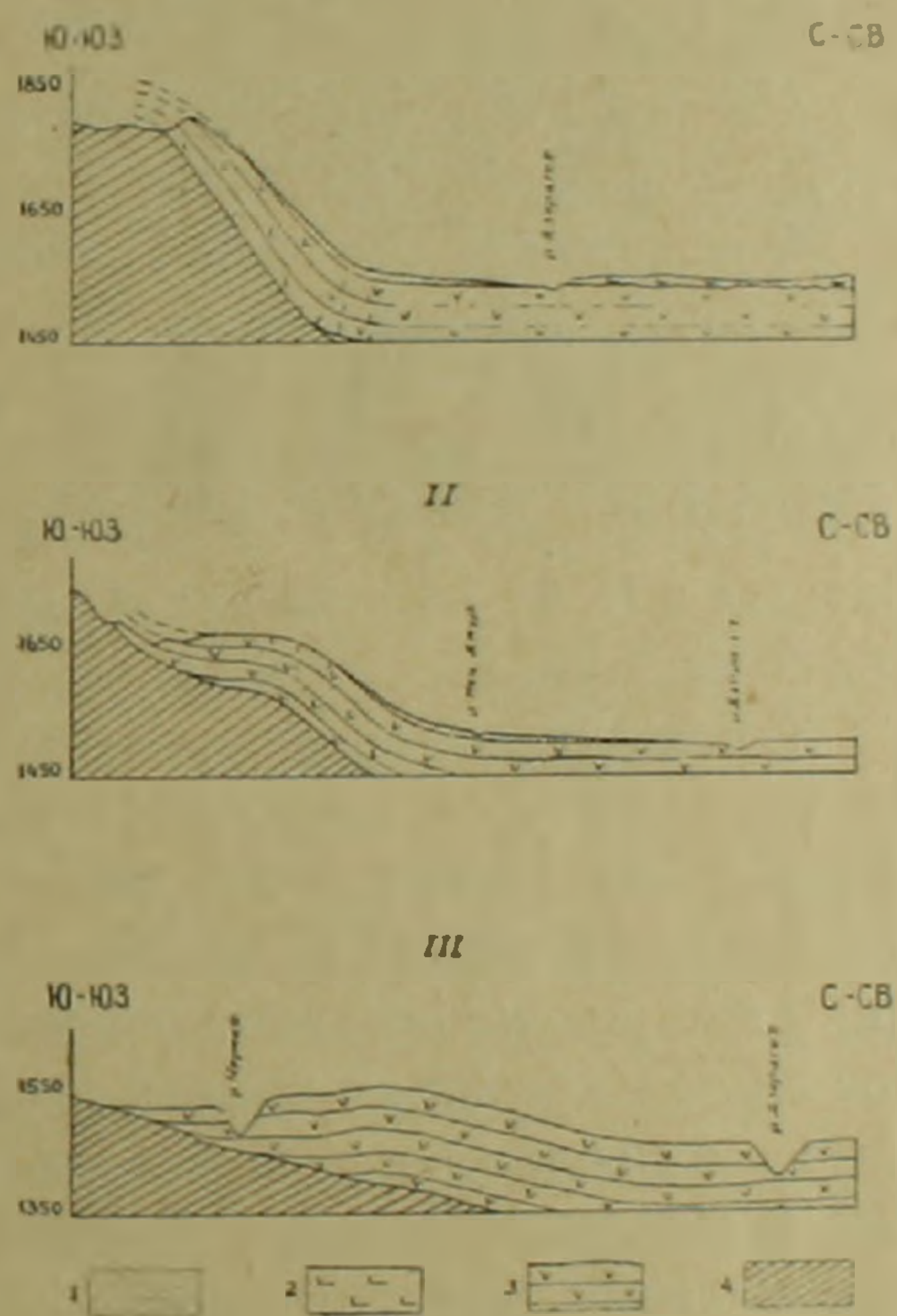
А. А. Габриеляном [3] все долеритовые лавы Лорийского плато, как аналоги Цалка-Ахалкалакской свиты, относятся к верхнему плиоцену, а Джавахкский вулканический комплекс перекрывающий их, соответственно к верхнему плиоцену-нижнему постплиоцену.

Детальные исследования, проведенные нами в районах распространения вышеуказанных эффузивных комплексов, позволяют внести некоторую ясность в данном вопросе и предложить рабочую схему последовательности их образования.

Вернемся к вопросу возраста и стратиграфического взаимоотношения, выделяемого К. Н. Паффенгольцем Катнахпюрского потока и остальных долеритов Лорийского плато—лав тип «Д».

При поверхностном осмотре данных образований, без учета тектонического фактора в последующем развитии рельефа, после извержения долеритовых лав плато, можно предполагать, что Катнахпюрские долериты, залегающие узкой полосой вдоль южного — юго-западного края Лорийского плато в виде как бы эрозионного выступа, более древние и обтекаются молодыми долеритами Дзорагетского потока. Но детальное изучение разрезов этих потоков, анализ петрографического состава составляющих их пород, а также выяснение их тектонического положения позволяют нам объединить их в единую лавовую толщу Лорийского плато.

Относительно более высокое гипсометрическое положение Катнахпюрских лав (высота над уровнем плато в среднем 100, а в отдельных случаях до 260 м) объясняется только лишь новейшими послелавовыми тектоническими движениями, в результате которых по границе Лорийского плато с Базумским хребтом вдоль разлома образовалась субширотная асимметрическая складка-фелкса с крутым крылом, обращенным в сторону плато. Максимальная



Фиг. 1. Поперечные профили Катнахпюрской складки. I. р-н с. Лоришлемсовхоз, II. р-н с. Катнахпюр, III. р-н с. Арманис. 1. Делювиальные образования, 2. Андезиты вулканического комплекса Джавахкского хребта. 3. Долеритовые базальты лавовой толщи Лорийского плато. 4. Меловые метаморфизованные породы.

амплитуда неотектонических движений после излияния долеритовых лав в этом районе не превышает 270—280 мм. В antecedentном ущелье р. Мец-Джур, у Катнахпюр, а также у выхода ущелья р. Дзорагет в Лорийское плато, близ Лорплемсовхоза, в обоих склонах ущелий хорошо видны падения отдельных лавовых потоков в сторону плато, без изменения первоначальных мощностей. Углы наклона лав на север—северо-восточном крыле складки, в среднем по всему уступу, около 30°, а в вышеуказанных ущельях достигает до 55°, причем потоки не разорваны. Как отметили выше юг—юго-западное крыло более пологое и падение лав не превышает 10°. В районе с. Арманис, а также на участке слияния р. Севджур с Дзорагетом рельеф Катнахпюрской складки понижается, наблюдается постепенное выполаживание крыльев и составляющие ее лавовые потоки переходят в горизонтальное положение. Выше приводятся схематические поперечные профили Катнахпюрской складки, составленные в разных ее местах.

Изучение состава лавовых пород обоих «потоков» показало, что они петрографически совершенно сходны.

Из изложенного следует, что так называемые Катнахпюрский и Дзорагетский лавовые потоки одновозрастны и являются лишь отдельными составными частями единой лавовой толщи Лорийского плато.

Возраст лавовой толщи Лорийского плато мы принимаем как верхний плиоцен-нижний антропоген, основываясь на региональных геологических данных, а также на основании данных палеомагнитных исследований Ц. Г. Акопяна [1] и полного сходства этих лав с лавами Цалкского района Грузинской ССР, где в межлавовых озерных отложениях Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [4] найдена ископаемая фауна млекопитающих верхнеплиоценового-нижнеантропогенового возраста.

С целью решения вопроса о взаимоотношении Джавахкского вулканического комплекса средних и кислых лав с толщей долеритовых базальтов Лорийского плато, летом 1965 г. в районе сочленения этих образований нами были составлены несколько детальных разрезов, в которых отчетливо наблюдается постепенный переход (снизу-вверх) долеритов плато к средним и кислым лавам хребта. Хорошие обнажения таких разрезов наблюдаются по северному склону глубокого (местами до 300 м) ущелья верховьев р. Дзорагет, непосредственно над южным краем Карахачского перевала. Здесь р. Дзорагет, протекая по контакту меловых метаморфических пород Базумского хребта с молодыми лавовыми образованиями вскрывает большую часть разреза последних вплоть до верхних потоков нижней части толщи долеритовых базальтов Лорийского плато. Ниже приводится наиболее характерный из вышеупомянутых разрезов, составленный снизу-вверх по склону ущелья, вверх по течению реки от фермы Лорплемсовхоза около 3 км.

1. На берегу реки, из-под воды обнажается верхняя часть потока долеритового базальта, серого, темно-серого цветов, со слабо розоватым оттенком. Порода среднезернистая, внизу массивная, а в кровле сильно

пузыристая. Пузыри вытянуты в сторону течения потока — внизу по ущелью. Мощность видимой части потока 2,5 м.

2. Поток долеритового базальта аналогичного к первому.

Подосва потока оранжево-желтого цвета, с хорошей канатной поверхностью. Мощность 3 м.

3. Поток долеритового базальта темносерого цвета. Порода крупнозернистая. В разных горизонтах потока встречается разная отдельность. В нижней части, мощностью 3 м наблюдается глыбовая отдельность размером глыб до 0,5 м в поперечнике: далее, кверху она сменяется плитчатой отдельностью, толщиной плит 5 см и более. Мощность плитчатой части потока до 2 м. На самом верху потока, порода имеет столбчатую отдельность. Столбы четырехгранные, размером до 1,5 м в диаметре. Мощность этой части потока 5 м. Кровля потока, мощностью не более чем 2 м, пузыристая, с ориентировкой пузырей в сторону течения.



Фиг. 2. Андезито-базальты Карахачского перевала в южном крае перевального плато.

4. Мощный поток долеритового базальта темносерого до черного цвета, со слабо зеленоватым оттенком. Порода мелкозернистая, в свежем изломе массивная, но на выветрелой поверхности имеет полосчатое строение. Редкие поры заполнены зеленоватым хлоритовым веществом. Простым глазом в породе наблюдаются призматически удлиненные зерна пироксена, длиной до 5 мм. Как и в предыдущем потоке, здесь тоже, в разных горизонтах, появляется разная отдельность: в нижней части мощностью до 12 м встречается грубо столбчатая отдельность, далее мощностью 5 м — толсто плитчатая отдельность толщиной плит 15 см и более и на самом верху потока мощностью 11 м, снова столбчатая. Общая мощность потока 28 м.

5. Поток долеритового базальта серого-темносерого цветов. Порода массивная, с глыбовой отдельностью. Мощность 7 м. Этим кончается разрез нижней части долеритовой толщи, общей мощностью 49,5 м.

6. Выше, на слабо эродированной поверхности нижних долеритов, залегает горизонт шлаково-землистых образований, в составе которых главную роль играют красно-бурые шлаки андезито-базальтового состава. Мощность горизонта от 2 до 5 м.

7. Мощный поток светло-серых, серых андезито-базальтов. Порода довольно крепкая, с трудом отбивается молотком. Вверх по разрезу по-

степенно сменяются тонкоплитчатый, массивный, несовершеннo-столбчатый, снова плитчатый, и на самом верху кубиковый (как у галита) отдельности, причем цвет и состав пород почти не меняется. Плоскости плитчатостей в основном горизонтальны. Мощность потока 55 м.

8. Дальше, на андезито-базальтах с неясным контактом залегает второй, более мощный горизонт шлаково-землистых образований, того же состава, только здесь кроме андезито-базальтовых шлаков присутствуют также отдельные куски нижних долеритов. Характерны эрозионные формы типа Горисских пирамид. Мощность горизонта до 15 м.

9. Над шлаковым горизонтом залегает первый поток верхней части толщи долеритовых базальтов. Порода среднезернистая, массивная серого, слабо розоватого цвета. Хорошо наблюдается канатная поверхность течения лав. Мощность потока 2 м.

10. Поток долеритового базальта аналогичен предыдущему. Мощность невыдержанная до 2 м.

11. Поток долеритового базальта серого-темносерого цвета. Порода крепкая, массивная, в верхней части потока пузыристая. Мощность 12 м.

12. Далее следуют еще 3 потока долеритовых базальтов, аналогичных предыдущему потоку. Мощности соответственно установлены, как 6 м, 3 м, 5,5 м.

13. Над верхними долеритовыми базальтами залегают нижние потоки Джавахкского вулканического комплекса, представленные серыми-светлосерыми андезито-базальтами, с характерной плитчатой и тонко плитчатой отдельностью. Толщина плит от 1 до 10—15 см, плоскости плитчатостей в основном горизонтальные, но иногда становятся наклонными и даже вертикальными. Порода крепкая, мелкозернистая. Мощность до 10 м.

Выше, разрез кончается и рельеф покрыт аллювиально-делювиальными образованиями перевального плато.

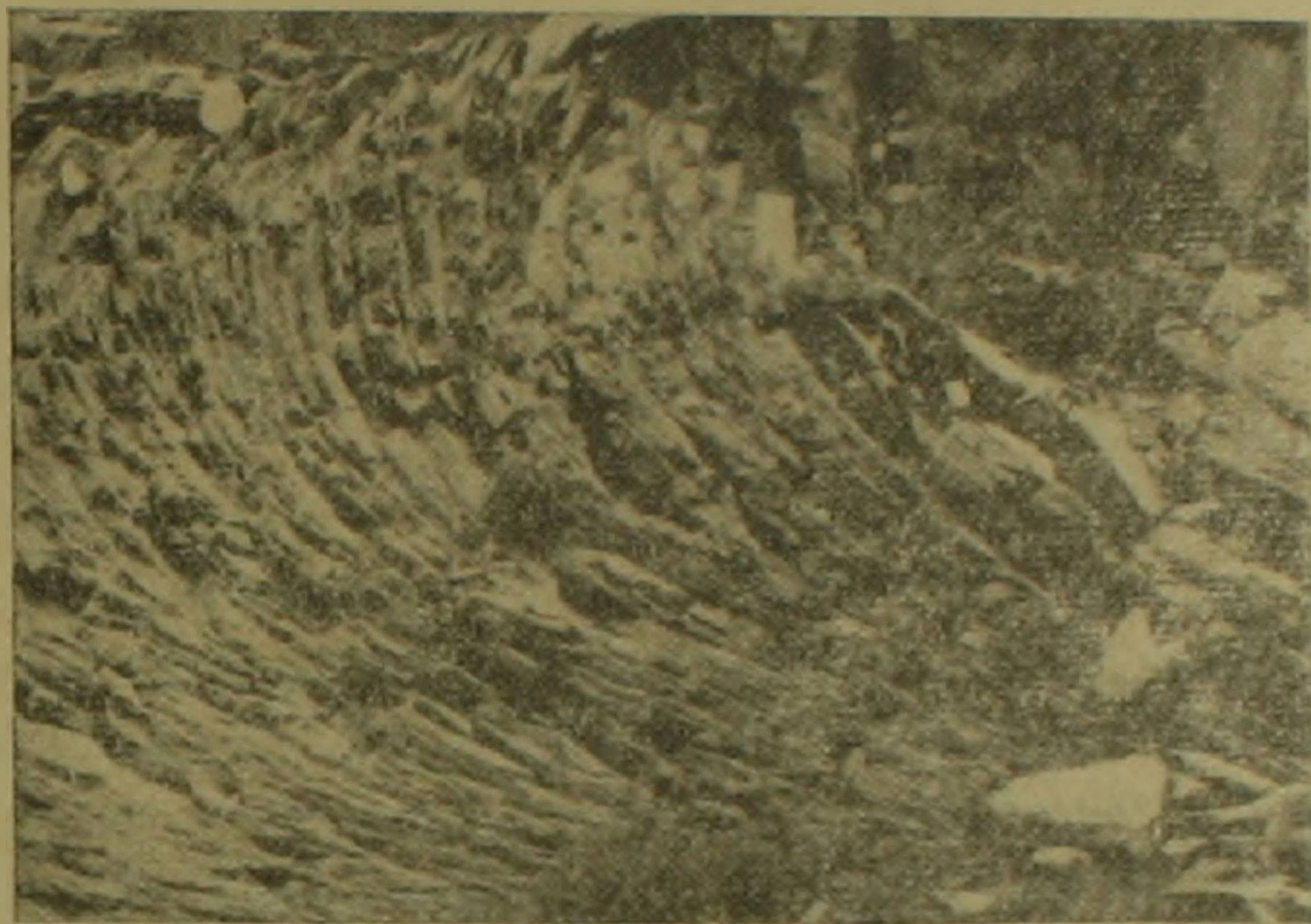
Следует отметить, что наддолеритовые плитчатые андезито базальты пользуются широким распространением в западном направлении. Они слагают поверхность центральных частей перевального плато и в виде вертикальных скалистых обрывов над ущельем р. Дзорагет окаймляют его с юга протяженностью более чем 10—12 км. Кроме плитчатых андезито-базальтов, на поверхности плато, особенно на восточных его частях, были отмечены также андезито-базальты массивного сложения. Это пористые породы темносерого до черного цвета и на первый взгляд их можно путать с долеритами, но петрографические исследования показали существенное различие между ними.

К северу, по южным склонам хребта, вышеописанные андезито-базальты прослежены до высоты около 2400 м. В пункте, к западу от древнего кладбища, на перевале, около 3 км выступают массивные андезито-базальты светло-серого цвета, порода местами пористая, поры удлиненные, вытянуты в одну сторону—вниз по склону. Невооруженным глазом

в породе можно различить редкие мелкие зерна пироксенов и плагиоклазов.

Учитывая наклонное к югу положение этих лав и делая поправку по углу наклона, мощность андезито-базальтовых лав Карахачского перевала принимается около 150—160 м. Отсюда разрез продолжается на север.

14. После обнажений андезито-базальтов вверх по склону обнажаются темносерые массивные андезиты. Мощность порядка 200 м.



Фиг. 3. Тонкоплитчатые отдельности в андезитах вулканического комплекса Джавахкского хребта, сухое ущелье правого притока р. Чахкал-дара.

Возможно, к этому типу относятся также андезитовый поток района между сс. Лерплемсовхоз, Каракала, Благодарное и Геташен. Поток начинается на восточных склонах Джавахкского хребта, вероятно, в районе г. Чомча. Спускаясь на плато по междуречью р. Каракала и левого притока Дзорагета, протекающего через Лорплемсовхоз, поток прослеживается до с. Геташен. Края потока обрывистые, порода серого, темно-серого цветов, в нижних горизонтах тонкоплитчатая, а выше массивная. Наибольшая мощность потока не превышает 15—18 м.

15. Далее, на линии разреза, вплоть до вершины высотой 3042,7 м все породы представлены светло-серыми в выветрелой поверхности розоватыми порфировыми андезито-дацитами—дацитами. Порода массивная, иногда имеет толстоплитчатые отдельности, толщиной плит 10 см и более. Невооруженным глазом в породе можно различить крупные призматические зерна базальтической роговой обманки черного цвета, также призматические зерна плагиоклазов.

Необходимо отметить, что все высокие вершины, исследованные нами в Армянской части Джавахкского хребта, представлены этими андезито-дацитами. К ним относятся Легли-лер, Ак-Чала, Чомча.

К востоку от г. Севсар около 1,2 км на центральном водоразделе хребта нами был обнаружен шлаково-лавовый конус плохой сохранности. Относительная высота последнего составляет примерно 45—50 м, а

диаметр основания около 200—250 м. В его строении принимают участие красно бурые шлаковые образования, вулканические бомбы, лапилли, пески, а в центральной части, на дне предполагаемого кратера, также вертикально стоящие тела жерловых брекчий. С южной стороны вершины начинаются 2—3 лавовых потока, которые, спускаясь по склону, прослеживаются на расстоянии около 2 км.

Состав слагающих этот конус пород соответствует андезито-дацитам. Исходя из описанного строения этого шлакового конуса, с уверенностью можно сказать, что здесь мы имеем дело с одним из многочисленных центров излияния андезито-дацитовых лав вершинных частей Джавахкского хребта.

Такого типа центры излияний нами были обнаружены также на ряде вершин и на западном склоне г. Легли-лер.

Мощность андезито-дацитовых лав в вершинной части Джавахкского хребта достигает до 500 м.

16. Самыми молодыми образованиями Джавахкского вулканического комплекса являются черные, массивные, стекловатые дациты-гналодациты, которые образуют экструзивные рвущие тела округлых очертаний. Выходы этих пород нами были обнаружены на западном склоне, размерами 300×150 м и 250×100 м, на восточном склоне—35×20 м, на северном борту ущелья р. Чахкал (западные склоны хребта) выше от развалин с. Дарагюх около 2,5 км, размер тела 500×250 м.

Кроме вышеназванных мест гналодациты выходят также на северо-западном краю Лорийского плато. Здесь они слагают округлую возвышенность диаметром основания около 3,5 км. Их экструзивный характер хорошо виден в пункте к северо-востоку от кладбища у летовки с. Куртан около 0,5 км. Вместе с черными, стекловатыми, массивными гналодацитами здесь выступают также светлоокрашенные, относительно закристаллизованные разности их.

Внедрением экструзивных тел гналодацитов заканчивается новейший вулканический цикл Джавахкского хребта и полностью формируется комплекс средних и кислых лав.

На основании всего вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Все долеритовые лавы Лорийского плато и ущелья верховьев р. Дзорагет составляют единую лавовую толщу и имеют верхнеплиоценовый-нижнеантропогеновый возраст.

2. Вулканический комплекс средних и кислых лав Джавахкского хребта не обтекается, а перекрывает толщу долеритовых лав Лорийского плато. Следовательно, он моложе и имеет, возможно, среднеантропогеновый возраст.

3. Разрез вулканических толщ Джавахкского хребта и Лорийского плато обнаруживает полное сходство с разрезами вулканических сооружений Арагаца и Ишхансарского хребта. В последних, как и в Джавахкском хребте, в основании мощного вулканического комплекса залегают

долеритовые базальты, которые выше постепенно через андезиты и андезито-дациты переходят в дациты и другие более кислые породы.

Верхний плиоцен-нижнеантропогеновый возраст указанных лавовых комплексов устанавливается не только геологическими [3], но и палеомагнитными данными [1].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.II.1966.

Է. Խ. ԽԱՐԱԶՅԱՆ

ԼՈՌՈՒ ՍԱՐԱՀԱՐԹԻ ԴՈՒՆԵՐԻՏԱՏԻՆ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՅԻԱԿԱՆ ԴԻՐՔԸ ՋԱՎԱԽՔԻ ԼԵՈՆԵՐԻ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ԿՏՐՎԱԾՔՈՒՄ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Լոռու սարահարթի դուներիտային լավաների ստրատիգրաֆիական դիրքի հարցը Ջավախքի լեռների հրաբխային կոմպլեքսի կտրվածքում, ինչպես նաև նրանց հասակների հարցը երկար ժամանակ վիճելի են եղել երկրաբանական գրականության մեջ:

Ըստ Կ. Ն. Պաֆֆենհոլցի Լոռու սարահարթի դուներիտները բաժանվում են երկու տարբեր մասերի, որոնցից առաջինն ունի միջին-վերին օլիգոցենի հասակ, իսկ երկրորդը՝ միջին շորրորդական հասակ («D» տիպի լավաներ): Ինչ վերաբերվում է Ջավախքի լեռների հրաբխային կոմպլեքսին, ապա նա տեղադրված է հին դուներիտների վրա և ունի վերին օլիգոցենի հասակ:

Ա. Տ. Ասլանյանի կարծիքով Լոռու սարահարթի դուներիտները մի հասակի են և շրջհոսում են Ջավախքի հրաբխային կոմպլեքսին: Առաջինի հասակը վերին պլիոցեն է, իսկ երկրորդինը՝ վերին միոցեն (սարմատ-մեոտիս-պոնտ):

Ա. Հ. Գաբրիելյանը հանգում է բոլորովին այլ տեսակետի, ըստ որի Լոռու սարահարթի դուներիտային լավաները լինելով մի հասակի, ավելի հին են և տեղադրված են Ջավախքի հրաբխային կոմպլեքսի լավաների տակ: Նրանց հասակները համապատասխանաբար ընդունվում են՝ դուներիտների համար—վերին պլիոցեն, իսկ Ջավախքի հրաբխային կոմպլեքսի համար—վերին պլիոցեն-ստորին հետպլիոցեն:

1964—1965 թթ. այս շրջաններում մեր կողմից կատարված մանրամասն հետազոտությունները թույլ տվեցին որոշ չափով պարզել այս հարցը և հանգել հետևյալ եզրակացությունների:

1) Լոռու սարահարթի և Չորագետի կիրճի բոլոր դուներիտային լավաները կազմում են մի միասնական լավային հաստվածք և ունեն վերին պլիոցեն-ստորին շորրորդականի հասակ:

2) Ջավախքի լեռների հրաբխային կոմպլեքսը ոչ թե շրջհոսվում, այլ ծածկում է Լոռու սարահարթի դուներիտային հաստվածքին: Հետևաբար, առաջինն ավելի երիտասարդ է և ունի, հավանաբար, միջին շորրորդականի հասակ:

3) Ջավախքի լեռների և Լոռու սարահարթի հրաբխային հաստվածքների կտրվածքը ցուցաբերում է լիակատար նմանություն Արագածի հրաբխային զանգվածի և Իշխանսարի լեռնաշղթայի կտրվածքների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г. К вопросу о одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. 21, № 5, 1955.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
4. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрасте Цалкского лавового комплекса. ДАН СССР, т. 59, № 1, 1948.
5. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1946.

СТРАТИГРАФИЯ

Г. А. ТУМАНЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КОХБСКОЙ ИНТРУЗИИ

Кохбская интрузия является крупнейшей среди гранитоидных интрузий Северной Армении, занимает она 90 км² площади и по новейшим исследованиям [3] сложена преимущественно кварцевыми диоритами, среди которых различаются роговообманковые, роговообманково-биотитовые и биотитовые разности. Краевые фации интрузии представлены диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами. В подчиненном количестве встречаются гранодиориты.

Аналоги Кохбской интрузии широко представлены в Сомхето-Карабахской тектонической зоне, где они играют исключительно важную роль в региональной геологии области и особенно в вопросах магматизма и металлогении. В основе всех последующих построений, как известно, лежит возрастное положение интрузий.

К. Н. Паффенгольц [5] на основании прорывания Кохбской интрузией в северо-восточном контакте меловых отложений, а также прорывания среднеэоценовых отложений родственными по его мнению, гранитоидными интрузиями района сс. Кариндж и Атан возраст интрузий считает постэоценовым.

В дальнейшем на основании обнаруженных галек аналогов пород Кохбской интрузии в базальных конгломератах отложений, отнесенных к сеноману у сс. Кохб и Ноемберян, А. Т. Асланян [1] возраст интрузии считает предсеноманским. При этом, согласно указанному автору, верхнемеловые отложения контактируют с верхнеюрскими образованиями и Кохбской интрузией по тектоническому нарушению. Вывод о сеноманском возрасте отложений с базальным конгломератом в основании делается на основании регионально-геологических сопоставлений и указаний В. П. Ренгартена о нахождении фауны сеноманского облика между сс. Кохб и Ноемберян [6].

Интрузивные породы из указанных конгломератов в петрохимическом отношении детально изучены С. И. Баласаняном [3], который приходит к выводу об идентичности разновидностей пород интрузии и конгломератов. Кроме того, по данным П. М. Бартикяна [4], в промытых искусственных шлихах, отобранных из вышеотмеченной толщи у с. Довех, обнаружен характерный для пород Кохбской интрузии комплекс акцессорных и рудных минералов.

Указанные данные легли в основу представлений подавляющего большинства исследователей Малого Кавказа о верхнеюрско-неокомском возрасте ряда интрузий Сомхето-Карабахской зоны и, в частности, Кохбской интрузии, которая заслужила роль репера.

В результате проведенных геолого-съемочных и поисково-тематических работ 1963—1964 гг. нами получены новые данные о возрастных и пространственных взаимоотношениях верхнемеловых отложений района, подкрепленные новыми сборами фауны, которые уточняют наши представления о стратиграфии района Кохбской интрузии.

В свете новых данных разрез меловых образований этого района представляется в следующем виде (снизу-вверх, по линии сс. Кошкотан—Ноемберян).

I. Средний-верхний альб.

1) Толстослоистые песчаники и известковистые алевролиты. Мощность 40 м.

2) Пачка чередующихся известковых песчаников и мергелей. Мощность 100 м. Из этой пачки, в окрестностях с. Кошкотан, М. М. Алиевым [2] обнаружена богатая фауна, которая, по заключению А. Г. Халилова, характеризует верхнеальбский возраст вмещающих отложений.

II. Сеноман-нижний турон.

1) Хрупкие песчанистые известняки, из которых по нашим сборам В. Т. Акопяном определены *Plesioptyxis olisiponensis* Sharpe, *P. cf. incavata* Bronn., *P. cf. cincta* Bronn., *P. geinitzi* Goldf., *Trochacteon* sp., *Kadiolites* sp., характерные для сеноман-турона. Мощность 50 м.

2) Толстослоистые массивные известняки. Мощность 50 м.

3) Серые грубозернистые песчаники с маломощными прослоями туфобрекчий и туфогенных песчаников. Мощность—30 м.

4) Пачка туфобрекчий и туфоконгломератов с прослоями известковистых песчаников и туфогенных песчаников. Мощность 70—80 м.

III. Верхний турон-нижний коньяк.

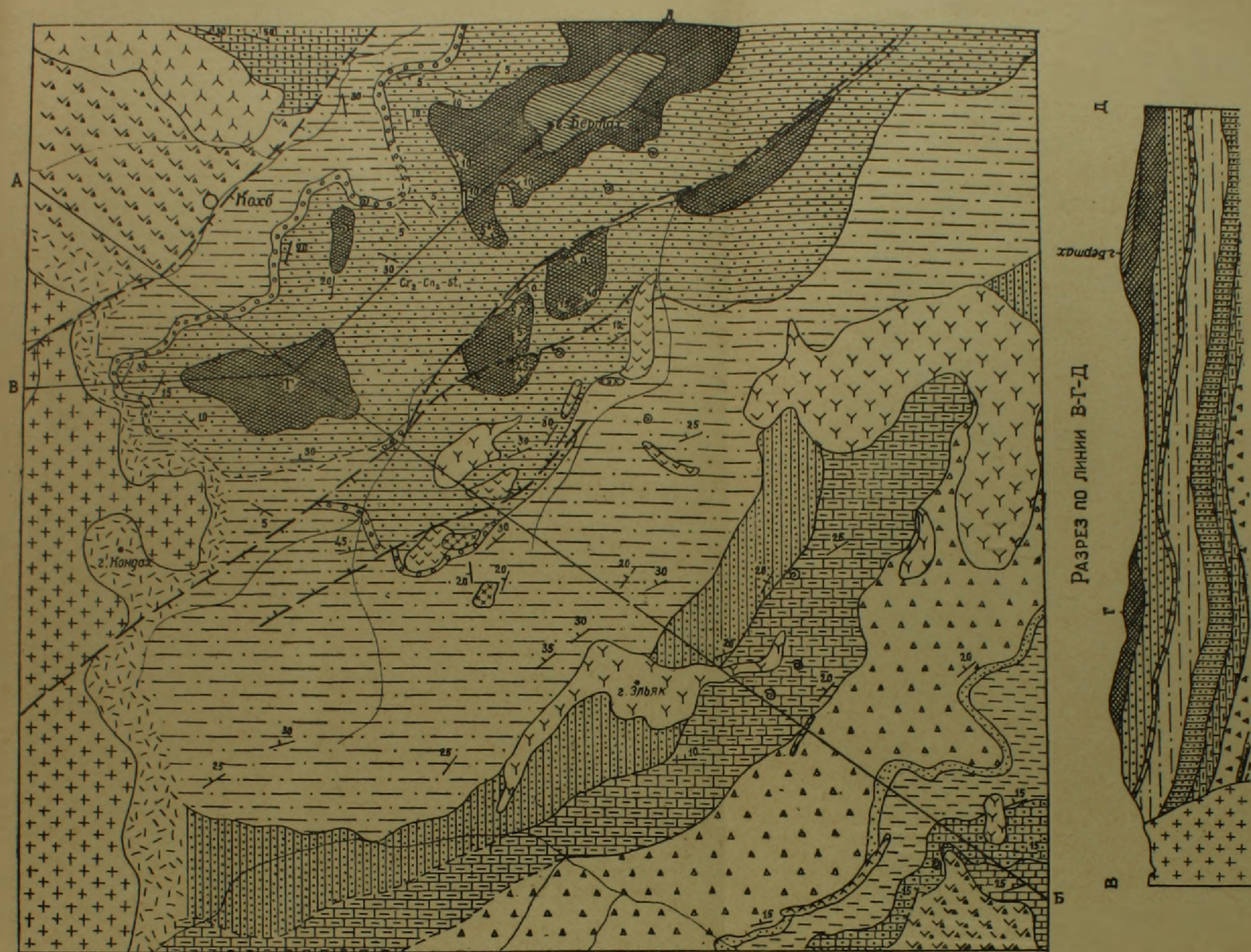
1) Желтовато-серые среднеслоистые туфогенные песчаники и конгломераты. Мощность 7—8 м.

2) Мощная пачка фиолетовых туфобрекчий, туфоконгломератов с перемежающимися прослоями массивных известковистых песчаников и алевролитов. Мощность 250—300 м.

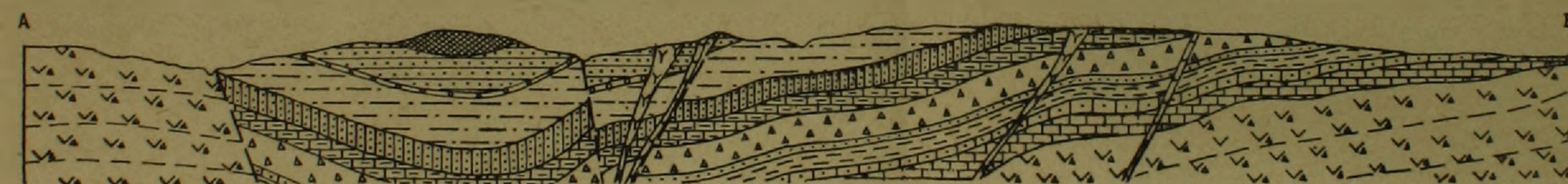
В составе фауны из наших сборов в районе г. Барага из основания пачки В. Т. Акопяном определена *Actaeonella grandis* Pčee., распространенная в верхнем туроне-нижнем сеноне.

3) Толстослоистые массивные известковистые туфогенные песчаники с прослоями и линзами органогенных известняков. Мощность 150 м.

Примерно из середины пачки юго-восточнее г. Эльяк обнаружен *Haustator cf. nodosus* Roem, характерный для коньяка, в 3 км северо-восточнее от г. Воскеван — *Actaeonella crassa* Duj., *Cardium productum* Sow., *Neithea cf. regularis* Schloth, а в 1,5 км северо-восточнее г. Эльяк — *Neithea substriato-costata* d'Orb., имеющие распространение



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б



Фиг. 1. Геологическая карта района Кохбской интрузии (Составил Г. А. Туманян, 1964). Условные обозначения: 1—4. Верхний коньяк-нижний сантон. 1. Туффиты и глинистые туфогенные песчаники. 2. Дацитовые туфы и туфогенные песчаники. 3. Чередование грубозернистых песчаников, микроконгломератов и туфогенных песчаников. 4. Базальные конгломераты. 5—9. Верхний турон-нижний коньяк. 5. Известняки и мергелистые известняки, переходящие фациально в туфогенные породы. 6. Полимиктовые песчаники, конгломераты с прослоями алевролитов и мергелистых известняков. 7. Известковистые туфогенные песчаники с прослоями органических известняков. 8. Туфобрекчии и туфоконгломераты с прослоями известковистых песчаников и алевролитов. 9. Туфогенные песчаники и конгломераты.

10—11. Сеноман-нижний турон. 10. Туфобрекчии и туфоконгломераты. 11. Известняки, песчанистые известняки и грубозернистые песчаники. 12. Средний-верхний альб. Песчаники, известняки, алевролиты и мергелистые известняки. 13. Верхняя юра. Толща туфов и порфиритов. 14. Интрузивные тела плагиогранитов. 15. Силлы андезито-дацитового состава. 16. Силлы и дайки базальтовых порфиритов. 17. Силлы и дайки диабазовых порфиритов. 18. Силлы кварцевых порфиров. 19. Кохбская интрузия кварцевых диоритов. 20. Контактные-измененные породы. 21. Пункты сборов фауны. 22. Сбросы. 23. Элементы залегания пород. 24. Контуры геологических подразделений а) предполагаемые и б) достоверные.

в отложениях верхнего турона-нижнего сенона (определение фауны В. Т. Акопяна по нашим сборам).

4) Полимиктовые песчаники, конгломераты с прослоями известковистых алевролитов и плитчатых мергелистых известняков. Мощность 140 м.

5) Темно-серые плитчатые мергелистые известняки, мощностью 30—40 м, слагающие характерный горизонт, который нами прослежен от г. Эльяк до зоны экзоконтактового изменения Кохбской интрузии.

6) Мощная пачка массивных среднеслоистых известняков и темно-серых плитчатых мергелистых известняков с прослоями окремненных фельзитовых туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов, мощностью 240—280 м, которые в западном направлении по простиранию замещаются туфопесчаниками и туфоконгломератами, а затем туфопорфиритовой толщей, прорываемой Кохбской интрузией (фиг. 1).

1) Горизонт базальных конгломератов; прослежен нами от западного склона г. Бертах до монастыря у сел. Кохб, где в контакте с Кохбской интрузией канавой вскрыты вулканогенные образования верхний турон-нижнеконьякского возраста, над которыми залегают расланцованные песчаники с редкими, хорошо окатанными гальками из вулканогенных пород нижележащих образований.

Далее в восточном направлении горизонт конгломератов перекрывается мощными наносными образованиями и снова обнажается в районе сел. Ноемберян, где в нескольких пунктах прорывается вновь открытыми нами небольшими интрузивными телами плагиогранитов, значительно отличающихся от пород Кохбской интрузии в петрохимическом отношении.

Севернее с. Керпилу из этого горизонта нами обнаружен *Plesiotygmatis nobilis* Münst (определения В. Т. Акопяна), характерный для времени коньяк-сантон. Мощность горизонта 20—30 м.

2) Желтоватые мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями грубозернистых песчаников и конгломератов. Мощность 85 м. У сел. Довех из этой пачки нами собрана обильная пелециподовая фауна, в составе которой В. Т. Акопяном определены: *Pecten (Chlamys) septemplicatus* Nilss., *Neithea* cf. *substriato-costata* d'Orb., *Cardium productum* Sow., *Protocardia hillana* Sow., *Crassatellites* sp., распространенные в верхнем туроне-нижнем сеноне.

3) Среднезернистые песчаники, туфопесчаники с прослоями глинистых туфогенных песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность 200 м.

4) Фиолетовые и розоватые с флюидальной текстурой дацитовые туфы и туфопесчаники, местами фацнально переходящие в флишонидные отложения, состоящие из ритмично чередующихся слоев плотных туффигов, полимиктовых песчаников и известковистых песчаников. Мощность 200—250 м.

5) Желтоватые туффиты и глинистые туфогенные песчаники. Мощность 50 м.

Нижний возрастной предел (верхний коньяк) описываемой трансгрессивной толщи района Кохбской интрузии устанавливается находками фауны, а также наличием в ее основании базальных конгломератов — следов верхнеконьякской трансгрессии, широко проявившейся в Вединском, Разданском, Апаранском, Иджеванском и других районах Армянской ССР.

Вышеуказанная толща перекрывается характерной для верхнего сенона Прикуринской зоны пачкой голубых витрофировых туфов.

Из вышеописанного разреза и анализа прилагаемой карты видно, что сеноманские отложения обнажаются в районе сел. Кошкотан и на висячем боку Кохбского тектонического нарушения. В связи с этим палеонтологические определения В. П. Ренгартена фауны сеноманского облика между сс. Ноемберян и Кохб (более точные указания о пункте сборов фауны отсутствуют) нуждаются в проверке и пересмотре.

Таким образом, можно считать доказанным, что толща терригенных образований с базальными конгломератами в основании из хорошо окатанных галек пород разновидности Кохбской интрузии относится к верхней коньяк-нижнесантонскому возрасту. Интрузией же отчетливо прорываются различные горизонты отложений интервала времени сеноман-нижний коньяк. Следовательно, возраст Кохбской интрузии можно считать предверхнеконьякским.

Обнаруженные нами мелкие интрузивные тела плагногранитов и щелочных гранитов (последние за пределами приложенной карты, к востоку от пос. Дебедашен) относятся к послеверхнеконьякскому времени, по-видимому, оставаясь в пределах верхнего сенона, что хорошо согласуется с новыми представлениями о двухцикличности тектоно-магматического развития верхнемеловых прогибов. Вопрос этот должен быть решен путем всестороннего общегеологического, петрохимического и геохимического сравнительного изучения вновь открытых интрузий.

Управление геологии Совета Министров
Армянской ССР

Поступила 25.V.1966.

Հ. Ա. ԹՈՒՄԱՆՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԿՈՂՐԻ ԻՆՏՐՈՒԶԻԱՅԻ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հյուսիսային Հայաստանի գրանիտոիդային ինտրուզիաներից ամենախոշորը հանդիսանում է Կողրի ինտրուզիան, որը հիմնականում ներկայացված է կվարցային դիորիտներով: Կողրի ինտրուզիան, ինչպես նաև նրա նմանակները Սոմխեթա-Ղարաբաղի տեկտոնական դոտու մազմատիզմի և մետաղածնության հարցերում կատարում են կարևոր դեր: Ինչպես հայտնի է, նշված հարցերի վերաբերյալ բոլոր պատկերացումների հիմքում ընկած է Կողրի ինտրուզիայի հասակային դիրքը:

Ինտրուզիայի հասակի վերաբերյալ կան հրկու տեսակետներ՝ հետէոցենյան (Կ. Ն. Պաֆֆենհոլց) և մինչսենոմանյան (Ա. Տ. Ասլանյան)։ Մեր կողմից կատարված թեմատիկ և երկրաբանական-հանույթային աշխատանքների հետևանքով ստացվել են նոր տվյալներ վերին կավճի և յուրայի հասակի ապարների տարածական և հասակային փոխհարաբերությունների մասին, որոնք հաստատվում են բրածո ֆաունայի նոր հավաքածոներով և հետևաբար ճշտում են Կողբի ինտրուզիայի շրջանի ստրատիգրաֆիան։ Պարզվում է, որ հիմքում կոնգլոմերատներով ներկայացված տերրիգեն ապարների հաստվածքը, որի կազմում (կոնգլոմերատների) կան Կողբի ինտրուզիայի տարբերակներից բավականին լավ հղկված գետաքարեր, ստացված նոր տվյալների հիման վրա վերագրվում է վերին կոնյակի-ստորին սանտոնի հասակին։ Ընդ որում նշած շրջանում վերին կավիճը ներկայացված է բոլոր հարկերով և ունի համեմատաբար մեծ կարողություն։ Ինտրուզիան բավականին ակնհայտ կտրում է սենոման-ստորին կոնյակ հասակների ապարների տարբեր հորիզոնները։ Հետևաբար Կողբի ինտրուզիան կարելի է համարել մինչև վերին-կոնյակի հասակի։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Сб. научн. тр. ЕрПИ, № 11, вып. 2, 1955.
2. Алиев М. М., Абдуллаев Р. Н. Докл. АН АзССР, т. XII, № 8, 1956.
3. Баласанян С. И. Докл. АН Арм. ССР, т. XXIII, № 2, 1956.
4. Бартикян П. М. Геология, горное дело и металлургия, № 3, 1962.
5. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Труды всесоюзн. г. р. объедин. 1934, вып. 353, НКТИ СССР.
6. Ренгартен В. П. Региональная стратиграфия СССР, т. 6, изд. АН СССР, М., 1959.

ПЕТРОГРАФИЯ

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

Алавердский рудный район принадлежит к числу геологически наиболее детально изученных областей Малого Кавказа.

Тем не менее некоторые важные вопросы геологии и магматизма района все еще недостаточно освещены. К числу их принадлежат: 1) стратиграфическое и возрастное расчленение немых вулканогенных толщ, в том числе и рудовмещающих; 2) последовательность формирования и возраст размещенных в них интрузивных массивов; 3) возраст той или иной рудной формации и др. Выяснение этих вопросов имеет большое значение как в научном, так и в практическом отношении.

Основные затруднения в установлении времени формирования подавляющего большинства интрузивов обусловлены главным образом неясностью верхней возрастной границы интрузивов.

Разрешение перечисленных вопросов требует применения современных радиологических методов изучения возраста с обязательным учетом существующих геологических данных о возрасте, последовательности формирования магматических и метаморфических образований, а также данных геолого-петрографических исследований.

В этих целях в 1961—1964 гг. в Алавердском рудном районе проводились (под руков. Г. П. Багдасаряна) кратковременные периодические полевые наблюдения и целенаправленный сбор материала с последующим радиологическим его изучением. Отдельные образцы пород любезно представлены нам на исследование Г. А. Казаряном, Э. Г. Малхасяном, Р. Л. Мелконяном, Г. Г. Мирзояном.

Методика исследований. Шлифы отобранных проб тщательно изучались под микроскопом, что позволило выделить для радиологического изучения наиболее свежие, не подвергшиеся вторичным изменениям, пробы.

Абсолютный возраст исследуемого образца определялся преимущественно по породе в целом и реже по слюде, что обусловлено незначительным содержанием последней в породах рассматриваемых интрузивов.

Химические анализы калия выполнялись М. Х. Гукасян, Дж. Г. Мкртчян и С. Г. Чаталян перхлоратным методом. Как правило, параллельно ставился контрольный химический анализ калия той же навески.

Обычно получалась хорошая сходимость результатов; при этом в основу принимались средние значения определений калия. При заметных расхождениях результатов проба подвергалась дальнейшему анализу для выявления ошибок.

Аргон выделялся на двух различных установках конструкции Хлопина—Герлинга. Навески проб пород весом до 30 г, а слюды до 5—10 г подвергались прогреву в трубчатых печах с 4-х часовой выдержкой при 1250°C и двумя заборами аргона на активизированный уголь. Точность объемного определения количества аргона составляла 2—2,5%. Остаточный фон приборов не превышал 2—3 PV. Количество измеряемого аргона в единицах PV находилось в пределах 100—300.

Содержание радиогенного аргона определялось на масс-спектрометре МИ-1301 двухлучевым методом измерений. Фон прибора на 40-м изотопе—150—200 mv, а на изотопе 36—1,3 mv. Минимальный измеряемый пик A^{40} —65 mv, т. е. фон прибора на изотопе 40 составляет всего 0,25—0,30 процента от измеряемого пика аргона.

При вычислении возраста были использованы константы распада: $\lambda_k = 5,57 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹ и $\lambda_z = 4,72 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹. Погрешность определения возраста оценивается для кали-аргонового метода $\pm 10\%$, однако математическая статистическая обработка материалов по нашей лаборатории дает суммарную погрешность не более $\pm 7\%$.

В предлагаемой работе сведены результаты радиологических исследований характерных образцов, в основном интрузивных и субвулканических пород Алавердского рудного района с обязательным учетом данных геологических и петрографических исследований. Охвачены также образцы из отдельных эффузивных образований района.

Должное внимание уделено в работе также изучению галек интрузивных пород, отобранных нами из конгломератов сеноманских отложений района Кохп-Шнохского массива с целью сопоставления абсолютного возраста пород этого интрузива и указанных галек. Здесь же включены результаты наших исследований 4-х образцов галек, представленных Алавердской базой Института.

Гранитоидные интрузивные массивы

Гранитоидные интрузивы Алавердского рудного района представлены: 1. Кохп-Шнохским (90 км²)*, 2. Ахпатским (7 км²), 3. Банушским (38 км²) массивами.

Более мелкими телами представлены: Бардадзорский, Лалварский, Цахкашатский, Ахतालский, а в сопредельных участках Грузинской

* Небольшой выход этого массива в плане отделен от главного тела молодыми лапами р. Дебед, обнажаясь у с. Чочкан. Поэтому у ряда геологов этот выход описывается под названием Чочканской интрузии.

ССР—Болнисский, Ахкерпинский и др. Широким развитием пользуются в районе малые интрузии, давно известные под названием «кварцевых и бескварцевых альбитофиров». По вопросу о возрасте интрузивов Алавердской группы взгляды исследователей, как известно, значительно расходятся, за исключением Лалварского интрузива, эоценовый возраст которого общепризнан.

Одни геологи придерживаются ранее высказанного ими убеждения о третичном возрасте всех интрузивов района (Б. С. Вартапетян, В. Г. Грушевой, К. Н. Паффенгольц). Другие приводят аргументацию о мезозойском времени формирования этих интрузий (А. Т. Асланян, С. И. Баласанян, А. А. Габриелян, Г. А. Казарян, С. С. Мкртчян, П. Ф. Сопко и др.), допуская внедрение отдельных массивов в третичное время. В существующей литературе рассматриваемые массивы в геолого-петрографическом отношении достаточно охарактеризованы, поэтому здесь мы ограничимся лишь весьма краткими данными о них.

1. **Кохп-Шнохский гранитоидный массив**, являющийся наиболее крупным интрузивным телом Северной Армении, размещен в вулканической толще средней юры, а восточной частью своей прорывает породы верхней юры.

В строении массива участвуют породы: главной интрузивной фации, слагающей более 80% площади, фации дополнительной интрузии и жильной серии.

Верхняя возрастная граница интрузии по представлениям большинства исследователей определяется наличием в конгломератах сеноманских отложений соседнего участка (район с. Ноемберян) галек пород этого массива.

Абсолютный возраст массива определен по результатам исследования 28 образцов, характеризующих его различные участки и фациальные разности, а также жильные дериваты.

В таблице (разделе 1) сведены результаты определения возраста 12 характерных образцов главных фациальных разновидностей пород, а также возрасты пород дополнительной интрузии («розовых гранитов») и жильных дериватов того же массива (1).

Как видно из таблицы, возраст большинства образцов колеблется от 120 до 137 млн. лет. Среднее значение возраста главных типов пород массива в целом оценивается в 133 ± 8 млн. лет. Розовые граниты и жильные дериваты весьма близки по возрасту главным типам пород массива. Значения по розовым гранитам варьируют, главным образом, в пределах 125—138 млн. лет. Средняя цифра возраста составляет 132 ± 4 млн. лет, что хорошо сходится с таковым главных типов пород, слагающих Кохп-Шнохский массив.

Возраст аплитов, гранит-порфиров, диорит-порфиров варьирует в большинстве случаев от 120 до 135 млн. лет. Среднее значение по 12 определениям оценивается в 128 ± 10 млн. лет. Сравнительно несколько более поздней в этой серии пород является дайка диорит-порфирита.

Таблица

Результаты определения абсолютного возраста магматических образований
Алавердского рудного района

Породы	Колич. анализир. обр.	Пределы колеб. больш. определе- ний возраста (в млн. лет)	Среднее значение (в млн. лет)	Резко выделяющ. значения возраста в единичных случаях	
	количе- ство опред.			минимум	макси- мум
I. Кохп-Шнохский массив					
1. Породы главной интрузивной фа- ции (кв. диориты, гранодиориты)	12/18	120—137	138 $\pm$ 8	119	153
2. Породы дополн. интрузии и жил. дериватов					
а) Розовые граниты	5/10	125—138	132 $\pm$ 4	—	—
б) Аплиты, гран.-порф. и др.	6/10	120—136	128 $\pm$ 10	117	145
II. Гальки интрузивных пород из сеноманских конгломератов района Кохп-Шнохского массива					
Кв. диориты, гранодиориты и др. . .	8/16	118—140	128 $\pm$ 9	115	—
III. Ахпатский массив					
Плагиограниты	5/10	142—148	145 $\pm$ 4	129	—
IV. Банушский массив					
1. Кв. диориты, гранодиориты (зап. и центр часть интр.)	6/12	41—52	47 $\pm$ 5	—	56
2. Роз. гран. гранодиор. порф., пла- гиоаплиты	6/12	37—45	40 $\pm$ 2	—	—
V. Бардадзорский гранитоидный интрузив					
Плагиограниты, кв. диориты	5/11	83—102	—	—	113
VI. Интрузивные породы и субвулканические образования района г. Лалвар					
1. Гран.-порф., гранодиорит-порф. (приповерх. интр.)	7/14	36—42	37 $\pm$ 2	—	—
2. Гранодиориты (Лалварский интру- зив)	5/10	35—40	37 $\pm$ 2	—	—
3. Дацинты (субвулканические)	2/4	34—37	34 $\pm$ 2	—	—
VII. Субвулканические и эффузивные образования юры					
Кварцплагиопорфиры, кератофиры					
а) Неизменные	4/10	162—165	163 $\pm$ 4	—	—
б) Измененные	6/6	129—136	133 $\pm$ 3	—	—
VIII. Мелкие интрузивные тела микрогранит-порфиров					
Микрогранит-порфиры	6/11	135—140	134 $\pm$ 3	120	143
IX. Субвулканические малые интрузивы альбитофиров					
1. Альбитофиры мезозойские (р-ны г. Бугакяр, р. Бардадзор, пос. Шамлуг, с. Чочкан)	6/12	131—145	140 $\pm$ 5	—	—
2. "Альбитофиры" палеогеновые (уч. Жанг р-на Ленрудников)	5/11	42—46	47 $\pm$ 4	—	59

Таким образом: 1) значения абсолютного возраста для пород главной фации массива 133 ± 8 млн., дополнительной интрузии— 132 ± 8 млн. и жильных дериватов— 128 ± 10 млн. лет обнаруживают закономерное сходство, 2) подтверждается представление большинства исследователей, относящих этот массив к досеноманскому, нижнемеловому времени. Данные абсолютного возраста указывают на формирование массива в неокоме.

II. Гальки интрузивных пород из сеноманских конгломератов района г. Ноемберян дают среднее значение возраста для 8 характерных образцов в 128 ± 9 млн. лет. Их сходство с породами находящегося рядом Кохп-Шнохского массива по возрасту, а также петрографическому составу позволяет предположить, что областью сноса для этих галек являлся указанный массив.

III. Ахпатский гранитоидный массив, размещенный в вулканогенной толще средней юры (дебедской свите), формировался вероятно путем одноактного внедрения гранитоидной магмы. Главную фацию пород интрузива составляют среднезернистые плагиограниты, которые в ряде участков эндоконтактной зоны переходят преимущественно в кварцевые диориты и иногда диориты, образовавшиеся, вероятно, путем ассимиляции кислой магмой боковых вулканогенных пород основного состава. Верхняя возрастная граница интрузии геологически не датируется.

Абсолютный возраст этого массива определен по пяти характерным образцам. Среднее значение для первых четырех проб составляет 145 ± 4 млн. лет, а по всем 10 определениям на 5 пробах— 142 ± 6 млн. лет. Судя по полученным данным, возраст Ахпатского массива относится к верхней юре, что позволяет отнести его к наиболее ранней интрузии верхнеюрско-неокомского магматического цикла Алавердского рудного района.

IV. Банушский гранитоидный массив прорывает вулканогенную толщу средней юры, а в северных частях—туфоосадочную серию оксфорда.

В строении массива участвуют породы главной фации, дополнительной интрузии и жильной серии. Первые представлены преимущественно гранодиоритами и кварцевыми диоритами, связанными между собой взаимопереходами. Породы гранодиоритового ряда слагают в основном среднюю часть массива, причем нередко переходные к плагиогранитам разновидности. Кварцевые диориты и менее распространенные диориты, габбро-диориты и габбро приурочены в основном к эндоконтактовой зоне. Породы дополнительной интрузии представлены аляскитоподобными гранитами, а жильные дериваты интрузии—дайками и жилами кислого и основного состава.

В таблице приведены результаты исследования типичных образцов пород преобладающей средней и западной части Банушского интрузива, а также пород восточного участка, района с. Барадзор.

Радиологическими данными устанавливается закономерно выраженный третичный возраст массива. Значения абсолютного возраста колеблются в большинстве случаев от 41 до 48 млн. лет. Среднее значение по

шести образцам составляет 47 ± 5 млн. лет. Возраст розового гранита дополнительной интрузии равен 45 млн. лет, а среднее значение жильных дериватов по 10 определениям дает $40 \pm 2,5$ млн. лет.

Все эти данные указывают на предверхнеэоценовый возраст Банушского интрузива.

V. Бардадзорский выход гранитоидных пород нами выделяется от Банушского массива как по петрографическому составу, так и по значениям абсолютного возраста.

Данные абсолютного возраста по 11 определениям на 5 характерных образцах из Бардадзорского участка ни в одном случае не выходят за пределы мезозойского возраста, причем вариации значений укладываются в пределах 83—113 млн. лет.

Из пород, испытавших определенную степень метасоматической переработки под воздействием молодой Банушской интрузии, исследованы два образца. Значения абсолютного возраста этих пород, как и следовало ожидать, заметно ниже возраста плагиогранитов того же участка. Сравнительно несильное метасоматическое воздействие на последние гранитоидной магмы Банушской интрузии, обусловлено, вероятно, их почти одинаковой степенью кислотности.

Приведенный фактический материал приводит, на наш взгляд, к следующим выводам:

1) Банушская гранитоидная интрузия внедрялась, несомненно, в предверхнеэоценовое время. 2) Интрузивные породы Бардадзорского участка в возрастном и петрографическом отношении заметно отличаются от пород Банушского массива и принадлежат к мезозойскому интрузивному комплексу. Эти данные подтверждают представления геологов Грузии (П. Ф. Киласония, 1951 и др.), обстоятельно изучивших Бардадзорские выходы интрузивных пород и отнесших их к меловому возрасту. 3) Процессы наложений палеогеновой гранитоидной магмы Банушской интрузии на мезозойские плагиограниты Бардадзора вызвали слабое «омоложение» последних, обусловленное некоторым развитием в них калиевого метасоматоза. 4) Относительно более близкими к возрасту Бардадзорской интрузии следует признать значения абсолютного возраста в 113 млн. лет, полученные на метасоматически слабо измененных породах. Однако эту цифру следует рассматривать в качестве минимального значения по отношению к истинному возрасту Бардадзорской интрузии.

VI. Лалварский гранитоидный интрузив геологически достаточно хорошо датирован и ее эоценовый возраст признан почти всеми геологами. Однако в вопросе о взаимоотношении этой интрузии с Банушским массивом одни исследователи, усматривая между ними прямую связь, высказывают убеждение об эоценовом времени формирования последнего (Б. С. Вартапетян, Г. А. Казарян, К. Н. Паффенгольц). Другие (С. И. Баласанян и др.) придерживаются взгляда о мезозойском возрасте Банушского массива.

Лалварская интрузия сложена преимущественно породами гранодиоритового ряда, реже кварцевыми диоритами и гранит-порфирами. Местами они секутся дайками основного состава. В отличие от мезозойских гранитоидных массивов района, эта интрузия обладает сравнительно более калиевым характером пород, что, впрочем, присуще палеогеновым интрузиям соседнего Севано-Ширакского синклинория.

Радиологические исследования пород приповерхностных интрузивов дают среднее значение абсолютного возраста 38 ± 2 млн. лет. Образцы собственно Лалварского гранитоидного массива по результатам 10 определений дают среднее значение 37 ± 2 млн. лет.

Возраст образцов субвулканических дацитов Лалвара определяется 36 ± 2 млн. лет.

Таким образом, возрастные значения Лалварского гранитоидного интрузива и обнажающихся на этом участке мелких приповерхностных интрузивных и субвулканических тел кислого состава укладываются в узкий интервал времени, отвечающий верхам эоцена—началу олигоцена.

Небезынтересно провести некоторую возрастную параллель между палеогеновыми интрузиями рассматриваемого района и соседней Севано-Ширакской зоной.

В последней, характеризующейся широким проявлением палеогенового магматизма, выделяются два возрастных интрузивных комплекса: а) предверхнеэоценового и б) верхнеэоценового-нижнеолигоценового возрастов.

По значениям абсолютного возраста, указанным интрузиям первой группы близко соответствует Банушский массив, а второй группе—интрузивные породы района г. Лалвар.

Вышеизложенные данные позволяют предполагать, что в Алавердском рудном районе Сомхето-Карабахской зоны довольно интенсивно проявились отголоски мощно выраженного палеогенового тектоно-магматического цикла сопредельной Севано-Ширакской структурной зоны.

VII. Субвулканические и эффузивные кварцевые порфиры и кератофиры. Отдельные стратиграфические подразделения юрской формации в схемах большинства исследователей обоснованно датируются почти однозначно. К числу последних относятся, по крайней мере: 1. Кварцевые плагиопорфиры-субвулканические и эффузивные (район Ахтальского месторождения); 2. Кератофиры субвулканической и эффузивной фаций.

Верхним возрастным пределом рассматриваемых субвулканических и эффузивных кварцевых плагиопорфиров почти всеми исследователями района считается биостратиграфически прочно датированный бат, а нижней возрастной границей—байос, скорее верхний байос.

Таким образом, кварцевые плагиопорфиры, их туфы и туфобрекчии располагаются в достаточно определенной стратиграфической «вилке» между байосом и батом.

Кератофиры представлены в эффузивной и субвулканической фациях. Свита кератофиров и их туфов составляет верхний горизонт толщи зеле-

новато-серых туфобрекчий—«Кошабердской свиты», возраст которой большинством исследователей датируется как верхний байос. Перекрывающая кератофировый горизонт Шахтахтская свита осадочно-вулканогенных пород большинством исследователей относится от верхнего байоса до байоса-бата. Наличие в Алавердском рудном районе геологически достаточно убедительно датированных субвулканических и эффузивных образований позволяет радиологически оценить значение для рубежа байос-бат, а также наметить соответствующий геохронологический репер к Шкале абсолютного геологического времени.

Приведенные в таблице результаты тщательных радиологических исследований ряда характерных проб кварцевых плагиопорфиров и кератофиров дают весьма сходные значения абсолютного возраста. Среднее значение составляет 163 ± 4 млн. лет.

Образцы постмагматически измененных кварцплагиопорфиров и кератофиров дают, естественно, заниженные значения—129—136 млн. лет. Возможно, изменение указанных кварцплагиопорфиров и кератофиров обусловлено в значительной мере внедрением более поздних малых интрузий района.

VIII. Субвулканические малые интрузивные тела альбитофиров* и микрогранит-порфиров размещены преимущественно в туфоосадочной свите келловей и иногда в более размытых участках верхних ярусов средней юры.

Микрогранит-порфиры. Наши полевые наблюдения и микроскопическое изучение многочисленных шлифов пород крупных гранитоидных интрузивов и соседних с ними тел, показанных на картах в качестве «альбитофиров», позволили выделить среди последних некоторые, отвечающие по своему вещественному составу микрогранит-порфирам (содержание K_2O колеблется 2,9—3,8%). Последние в виде дайкообразных тел обнажаются почти в непосредственной близости Чочканского интрузива и по вещественному составу близки к его породам. Это обстоятельство позволяет предположительно рассматривать их в качестве апофиз указанного гранитоидного массива. Среднее значение абсолютного возраста по данным 11 определений микрогранит-порфиров оценивается в $134 \pm \pm 3$ млн. лет, что близко соответствует возрасту Кохп-Шнохского массива.

Альбитофиры заметно отличаются от микрогранит-порфиров по минералогическому и химическому составу. Полевые взаимоотношения с гранитоидными интрузиями района отмечены Г. А. Казаряном (1962) по факту прорывания альбитофирового тела Чочканским участком Кохб-Шнохского массива. Тем самым намечается более позднее внедрение последнего.

Срднее значение возраста по 12 определениям на 6 типичных свежих образцах альбитофиров, взятых на участках: Шамлугского место-

* Для ясности изложения мы сохраняем здесь за указанными породами их ранние, хотя и недостаточно точные наименования.

рождения, г. Бугакяр, с. Чочкан и верховья р. Бардадзор дает 140 ± 5 млн. лет. Эти цифры, по-видимому, наиболее близки к истинному абсолютному возрасту альбитофировых тел. Последние, судя по указанным данным, вероятно, внедрены в интервале между временем формирования Ахпатского и Кохб-Шнохского интрузивов.

«Альбитофиры» третичные. К числу множества альбитофировых тел Алавердского рудного района относилось до наших исследований также небольшое дайковидное приповерхностное интрузивное тело, прослеживающееся с раздувами от урочища «Жанк» до г. Шахтахт.

Радиологические исследования образцов этого интрузива, отобранных Р. Л. Мелконяном и Г. Г. Мирзояном, впервые выявили палеогеновый возраст указанного выхода «альбитофиров». Верхняя возрастная граница последнего, так же как и мезозойских альбитофиров, геологически не устанавливается. Из таблицы мы видим, что во всех случаях цифры возраста соответствуют палеогену. Среднее значение по 11 определениям на 5 образцах составило 47 ± 4 млн. лет.

Судя по приведенным результатам, «альбитофиры» Жанк-Шахтахтского участка принадлежат, вероятно, к эоценовому магматическому очагу, давшему Банушский и Лалварский интрузивы. По своему вещественному составу эти «альбитофиры» отличаются несколько повышенным содержанием калия, приближая их к составу Банушского гранитоидного массива.

Результаты выполненных нами в 1961—1964 гг. полевых наблюдений и большого объема радиологических исследований пород Алавердского рудного района с учетом существующих геологических материалов позволяют сделать следующие выводы.

1. В Алавердском районе четко выделяются крупные гранитоидные и малые приповерхностные интрузии мезозойского и третичного возрастов.

2. Время формирования субвулканических и эффузивных кварц-плагиопорфиров и кератофиров определяется в 162—165 млн. лет, что близко отвечает границе верхнего байоса-бата.

3. Наиболее ранней фазой внедрения крупных гранитоидных интрузий Алавердского рудного района является Ахпатский массив плагиогранитов, сформировавшийся в верхней юре. Абсолютный возраст массива устанавливается в 145 ± 4 млн. лет.

4. Формирование Кохб-Шнохского массива происходило в начале неокома в сравнительно продолжительном диапазоне времени, примерно 5 млн. лет, что довольно характерно для крупных дифференцированных интрузий. Возраст интрузии лежит в интервале от 133 ± 8 млн. лет до 128 ± 10 млн. лет.

5. Устанавливается предверхнеэоценовый возраст Банушского гранитоидного массива с возрастом от 40 до 47 млн. лет. Однако небольшой Бардадзорский участок гранитоидных пород, представленный на существующих геологических картах в контуре Банушского массива как по возрасту, так и по петрографической характеристике пород, является обо-

собленным, поэтому он должен быть рассмотрен как нижнемеловой интрузив с минимальным значением абсолютного возраста 113 млн. лет.

6. Подтверждается верхнеэоценовое-предолигоценовое время внедрения Лалварской интрузии с абсолютным возрастом 38 ± 2 млн. лет.

7. Среди указанных на геологических картах малых интрузий альбитофиров выделяются тела, отвечающие микрогранит-порфирам с возрастом (среднее по девяти определениям) 134 ± 3 млн. лет. По приведенным в работе данным последние генетически могут быть предположительно связаны с Кохб-Шнохской интрузией.

8. Среди малых интрузивов альбитофиров выделяется на участке Жанг-Шахта субвулканическое тело, приближающееся по составу к гранит-порфиру, с предверхнеэоценовым возрастом (47 ± 4 млн. лет). Этот интрузив, рассматривающийся до сих пор в качестве альбитофира мезозойского возраста, принадлежит, вероятно, очагу, давшему Банушский гранитоидный массив.

9. Малые интрузии мезозойских альбитофиров в возрастном отношении располагаются в интервале между внедрениями Ахпатского и Кохп-Шнохского интрузивов.

10. Вопросы связи оруденения района с той или иной формой проявления магматизма рассматриваются в отдельной нашей работе. Следует, однако, подчеркнуть, что данные радиологических исследований околорудно измененных пород, сопровождающих рудную минерализацию, достаточно прочно устанавливают верхнеюрский-неокомский возраст оруденения.

Следует, наконец, отметить, что вышеизложенные данные отнюдь не претендуют на исчерпывающую полноту и должны быть дополнены новыми материалами проводившихся комплексных детальных радиологических, геолого-петрографических и геохимических исследований.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 9.IV.1965.

Գ. Պ. ԲԱԴԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ, Ռ. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Է. Ա. ՍԱՐԳՍՅԱՆ,
Լ. Մ. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ԱՎԱՂԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ
ԲԱՑԱՐՉԱԿ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

1961—1964 թթ. Ալավերդու հանքային շրջանի հրաբխային զանգվածների ուսումնասիրությունները և նրանց ապարների բացարձակ հասակի ապագիտությունը որոշումների սրբությունները հանգեցրին հետևյալ եզրակացություններին:

1. Ալավերդու հանքային շրջանում ցայտուն կերպով դատվում են մեզոզոյան և երրորդական ժամանակաշրջանի խոշոր և մանր զրանիտոիդային ինտրուզիաները:

2. էքստրուզիաների և հրաբխային քվարցային պլազիոպորֆիրների և կերատոֆիրների կազմավորման ժամանակը որոշվում է 162—165 մլն. տարի. որը շատ մոտ է բայոսի-բատի սահմանին:

3. Ալավերդու հանքային շրջանի խոշոր ինտրուզիաներից ամենից շուտ ներդրվել է Հաղպատի գրանիտոիդային զանգվածը, որի հասակը որոշվում է 142 ± 6 մլն. տարի և պատկանում է վերին յուրային:

4. Պարզաբանված է ալքիտոֆիրների մանր էքստրուզիաների հասակը 140 ± 5 մլն. տարի: Նրանց ներդրումը տեղի է ունեցել Հաղպատի զանգվածի ձևավորումից հետո, բայց ավելի վաղ, քան Կոզը-Շնողի ինտրուզիան:

5. Կոզը-Շնողի խոշոր գրանիտոիդային զանգվածի ներդրումը տեղի է ունեցել ստորին նեոկոմում: Նա ունի 133 ± 8 մլն. մինչև 128 ± 10 մլն. տարվա հասակ:

6. Բանուշի գրանիտոիդային զանգվածն ունի անշուշտ էոցենյան հասակ՝ 40—47 մլն. տարի, իսկ Լավարի գրանիտոիդային ինտրուզիան՝ վերին էոցենի հասակ 38 ± 2 մլն. տարի:

7. Հետազոտությունները հաստատեցին, որ գոյություն ունեցող երկրաբանական քարտեզներում Բարդաձորի տեղամասի գրանիտոիդային զանգվածը իր հասակով, ինչպես նաև ասպարների կազմով չպետք է ընդգրկվի Բանուշի ինտրուզիայի սահմանների մեջ, այլ ցույց տրվի որպես առանձին զանգված, որի հասակը ավելի քան 113 մլն տարի է և պատկանում է մեզոզոյան ինտրուզիաներին:

8. «Ալքիտոֆիրային» փոքր ինտրուզիաների խմբում իրենց բացարձակ հասակով անջատվում է Ժանգ-Շահթախտի մեծ դայկանման մարմինը, որն ունի էոցենի հասակ՝ 47 ± 4 մլն. տարի, իսկ իր ասպարների նյութական բաղադրությամբ որոշ չափով մոտենում է գրանիտ-պորֆիրներին:

9. Վերը բերված նոր տվյալները լուրջ ճշտումներ էն մտցնում Ալավերդու հանքային շրջանի հրաբխային զանգվածներին նվիրված մինչև այժմ գոյություն ունեցող գրականության տվյալների մեջ և ունեն տեսական ու կիրառական էական նշանակություն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1963.
2. Азарян Н. Р. О возрастном расчленении интрузивов Алавердского рудного района Армении. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 3, 1961.
3. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1949.
4. Багдасарян Г. П. О возрасте некоторых интрузий Армении по данным геологических исследований и радиологических определений. Труды VII сессии Комиссии абсолютного возраста геологических формаций АН СССР, М., 1960.
5. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и др. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Арм. ССР. Труды 10-ой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. Изд. АН СССР, 1962.
6. Баласанян С. И., Казарян Г. А., Чибухчян З. О. Интрузивы Сомхето-Карабахской геотектонической зоны. Геология Армении, том III (Петрография интрузивных пород), 1966, Изд. АН Арм. ССР.

7. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ерев. Гос. ун-та, Ереван, 1963.
8. Вартапетян Б. С. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Арм. ССР, ДАН Арм. ССР, т. XXVII, № 1, 1958.
9. Вартапетян Б. С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения. Сов. геол., № 10, 1960.
10. Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IX, № 2, 1956.
11. Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР (Северная часть Армении и соседний район Грузии). Сборник «Интрузивы Закавказья». Труды Груз. Гос. Геол. Упр., вып. II, Тбилиси, 1941.
12. Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГССР, 1948.
13. Заридзе Г. М., Тетришвили Н. Ф. Домезозойские интрузивные гранитоидные фазы Грузии. ДАН Азерб. ССР, № 3, 1952.
14. Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 6, 1959.
15. Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла (Малый Кавказ). Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1961.
16. Киласония П. Ф. К петрографии Бардадзорского интрузива. Сборник трудов Института геологии и минералогии АН Груз. ССР, стр. 117—126, 1951.
17. Магакьян И. Г. Магматизм и металлогения Армении. Труды Конф. по вопросам геологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
18. Малхасян Э. Г. Юрские вулканогенные образования Алавердского рудного района. 1962.
19. Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. X, № 3, 1957.
20. Сопко П. Ф. О возрасте интрузивных пород Северной Армении. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 3, МГРИ, 1947.

ПЕТРОГРАФИЯ

Р. Х. ГУКАСЯН

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ
И «ДРЕВНИХ ГРАНИТОВ» ЮЖНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

В недавно опубликованной статье «Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона» [4] нами был доказан среднеэоценовый возраст небольших интрузивов основного состава, размещенных в метаморфической толще Сюника и относимых некоторыми исследователями [6] к нижнему палеозою. В предлагаемом вниманию читателя небольшом сообщении обобщаются результаты радиологических исследований, касающихся возраста метаморфических пород и «древних гранитов» южной Армении. Эти граниты, выделенные впервые А. И. Адамяном [1], обнажаются в южной части Мегринского плутона, в бассейне нижнего течения р. Малев и занимают площадь около 20 км². Интрузив слегка вытянут в северо-восточном направлении и имеет близкую к изометричной форму. На востоке, в районе с. Алдара, граниты прорывают метаморфическую толщу палеозоя, а на севере и северо-западе контактируют с гранитоидами (интрузив монцонитов) Мегринского плутона третичного возраста. Переход между указанными породами резкий, однако их возрастное взаимоотношение автор не смог выяснить. Согласно А. И. Адамяну породы монцонитовой интрузии прорывают интрузив гранитов.

По внешнему облику это плотные, лейкократовые, иногда гнейсовидные породы среднезернистого сложения. Эндоконтакты интрузива сложены полосчатыми гнейсовидными гранитами, которые к центру переходят в массивные магматические граниты. Наибольшим распространением пользуются биотитовые граниты, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз—андезин)—30—50%, анортоклаза—25—40%, кварца—25—30%, биотита—4—6%, роговой обманки—1—2% и акцессорных минералов (апатит, рудный минерал, изредка циркон)—1—1,5%. В пределах интрузива, особенно в ее эндоконтактовых частях, широко развиты жилы аплитов и пегматитов.

Прорываемая гранитами метаморфическая толща является частью метаморфического комплекса Зангезура, имеющего региональное развитие. Указанный комплекс метаморфических пород обнажается вдоль крупного Хуступ-Гиратахского разлома в ЮЮВ направлении, начиная от Баргушатского хребта до р. Аракс и далее прослеживается в горах Иранского Карадага. В описываемом районе толща имеет северо-запад-

ное, близширотное простирание и сложена преимущественно амфиболитовыми сланцами, представляющими собой мелкозернистую, зеленовато-черную, рассланцованную породу, состоящую из обыкновенной роговой обманки—35—40%, плагиоклаза (андезин-лабрадор)—20—25%, кварца—20—21% и биотита. Содержание последнего в приконтактовых с интрузией частях за счет замещения роговой обманки увеличивается.

По данным С. С. Мкртчяна [6], верхняя возрастная граница толщи устанавливается по трансгрессивному налеганию на неё фаунистически охарактеризованных верхнедевонских отложений. На основании сравнения интенсивности метаморфизма и параллелизации этих пород с более или менее близкими по составу породами Арзаканского района С. С. Мкртчян [6] условно определяет возраст толщи как нижний палеозой-докембрий. А. И. Адамян относит толщу к среднему палеозою. По мнению А. Т. Асланяна [2], вся толща относится к верхнему девону и только ее низы условно могут быть отнесены к среднему девону.

Спорным и окончательно невыясненным остается до сих пор и вопрос возраста гранитов р. Малев. Ряд исследователей склонен относить интрузию к палеозойскому магматическому циклу. Так, С. С. Мкртчян датирует возраст интрузии как нижний палеозой, А. И. Адамян относит ее к среднему палеозою, а А. Т. Асланян—к среднему-верхнему палеозою. Изложенное показывает, что для указанных исследователей главным критерием в оценке возраста гранитов служит нижняя возрастная граница интрузии, т. е. палеозойский возраст прорываемой ею метаморфической толщи. К сказанному следует добавить, что некоторые исследователи указанные граниты включают в состав монцонитовой интрузии Мегринского плутона и тем самым относят их к третичному циклу магматизма. Геологических данных, более определенно и точно характеризующих возраст интрузии, не имеется.

С целью определения возраста интрузии был проведен специальный сбор материала для радиологических исследований. Пробы и образцы отбирались нами в поле кусками исключительно свежей породы из различных участков, фацальных разновидностей, а также из жильных дериватов интрузии. К сожалению, из-за однородного состава пород массива абсолютный возраст интрузии охарактеризован лишь несколькими пробами, из которых только из двух удалось выделить биотит (электромагнитной сепарацией с последующей очисткой под бинокуляром). Первая проба (№ 138), из которой извлечен биотит, была представлена полосчатая гнейсовидными гранитами эндоконтакта, а вторая (№ 75)—нормальными биотитовыми гранитами центральных частей массива. В целях сравнения исследованию подверглись также валовые составы этих проб.

Возраст минералов и пород определялся калий-аргоновым методом. Проба биотита № 138 датирована также рубидий-стронциевым методом. Содержание радиогенного аргона в исследованных образцах определялось обычным объемным методом на установке конструкции Хлопина-

Герлинга. Методика выделения и очистка аргона от посторонних газов по существу не отличается от методики Э. К. Герлинга. Навеска образца (минерала или породы), весом от 10 до 30 г, без предварительной тренировки плавился в кварцевых трубках при температуре 1250°C. Количество очищенного обычными способами (в печах с CuO и Ca) аргона измерялось манометром Мак-Леода. Примесь воздушного аргона в общем измеренном аргоне (в процентах) устанавливалась на масс-спектрометре типа МС-2М двухлучевым методом измерений изотопных отношений $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}$ образца и эталона (технический аргон). Изотопный состав последнего проверялся в лаборатории по аргону, полученному из воздуха. Аналитическая ошибка определения содержания радиогенного Ar^{40} не превышает 4—6%.

Содержание калия определялось ускоренным перхлоратным методом, разработанным М. Л. Яценко в Лаборатории геологии докембрия АН СССР (аналитики Дж. Г. Мкртчян и С. Г. Чаталян). Относительная погрешность (вероятная) определения калия этим методом при содержании его в образце от 1 до 10% небольшая и составляет 1—2% [7]. Пробы для определения калия брались простым квартованием из приготовленных проб для анализа на аргон.

Таким образом, суммарная погрешность определения возраста не превышает 6—8%. В целях исключения возможных случайных и систематических (методического характера) ошибок почти все определения дублировались и контролировались эталонными образцами Комиссии.

При вычислениях возраста использовались константы распада K^{40} : $\lambda_k = 5,57 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ и $\lambda_\beta = 4,72 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, рекомендованные Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР в 1959 г.

Содержание Rb^{87} и $\text{Sr}_{\text{рад}}$ определялось методом изотопного разбавления с использованием в качестве индикаторов растворов чистых солей RbCl и $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$, соответственно обогащенные изотопами Rb^{87} и Sr^{84} . Измерения изотопного состава рубидия и стронция производились на масс-спектрометре типа МИ-1305, однолучевым методом измерений. Для изотопного анализа рубидия использовался обычный одноленточный источник ионов, вольфрамовая ленточка которого перед нанесением образца отжигалась в вакууме и проверялась на масс-спектрометре на отсутствие в ней рубидия. Изотопный анализ стронция произведен с помощью двухленточного источника, одна из лент которого служила испарителем вещества, а другая—ионизатором. Погрешность в определении возраста по Rb—Sr методу оценивается нами примерно в $\pm 15\%$. Значение константы распада Rb^{87} , по которому вычислен возраст, $\lambda = 1,39 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$.

Результаты проведенных радиологических исследований оказались довольно неожиданными. Цифры абсолютного возраста, полученные аргоновым методом, сведены в табл. 1. Эти цифры, если учитывать пределы ошибок метода и частичную потерю радиогенного аргона калневыми

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста гранитов р. Малев калий-аргоновым методом

№ обр.	Название минерала или породы	K, %	$K^{40} \times 10^{-6}$, г/г	$Ar^{40}_{рад}$, %	$Ar^{40} \times 10^{-6}$, см ³ /г	$Ar^{40} \times 10^{-6}$, г/г	$Ar^{40}/K^{40} \times 10^{-3}$	Возраст млн. лет
75	Биотит из гранитов	6,33	7,72	36,0	9,27	19,56	2,15	38,3
	Гранит	3,19	3,89	46,0	4,35	7,96	2,04	36,3
138	Биотит из гнейсовидного гранита	7,03	8,58	71,2	9,97	17,85	2,08	37,1
	Гнейсовидный гр.	2,25	2,75	58,1	2,70	5,00	1,82	32,4
	"	2,25	2,75	68,3	3,15	9,65	2,05	36,5
75a	Гранит	4,23	5,16	60,5	5,57	5,97	1,93	34,4
	"	4,23	5,16	42,0	5,55	9,93	1,92	34,2
139	Пегматит-аплит	7,09	8,65	71,0	8,88	15,90	1,84	32,8
	"	7,09	8,65	62,2	8,52	15,25	1,77	31,6
140	Аплит	6,65	8,12	63,6	8,95	14,40	1,77	31,6
	"	6,65	8,12	71,0	8,35	14,93	1,84	32,8
137	Калишпат из кв. полевошпатового пегматита	8,42	10,20	65,0	10,40	18,60	1,82	32,4
4231	Пегматит-биотит полевошпатовый	5,95	7,26	58,7	7,80	13,95	1,93	34,4

полевыми шпатами*, достаточно хорошо согласуются между собой и, в соответствии с советской шкалой абсолютной геохронологии (1964), указывают на верхнеэоценовый-нижнеолигоценовый возраст интрузии. Таким образом, радиологические данные находятся в резком противоречии с геологическими представлениями относительно возраста интрузии, так как ни одно из полученных значений абсолютного возраста не позволяет относить интрузию гранитов к палеозою.

Большой, уже опубликованный как по Армении, так и по другим регионам материал по применению аргонового метода определения абсолютного возраста геологических образований показывает, что различные наложенные геологические процессы, сопровождающиеся повышением температуры и перекристаллизацией (метаморфизм, метасомтаоз и др.), способны вызвать значительные потери радиогенного аргона, приводящие, естественно, к искажению истинного возраста в сторону занижения. Поэтому можно было бы предполагать, что граниты р. Малев подверглись наложенному воздействию исключительно интенсивно проявившихся

* Установлено (Э. К. Герлинг, 1955; Везерилл и др., 1955), что калиевые полевые шпаты в течение геологического времени теряют часть своего радиогенного аргона, вследствие чего значения возраста, полученные по калишпатам, оказываются несколько заниженными по сравнению с цифрами возраста геологически одновозрастных слюд. Причины частичной потери радиогенного аргона калиевыми полевыми шпатами окончательно не выяснены. По этому поводу высказывались различные точки зрения, носящие скорее всего характер предположений.

Потери аргона из калишпатов в среднем составляют 25% (Олдрич и Везерилл, 1958), причем они не находятся в прямой зависимости от возраста минерала. Необходимо отметить, что для молодых образований различие в возрасте слюд и калишпатов уменьшается и составляет в среднем 10%. Этим явлением, очевидно, можно объяснить несколько более низкие возрастные значения валовых проб по сравнению с цифрами возраста биотитов.

ся в районе третичных тектоно-магматических процессов, вызвавших полную потерю ранее накопленного радиогенного аргона и омоложение возраста.

Микроскопические исследования показывают, что граниты несут лишь следы катаклаза (неравномернoзернистая структура пород, раздробление зерен кварца, мозаичное погасание его) и частичной перекристаллизации (хлоритизация листочек биотита по краям, новообразования мелкочешуйчатых агрегатов свежего биотита, соссюритизация плагиоклаза и др.) и, поэтому, трудно представить, что причиной полного удаления радиогенного аргона из биотитов гранитов являлись процессы катакластического метаморфизма, происходившие в условиях небольших глубин и низких температур и при небольшом гидростатическом давлении. Вероятно, наблюдаемые явления катаклаза связаны с продолжающимся движением частично или полностью отвердевших гранитов в процессе интрузии, способствовавшему раздроблению отдельных минеральных зерен и ориентировке железо-магнезиальных минералов (этим можно объяснить образование эндоконтактовых полосчатых гнейсоидных гранитов). В пользу такого предположения говорит наличие недеформированных жил аплитов и пегматитов, генетически связанных с интрузивом и секущих гнейсоидные граниты эндоконтакта.

Можно допустить, что в омоложении (возраста) гранитов решающее значение имело термальное воздействие крупной монцонитовой интрузии Мегринского плутона (верхний эоцен), слагающей северные контакты гранитного массива. Действительно, как отмечают некоторые исследователи, даже слабый, но длительный термальный метаморфизм, не сопровождающийся глубокими изменениями структуры пород и появлением минеральных новообразований, может приводить к удалению значительной части радиогенного Ar^{40} из биотитов. Так, согласно Эвердену [8], нагревание слюды при температуре $300^{\circ}C$ в течение нескольких миллионов лет способно удалить весь образовавшийся до этого аргон и, тем самым, сделать невозможным датировки события, предшествовавшего последнему нагреванию.

Методы математической физики позволяют после определенных упрощенных предположений относительно формы внедрения и термических констант интрузивных и вмещающих пород оценить термическое состояние в контактовой области в период внедрения и остывания интрузий. Существующие литературные данные (см. например Ларсен, 1945; Лавринг, 1955) по этому вопросу позволяют заключить, что максимально наблюдаемая температура в боковых породах на расстоянии 1 км от контакта не превышает $300^{\circ}C$, причем максимум температуры сохраняется в течение относительно короткого промежутка времени (менее 100 000 лет). Эти данные говорят о том, что степень и продолжительность прогрева гранитов (особенно в центральных частях интрузии) третичными гранитоидами довольно ограничены. Очевидно, что такие температурные условия, с учетом полученных Эверденом результатов, могли бы приводить лишь к частичной потере радиогенного аргона, а не к полному его уда-

лению. Если исходить из среднепалеозойского возраста интрузии, то, как показывают расчеты, при сохранности даже 1/12 части ранее (до верхнего эоцена) образовавшегося радиогенного аргона граниты должны были бы иметь возраст около 75—80 млн. лет, т. е. вдвое больше полученного.

Из всего вышеизложенного можно прийти к выводу, что выявленный при помощи аргонового метода третичный возраст гранитов нельзя объяснить наложенным термально-динамометаморфическим воздействием молодых тектоно-магматических процессов.

Такой вывод подтверждается значением возраста биотита (№ 138), полученным рубидий-стронциевым методом (табл. 2). Д. Калп [5], рассматривая влияние термального нагрева на результаты определения возраста стронциевым методом, по слюде (биотиту), отмечает, что при ло-

Таблица 2

Результаты определения абсолютного возраста гранитов
р. Малев стронциевым методом

№ обр.	Минерал	Навеска в г		Rb ⁸⁷ , %	Sr ⁸⁷ _{раб.} × 10 ⁻⁶ , %	Sr ⁸⁷ _{общ.} × 10 ⁻⁶ г/г	Sr ⁸⁷ _{раб.} от общего Sr	Возраст в млн. лет
		для Rb	для Sr					
138	Биотит	0,1	0,5	0,0170	8,90	24,6	5,15	38
138	„	0,1	1,0	0,0182	9,06	25,4	5,06	36

кальном прогреве, возникающем, например, при внедрении интрузий—Rb—Sr возрасты постоянно остаются более высокими, чем K—Ar. В случае регионального метаморфизма характер расхождений не меняется (Rb—Sr возраст > K—Ar возраста), однако различия в возрастах незначительны. Как видно из данных таблицы 2, Rb—Sr—возраст биотита, хотя и содержит большую погрешность ($\pm 15\%$), вызванную значительным содержанием обычного стронция, достаточно хорошо сходится с K—Ar возрастом как этого биотита, так и других образцов и опять указывает на верхнеэоцен-олигоценый возраст интрузии. Сопласующийся по этим двум методам возраст биотита (37—38 млн. лет), если учесть приведенные выше петрографические данные, очевидно, можно интерпретировать как время внедрения интрузии гранитов. Таким образом, данные радиологических исследований опровергают геологические представления относительно палеозойского возраста гранитов и позволяют считать их синхронными с широко развитыми в районе третичными гранитоидными образованиями.

Определенный интерес представляют значения абсолютного возраста по калий-аргоновому методу, полученные для пород метаморфического комплекса Сюника. Цифры возраста проанализированных нами образцов метаморфических пород приведены в табл. 3. Хотя они немногочисленны и относятся к довольно большой территории со сложным геологическим строением, тем не менее выявляется важная их особенность—отсутствие значений возраста древнее верхнего палеозоя. Так, для кварц-

Таблица 3

Абсолютный возраст пород метаморфического комплекса Сюника

№ обр.	Название породы	Место взятия образца	К, %				Возраст в млн. лет
			K, %	Ar ⁴⁰ _{рад} , %	Ar ⁴⁰ × 10 ⁻⁹ г/г	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰ × 10 ⁻³	
1186	Кварц-серицит-хлоритовый сланец	Р-н сел. Сваранц	2,08	78,4	41,5	16,3	272
			2,08	74,0	41,9	16,5	275
			2,08	86,9	42,8	16,8	280
1532	Кварц-серицитовый сланец . . .	Там же	4,75	98,0	103,5	17,8	295
			4,75	95,0	99,5	17,2	280
4257	Метаморфический сланец	Р-н сел. Шишкерт	2,28	33,7	8,2	2,93	52
4259	Метаморфический сланец	Там же	1,75	33,0	5,2	2,44	44
4267	Метаморфический сланец	Там же	1,64	22,0	5,4	2,70	48
2785	Глинистый сланец (девон)	Там же	1,31	23,5	4,1	2,56	45
72	Биотит-амфиболитовый сланец .	Р-н сел. Алдара	1,45	14,0	3,03	1,70	30
			1,45	27,0	2,92	1,67	30
			1,45	18,5	3,03	1,70	30
163	Амфиболитовый сланец	Р-н сел. Шванидзор	0,49	35,2	1,13	1,88	34
164	Метаморфизованный порфирит .	Там же	2,80	63,2	5,90	1,73	31

серицит-хлоритовых сланцев района с. Сваранц получены цифры возраста в 280—290 млн. лет (верхний карбон-пермь), для метаморфических сланцев и верхнедевонского филлитовидного сланца района с. Шишкерт 44—52 млн. лет, а для амфиболитовых сланцев сс. Алдара и Шванидзор еще меньше—30—34 млн. лет. Так как К—Аг возрасты метаморфических пород, при отсутствии в них реликтовых калийсодержащих минералов, отвечают времени, прошедшего с момента последнего метаморфизма, то полученные радиологические данные, бесспорно, указывают на несколько проявлений метаморфизма. Можно предполагать, что регионально метаморфизованные породы нижнего палеозоя впоследствии подверглись повторному метаморфизму в связи с начавшимся в нижне-эоценовое время глубоким погружением Айоцзор-Ордубадской синклинорной зоны, а затем динамометаморфизму и контактовому метаморфизму (на отдельных участках), в связи с последующими крупными орогеническими движениями и внедрением верхнеэоценовых гранитоидов.

В заключение необходимо отметить, что при более строгом подходе и критическом рассмотрении полученных результатов возникает ряд трудно поддающихся интерпретации проблем, которые, возможно, следует объяснить спорностью стратиграфического положения и геологического возраста отдельных образцов. Однако, сложная история и многоэтапность метаморфизма метаморфического комплекса Зангезура очевидна.

Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

ՀԱՍՆ ՀԱՐԱՎԱՅԻՆ ՄԱՍԻ ՄԵՏԱՄՈՐՖԱՅԻՆ ԹԵՐԹԱՔԱՐԵՐԻ ԵՎ
«ՀԻՆ ԳՐԱՆԻՏՆԵՐԻ» ՀԱՍԱԿԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Վերջերս հրատարակված «Մեղրու բարդ պլուտոնի բացարձակ հասակի և առաջացման օրինաչափությունների մասին» հոդվածում, մեր կողմից ապացուցվել էր Զանգեզուրի մետամորֆային շերտախմբում տեղադրված հիմնային կազմի փոքր ինտրուզիաների միջին էոցենային հասակը, որոնց մի շարք հետազոտողներ վերագրում էին պալեոզոյան հասակ: Ներկա հաղորդագրության մեջ ամփոփվում են Հարավային Հայաստանի մետամորֆային ապարների և «հին գրանիտների» հասակին վերաբերվող ռադիոլոգիական ուսումնասիրությունների միջոցով ստացված տվյալները:

Հարավային Հայաստանի «հին գրանիտները», որոնք առաջին անգամ անջատվել են Հ. Ի. Ադամյանի կողմից, մերկանում են Մեղրու պլուտոնի հարավային մասում, Մալե գետի ստորին հոսանքում: Գոյություն ունեցող անմիջական երկրաբանական տվյալները բավարար չեն ինտրուզիայի հասակը միարժեք որոշելու համար: Այդ իսկ պատճառով տարբեր ուսումնասիրողների կողմից տարբեր կարծիքներ են հայտնվել ինտրուզիայի հասակի մասին: Այսպես, որոշ հետազոտողներ նրան վերագրում են պալեոզոյան (ստորին կամ միջին) հասակ, մյուսները նշված գրանիտները մտցնում են Մեղրու պլուտոնի մոնցոնիտային ինտրուզիայի կազմի մեջ և դրանով իսկ նրանց համարում երրորդական հասակի մագմատիկ առաջացումներ:

Գրանիտների զանգվածի բացարձակ հասակը որոշելու նպատակով մեր կողմից հատուկ նյութ հավաքվեց ռադիոլոգիական ուսումնասիրությունների համար: Բացարձակ հասակի որոշման $K-Ar$ և $Rb-Sr$ մեթոդներով որոշվեց գրանիտների մի քանի նմուշների և նրանցից անջատված բիոտիտների հասակը: Ստացված թվերը՝ 37—38 մլն տարի, ըստ բացարձակ տարեթվարկման երկրաժամանակագրական սովետական աղյուսակի (1964) համապատասխանում են վերին էոցենի և օլիգոցենի սահմանին, որը ցույց է տալիս գրանիտային ինտրուզիվ զանգվածի ձևավորման վերին էոցենային հասակը:

Որոշակի հետաքրքրություն են ներկայացնում Զանգեզուրի մետամորֆային շերտախմբի որոշ ապարների համար $K-Ar$ մեթոդով ստացված տվյալները: Համաձայն Ս. Ս. Մկրտչյանի, այդ շերտախմբի հասակը որոշվում է որպես ստորին պալեոզոյ-մինչքեմբրի: Ուրիշ հետազոտողներ շերտախմբին վերագրում են միջին պալեոզոյան հասակ: Զնայած որ ստացված տվյալները սահմանափակ են և վերաբերվում են բավական բարդ երկրաբանական կառուցվածք ունեցող մեծ տերիտորիայի, դրսևորվում է նրանց կարևոր առանձնահատկությունը՝ վերին պալեոզոյան հասակից ավելի հին թվերի բացակայությունը: Այսպես, Սվարանցի մետամորֆային թերթաքարերի համար ստացվել է 280—290 մլն տարի (վերին կարբոն-պերմ), Շիշկերտի մետամորֆային ապարների համար 44—52 մլն տարի (միջին և ստորին էոցեն), իսկ Ալդարա և Շվանիձոր գյուղերի շրջանի ամֆիբոլիտային թերթաքարերի համար 30—34 մլն տարի: Քանի որ մետամորֆային ապարների համար

К—Аг մեթոդով ստացված հասակային տվյալները համապատասխանում են այն ժամանակին, որն անցել է վերջին մետամորֆիզմից հետո, ապա ստացված արդյունքները, անկասկած, խոսում են մետամորֆիզմի դրսևորման մի քանի էտապների մասին: Կարելի է ենթադրել, որ ռեզիոնալ մետամորֆիզմի ենթարկված ստորին պալեոզոյան հասակի ապարները հետագայում կրկին մետամորֆիզմի են ենթարկվել երրորդական շրջանի տեկտոնա-մագմատիկ պրոցեսների ազդեցության տակ, որը հանգեցրել է մետամորֆային ապարների հասակի երիտասարդացմանը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1955.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
3. Герлинг Э. К. Современное состояние аргонного метода определения возраста и его применение в геологии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
4. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, геол.-географ. науки, № 3—4 и № 5, 1965.
5. Калп Дж. Л. Сходимость и разногласия К—Аг и Rb—Sr методов определения возраста по слюдам. «Химия земной коры». Труды геохим. конференции, посвященной столетию со дня рождения В. И. Вернадского, том 2. Изд. АН СССР, М., 1963.
6. Мрчтян С. С. Зангезурская рудоносная область. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
7. Шуколюков Ю. А., Матвеева И. И., Яковлева С. С. Сравнительная оценка весового, пламенно-фотометрического и масс-спектрометрического методов определения калия для целей геохронологии. В сборнике «Абсолютный возраст геологических формаций». МГК XXII сессия, доклады советских геологов. Изд. «Наука», 1964.
8. Evernden J. F., Curtis G. H., Kistler R. W. and Obradovich J. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. American Journal of Science, vol. 258, № 8, 1960.
9. Larsen E. S. Time required for the crystallization of the great batholith of Southern and lower California. American Journal of Science, vol. 243-A (Dal volume), 1945.
10. Lovering T. S. Temperatures in and near intrusions. Economic Geology, Fiftieth Anniversary volume (1905—1955), 1955.

МИНЕРАЛОГИЯ

А. А. КОДЖОЯН

КРЕМНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА БАРИТО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВОМ ПРОЯВЛЕНИИ КРУГЛАЯ ШИШКА

Проявление Круглая Шишка находится в северной части Армянской ССР и залегает в средне-верхнеэоценовых туфах липарито-дацитового состава.

Морфологически выделяются три типа оруденения: массивный, прожилковый и рассеянно-вкрапленный. Минеральный состав руд простой. Гипогенные рудные минералы представлены сфалеритом (коллом. и кристалл.), галенитом, пиритом и халькопиритом (коллом. и кристалл.), энаргитом, люцонитом и теннантитом; жильные—баритом, кварцем, халцедоном, сидероплезитом (коллом. и кристалл.) и кальцитом. Оруденение развивается стадияльно.

Из жильных минералов кварц наряду с баритом пользуется широким развитием. Установлено шесть генераций кварца, которые различаются по форме, размерам и цвету зерен, времени кристаллизации, ассоциации минералов и условиям образования.

При изучении кремнистых образований основное внимание было уделено выяснению вопросов роста параллельно-шестоватых агрегатов кварца, механизма образования твердых включений в кристаллах и перекристаллизации минеральных агрегатов.

Для освещения затронутых вопросов наибольший интерес представляют четвертая и пятая генерации кварца, на описании которых мы и остановимся.

Четвертая генерация кварца встречается в ассоциации со сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом и образует параллельно-шестоватые агрегаты первого и промежуточного типов [1].

Сначала рассмотрим условия формирования агрегатов кварца промежуточного типа. В микротрещинке, образовавшейся в липарито-дацитовом туфе из растворов в ранний момент кристаллизуются многочисленные мельчайшие зародыши кварца IV. При этом затравкой для появления зародышей служат скрытокристаллические и тонкокристаллические зерна породообразующего кварца. Рост шестиков кварца подчиняется закону геометрического отбора зерен. На некотором этапе развития шестиков кварца происходит зарастание трещинки. Предпосылкой для дальнейшего роста кварца является появление свободного пространства в результате метасоматического замещения минералов боковой породы.

Шестоватые кристаллы кварца характеризуются правильными кристаллографическими очертаниями, стерильностью в отношении включений и размерами отдельных индивидов до 0,8 мм.

Устанавливаются параллельно-шестоватые агрегаты кварца одностороннего и двухстороннего роста. В последнем случае индивиды кварца своими основаниями направлены друг к другу.

При заложении в рудовмещающей толще группы параллельных трещинок, отстоящих друг от друга на расстоянии не более 1—2 мм, шестики кварца, растущие с противоположных стенок, в конечном счете приходят в соприкосновение своими головками. На этом и завершается рост кристаллов кварца.

Известно, что обязательным условием для образования параллельно-шестоватых агрегатов кварца является относительно ровная поверхность субстрата.

Формирование параллельно-шестоватых агрегатов кварца первого типа, в отличие от промежуточного, происходит в тектонических трещинах, характеризующихся относительно большой протяженностью и мощностью. Зарождение кварца происходит на зальбандах постепенно приоткрывающейся трещины в условиях свободного роста кристаллов. При макроскопическом просмотре полированных штуфов, в липарито-дацитовых туфах наблюдаются прожилки кварца мощностью до 1 см, имеющие симметрично-полосчатое строение, обусловленное чередованием тонких полосок белой и светло-серой окраски. При изучении прозрачных шлифов, изготовленных из участков кварцевых прожилков выясняется, что представление о ритмичном отложении кварца является ложным и связано с зональным строением гребенчатых кристаллов кварца. Последнее обусловлено различным содержанием твердых включений в индивидах кварца.

Изучение закономерностей образования твердых включений или «присыпок», могут представлять значительный интерес в деле познания механизма зарождения, роста и перекристаллизации минеральных агрегатов кварца и тем самым явиться важным генетическим критерием, позволяющим судить о природе минералообразующих растворов. К сожалению, если вопросу изучения газожидких включений, с применением минералотермометрического метода, посвящено большое количество работ, то исследованию твердых минеральных включений до последнего времени не уделялось должного внимания.

Известно три генетических типа твердых включений: 1) первичные (протогенетические); 2) одновременные (сингенетические); 3) вторичные (эпигенетические).

Среди опубликованных работ, известных автору, данные о первичных присыпках в минеральных агрегатах кварца отсутствуют.

По поводу генезиса присыпок на гранях кристаллов имеются две точки зрения:

Д. П. Григорьев [2] связывает их с моментами дробления и осыпания

кристаллов и в связи с этим называет их «минеральными уровнями и отвесами» и «палеосейсмограммами».

Д. С. Коржинский [3] считает, что при ассимиляции гидротермальными растворами боковых пород происходит своеобразное освобождение менее растворимых частиц минералов, которые оседают на растущие кристаллы.

Результаты наших исследований показали, что предложенные оба варианта для объяснения механизма образования присыпок являются закономерным дополнением одного другим и проявляются в природе совместно. Обратимся к фактам.

Из растворов, поступающих в полость овальной формы диаметром в 2 мм, расположенной в туфе, происходит одновременная кристаллизация кварца от стенок полости (фиг. 1). Рост кристаллов кварца приво-



Фиг. 1. Присыпка ритмичного строения в общих чертах повторяет форму полости. Прозрачный шлиф. Ник. II. $\times 46$.

дит к частичному выполнению полости и лишает практической возможности осыпания механической примеси. Предположение о возможном нахождении в оставшемся растворе механических частиц не имеет основания, ибо частицы под действием силы тяжести должны были бы осесть. Следовательно, надо полагать, что механическая примесь привносилась растворами в полость. И вследствие того, что в определенный период времени индивиды кварца находились на различных ступенях своего развития, присыпка оказалась заключенной в разных кристаллах на различных уровнях и поэтому ритм, т. е. тончайшая полоска частиц при общем повторении формы полости имеет не округлое, а овально-волнистое строение. В целом на месторождении в кристаллах кварца наблюдается 4 ритма присыпок, ширина которых не превышает 0,009 мм. Ме-

ханизм образования присыпок и их ритмичность объясняется нами следующим образом.

При циркуляции растворов по трещинам в туфах под действием инграрудных подвижек от стенок трещин происходило отрывание мельчайших частиц и в связи с тем, что растворы в близповерхностных условиях обладали низкой температурой и давлением, они не могли растворять частицы и переносили их вверх во взвешенном состоянии. При нарушении равновесного состояния системы и кристаллизации кремнезема из растворов, частицы были вынуждены под действием силы тяжести оседать на гранях и головках растущих кристаллов кварца. Следовательно, по ширине ритма присыпок в минералах можно судить о продолжительности внутриминерализационных подвижек.

Пятая генерация кварца пользуется наибольшим развитием и в ассоциации с баритом слагает прожилки. Нередко кварц образует жеоды и жилообразные полости. При этом, в результате завершения кристаллизации кварца на разных стадиях друзового роста, в одном случае центральная часть полости остается не выполненной, в другом — зарастает кварцем.

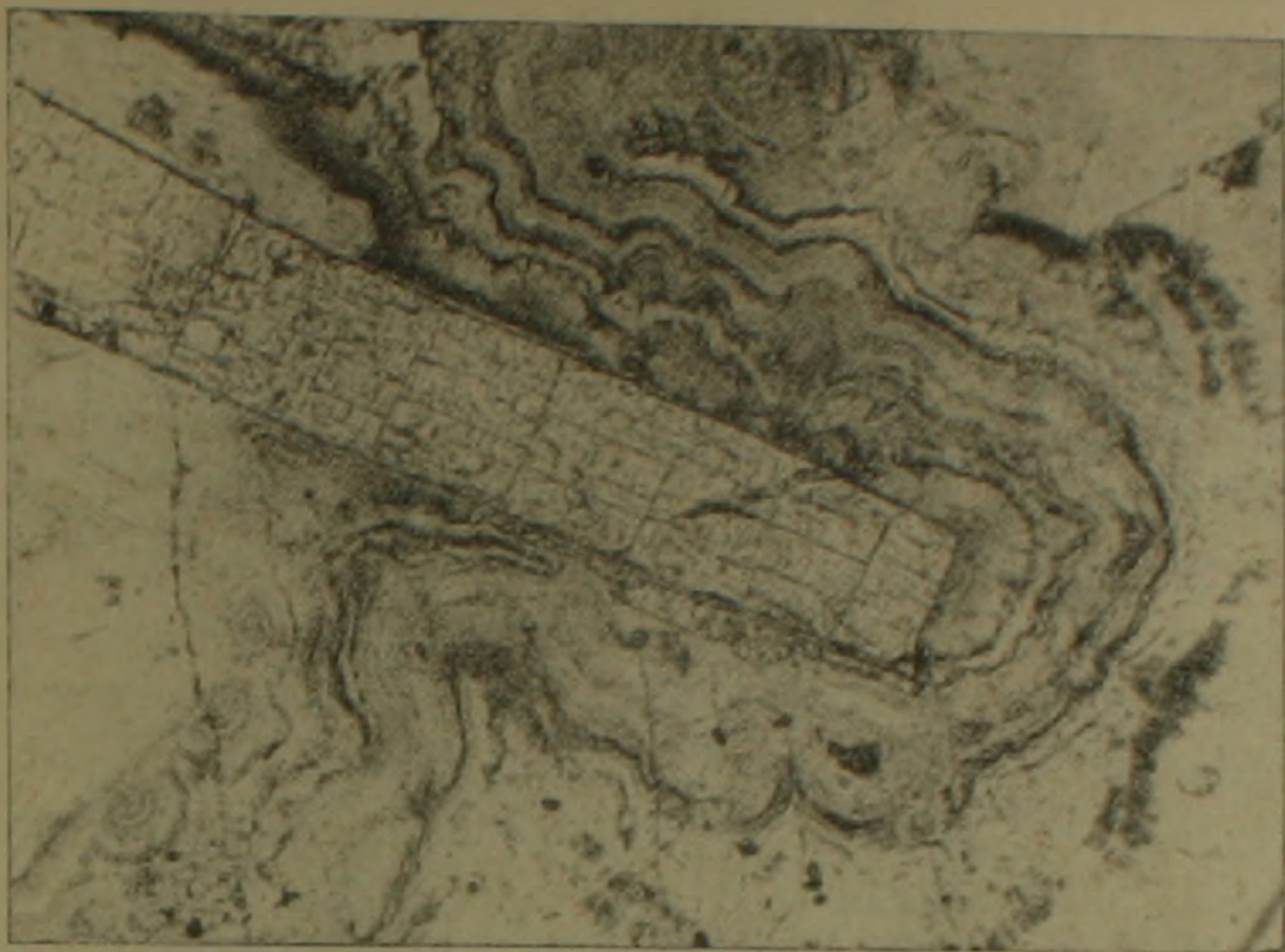
Микроскопическое изучение кварцевых прожилков позволило установить в них большое разнообразие кремнистых образований, представленных глобулями и оолитами кремнезема, натечными формами халцедона и халцедоновидного кварца, свидетельствующие об участии коллоидных растворов в минералообразовании. Под микроскопом в прозрачных шлифах выявляется сложное строение кварцевых прожилков, выполняющих трещины и полости. Непосредственно вдоль контакта с вмещающей породой располагаются пластинчатые кристаллы барита, на которые нарастают среднезернистые агрегаты кварца, сильно загрязненные включениями. При этом привнос механической примеси преобладает в ранний момент кристаллизации кварца. Интересно отметить, что наряду с неупорядоченным распределением включений в кристаллах кварца изредка встречаются закономерные скопления частиц в форме шестигранника. Последние своими ограничениями строго параллельны граням кристаллов кварца. Но для механической примеси характерны в основном дендритовидная и пучковидная формы распределения.

Далее вкрест простирания прожилка наблюдается зона относительно чистого кварца, которая вновь сменяется полосой кварца с обильным содержанием частиц, образующих при слиянии единую черную массу. Далее следует халцедоновидный кварц концентратически-зонального строения. Халцедоновидный кварц состоит из большого количества ритмов послойного отложения кремнезема. Ширина отдельных слоев обычно не превышает 0,015 мм. На халцедоновидный нарастает гребенчатый кварц, который у основания в силу загрязнения частицами имеет серую окраску, а далее переходит в молочно-белый цвет.

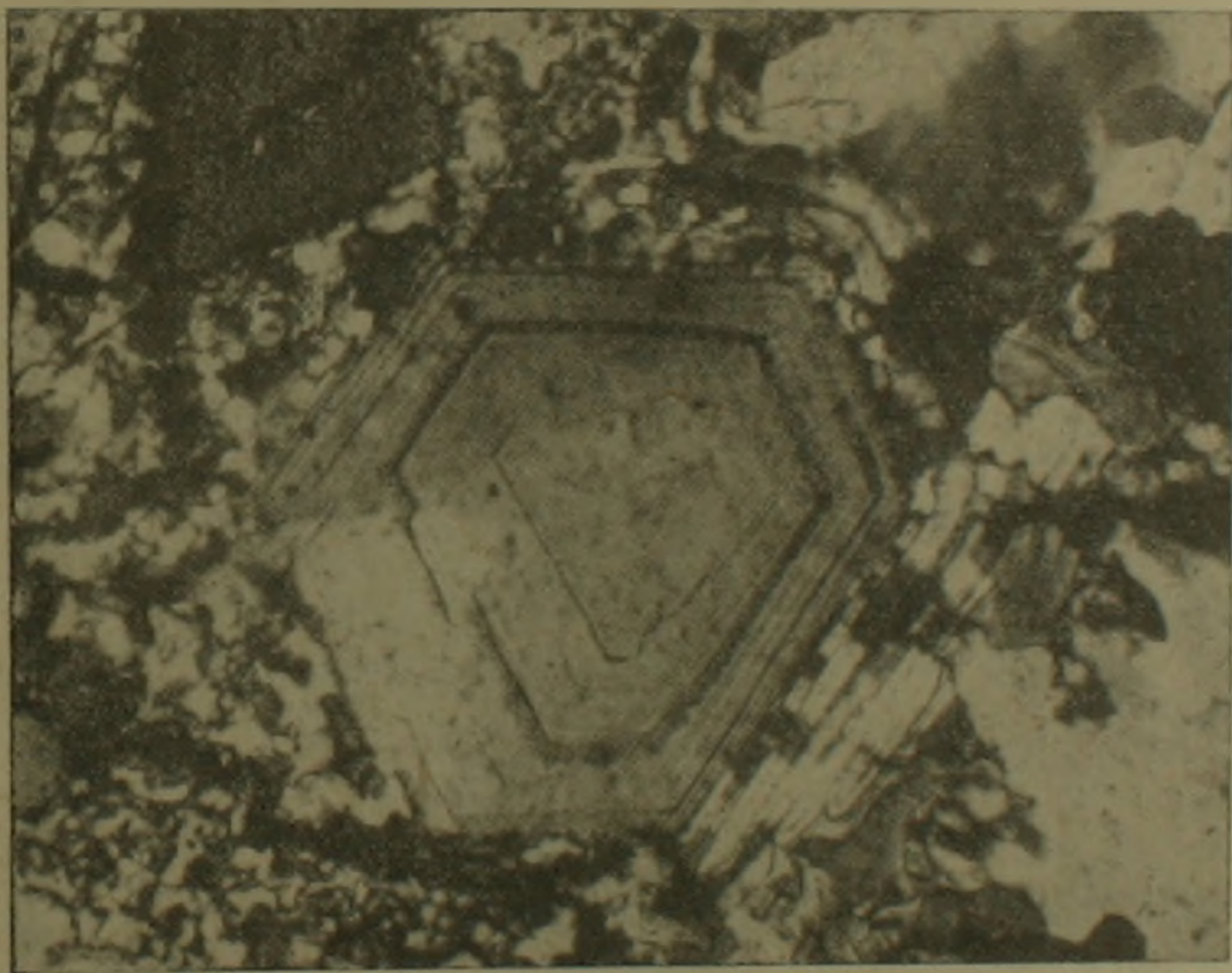
Заслуживают внимания явления обтекания таблитчатых кристаллов барита халцедоновидным кварцем концентрически-зональной структуры

(фиг. 2). При этом, как правило, кристаллы барита не разъедаются кварцем.

Встречаются идиоморфные кристаллы кварца (фиг. 3) зонального строения, с расположением твердых включений по отдельным зонам ро-



Фиг. 2. Обволакивание пластинчатого кристалла барита халцедоновидным кварцем концентрически-зонального строения. Прозрачный шлиф. Ник. II. $\times 70$.



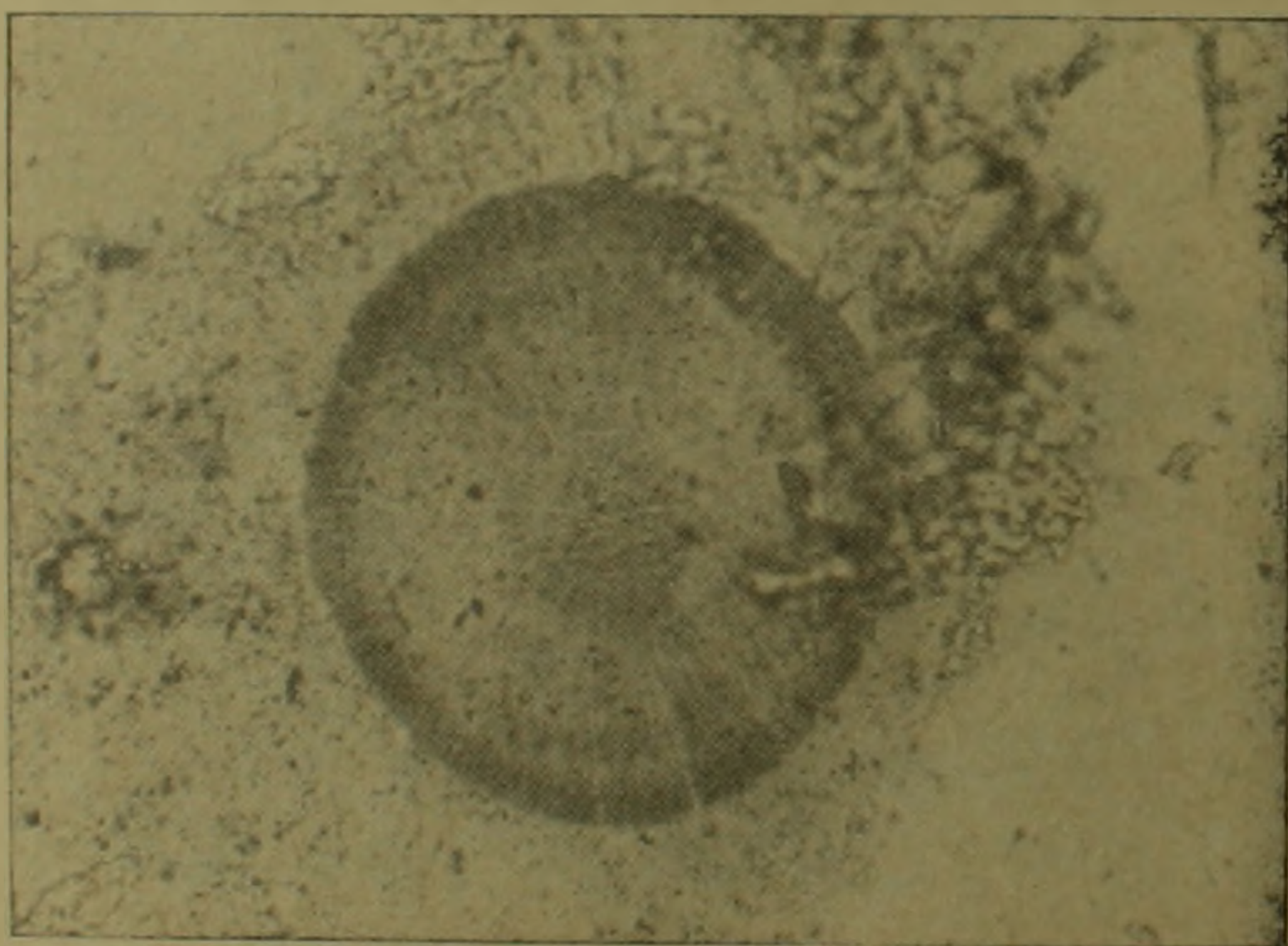
Фиг. 3. Зональное строение кварца с правильными кристаллографическими очертаниями. На кристалл кварца нарастает халцедоновидный кварц ритмичного строения. Прозрачный шлиф. Ник. $\perp$. $\times 70$.

ста. Причем частицы, обращенные к центру кристалла, образуют ровные границы, а направленные к периферии—извилистые. На снимке на одной

из граней кристалла кварца видна скульптура роста. С правой стороны на кристалл кварца нарастает халцедоновидный кварц, который состоит из шести зон, характеризующихся «сегментным» погасанием.

Характер образования сферических агрегатов кварца радиально-лучистого строения часто подсказывается рисунком распределения механической примеси в кристаллах. Изредка кристаллы кварца правильной формы являются центром, с которого начинают свой рост шестоватые зерна кварца. Под микроскопом в прозрачных шлифах часто на небольшом участке поля зрения встречаются полусферические образования кремнезема, представленные постепенными переходами кварца в халцедоновидный кварц, а последнего—в халцедон. В прозрачных шлифах изредка встречаются концентрически-зональные оолиты кремнезема размером до 0,35 мм. При этом концентрически-зональное строение оолитов обусловлено неравномерным распределением механической примеси в разных концентриках.

Оолиты кремнезема обычно состоят из ядра и оболочки. Диаметр ядер составляет до 0,21 мм. В ядрах наблюдается относительно равномерное распределение твердых включений и только изредка они свободны от механических частиц. Границы ядер характеризуются концентром шириной до 0,025 мм и представлены значительным скоплением частиц, образующих черную массу. От ядра к периферии оболочки оолитов происходит постепенное увеличение количества частиц. В целом механическая примесь состоит из тонко распыленных частиц неправильной формы величиной 0,0001—0,001 мм. Окраска частиц меняется от светло-желтого до серого.



Фиг. 4. Глобуль кремнезема радиально-волокнуистой структуры в липарито-дацитовом туфе. Прозрачный шлиф. Ник. II.
×150.

Заслуживают внимания встречающиеся в ограниченном количестве глобулы кремнезема радиально-волокнуистого строения (фиг. 4) разме-

ром до 0,35 мм. Детальные микроскопические исследования минеральных агрегатов кварца позволили выявить в них реликты метаколлоидных структур, свидетельствующие о первичном отложении кремнезема в виде геля.

В результате процесса раскристаллизации геля кремнезема (фиг. 5) образуются характерные сферолиты с радиально-лучистой или венчиковой структурой. С периферии сферолиты кремнезема частично перекристаллизованы и переходят в нормальные агрегаты кварца.



Фиг. 5. Частично перекристаллизованные сферолиты кремнезема с венчиковой структурой. Прозрачный шлиф. Ник. +. $\times 46$.

Особый интерес представляют процессы перекристаллизации, принимавшие широкое участие в формировании жильного кварца. Известно два типа перекристаллизации минеральных агрегатов: 1) слияние мелких зерен, приводящих к возникновению крупных кристаллов и 2) дробление крупных кристаллов с образованием большого количества мелких зерен.

Большинство известных автору работ освещает второй тип перекристаллизации. На рассматриваемом месторождении широким развитием пользуются процессы перекристаллизации первого типа.

Перекристаллизация минеральных агрегатов кварца является результатом взаимодействия сил поверхностного натяжения кристаллов. Перекристаллизация кварца протекает под воздействием и при непосредственном участии водных растворов. В зернах кварца по межгранулярным поверхностям и вдоль микротрещинок, образованных как в результате интарудных подвижек, так и вследствие внутренних напряжений, связанных с ростом кристаллов, происходит инфильтрация растворов. В связи с этим границы между отдельными индивидами кварца заметно слабеют, кварц теряет четкость своих ограничений. Одновременно происходит сложный процесс растворения и кристаллизации без заметного переотложения кремнистого вещества. В ранний момент перекрис-

таллизации, новые крупные кристаллы кварца, возникшие за счет слияния мелких имеют, как правило, неоднородное погасание (фиг. 6). С развитием процесса перекристаллизации неоднородное строение кварца постепенно слабеет и кристалл приобретает характерное прямое погасание. В отличие от обычной первичной кристаллизации, при перекристаллизации рост зерен кварца совершается в твердой среде. При этом химический состав первоначального вещества не изменяется. Реакционные каемки, наблюдаемые в периферийной части кристаллов кварца, являются следствием незавершенного процесса перекристаллизации. Иногда на-



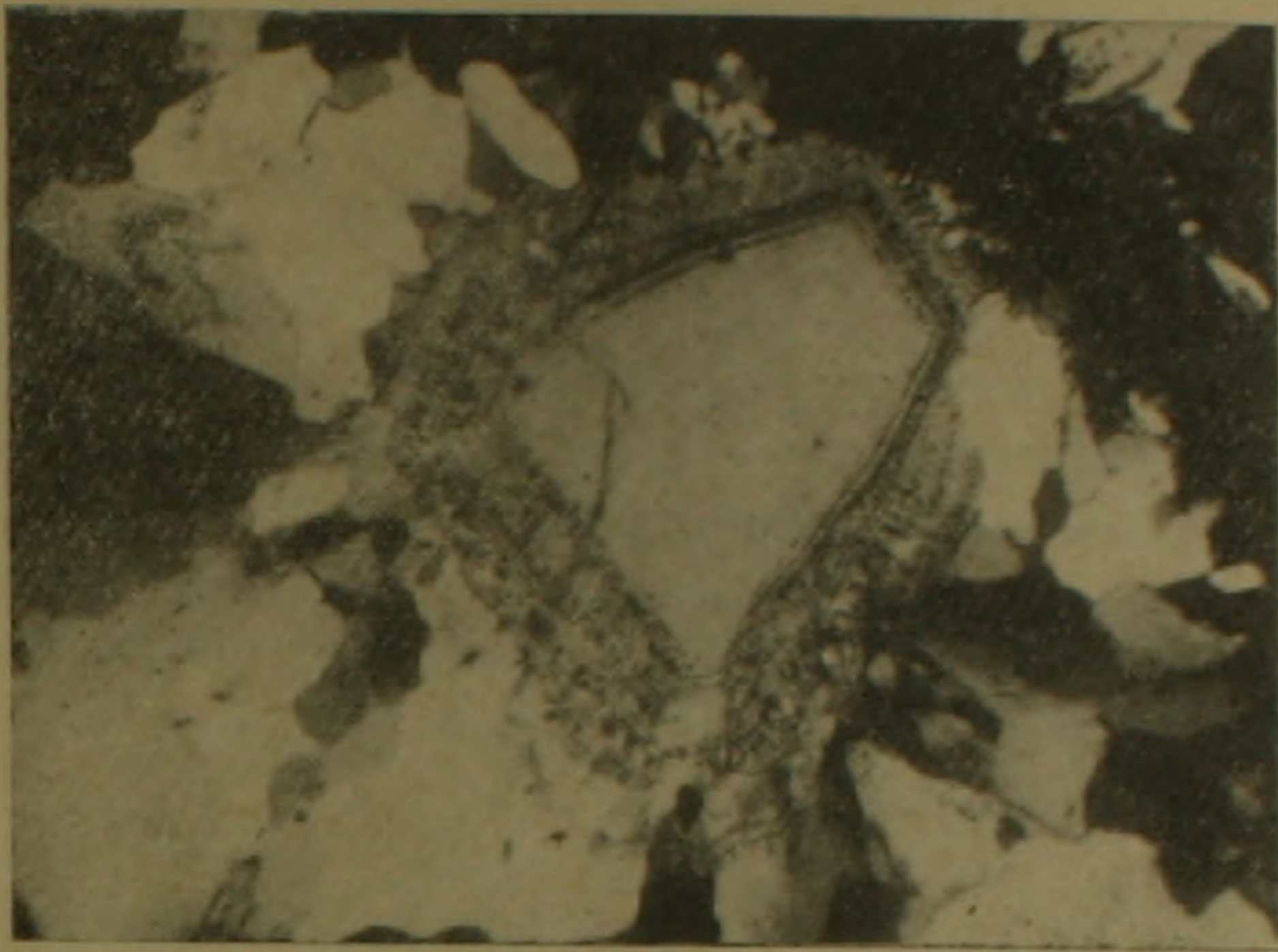
Фиг. 6. Неоднородное строение крупного кристалла кварца является следствием процесса перекристаллизации. Прозрачный шлиф. Ник. +. $\times 30$.



Фиг. 7. Укрупнение зерен кварца с одновременным очищением от механической примеси. Прозрачный шлиф. Ник. +. $\times 30$.

блюдаются реликты кремнистых сферолитов в зернистой массе перекристаллизованного кварца.

Перекристаллизация кварца не только приводит к укрупнению зерна, но и сопровождается очищением вещества от механических примесей (фиг. 7). Растущая грань кристалла под действием кристаллизационной силы минерала постепенно отталкивает механические частицы.



Фиг. 8. Перемещение механических частиц от центра кристалла к его периферии под действием кристаллизационной силы минерала. Прозрачный шлиф. Ник. +. $\times 46$.

вследствие чего частицы перемещаются от центра кристалла к ее периферии (фиг. 8).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27.IV.1966.

Ա. Ն. ԿՈՋՈՅԱՆ

ԿԱՅԾՔԱՐԱՅԻՆ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԸ «ԿՐՈՒԳԼԱՅԱ ՇԻՇԿԱ» ԲԱՐԻՏ-ԿԱՊԱՐ-
ՑԻՆԿԻ ԵՐԵՎԱԿՈՒՄՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

«Կրուգլայա Շիշկա» երեվակումի քվարց-բարիտային երակիկների մանրամասն մանրադիտակային ուսումնասիրությունները թույլ տվեցին բացահայտել կայծքարային առաջացումների բազմազանությունը, որոնք ներկայացված են սիլիկահողի գնդիկավոր և օօլիտային, խալցեդոնի բողբոջանման լանջատումներով: Վերջինները վկայում են հանքառաջացման պրոցեսներում կոլոիդալ լուծույթների մասնակցության մասին:

Կայծքարային առաջացումների ուսումնասիրության ժամանակ ուշադրության կենտրոնում է եղել քվարցի զուգահեռ-ձողաձև ագրեգատների աճի, բուրեղներում կարծր ներփակումների ձևավորման և տեղաբաշխման օրինաչա-

փոփոխումների, քվարցի ագրեգատների բյուրեղացման և վերաբյուրեղացման պրոցեսների պարզաբանումը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов. 1961.
2. Григорьев Д. П. Некоторые проявления влияния силы тяжести на образование и распределение минералов в месторождениях. Зап. Всес. мин. об., ч. 75, вып. 2, 1946.
3. Коржинский Д. С. Факторы равновесия при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1950.

А. И. КАРАПЕТЯН, С. А. ПАЛАНДЖЯН

ГЕРМАНИЙ В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ
 ЧАСТИ СЕВАНСКОГО ХРЕБТА

Распределение германия в ультраосновных и основных породах в настоящее время изучено недостаточно. Опубликованные немногочисленные работы по геохимии германия в магматическом этапе минерализации посвящены, главным образом, распределению германия в гранитоидах [1, 3, 4, 6]. Существующие представления о германиеносности ультраосновных и основных пород основаны на работах зарубежных исследователей [8, 9], согласно которым (табл. 1) средние содержания германия в различных типах изверженных пород колеблются в пределах 1,0—1,5 γ/г.

Таблица 1
 Средние содержания германия в изверженных горных породах (в γ/г)

Автор	Ультра-основные	Основные	Средние	Кислые
Ониши (1956)	1,0	1,2—1,3	1,5	1,3
Эль Вардани (1959)		1,1	1,3	1,1
Туремян, Ведеполь (1961)	1,5	1,3	1,3	1,3
Виноградов (1962)	1,0	1,5	1,5	1,4

По данным Ониши ультраосновные породы являются наиболее бедными германием (0,00010%) среди всех типов изверженных пород.

Туремян и Ведеполь, обобщая результаты исследований последних лет, пришли к заключению о более высоком содержании германия (0,00015%) в ультраосновных породах по сравнению с другими типами пород.

Нельзя считать окончательно решенным и вопрос геохимической связи германия с кремнием, поскольку в настоящее время имеется большой фактический материал из генетически связанных серий пород как гранитной, так и базальтовой магмы, свидетельствующий об отсутствии какой-либо корреляционной зависимости между германием и кремнием. На примере генетически связанных пород Анкаванской гранитоидной интрузии одним из авторов [3] было показано отсутствие у германия тенденции накапливаться в более поздних кислых дифференциатах.

В настоящей работе приводятся результаты определений германия в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта, характеризующейся широким развитием ультраосновных и основных пород до-сенонского возраста.

Наиболее древними среди всех интрузивных пород района являются широко распространенные ультрабазиты. Состав их однообразен — это гарцбургиты, несколько обедненные ромбическим пироксеном (15—40%). Незначительное развитие имеют дуниты, лерцолиты и верлиты, связанные постепенными переходами с гарцбургитами. В целом ультрабазиты сильно серпентинизированы. Характеризуются они высокой магнезиальностью (отношение магния к сумме железа в среднем равно 9) и незначительным содержанием Са, Al, Ti. Геолого-петрохимические особенности позволяют рассматривать эту группу ультраосновных пород как самостоятельный гипербазитовый интрузивный комплекс—продукт внедрения почти недифференцированной гарцбургитовой магмы.

Гипербазиты прорываются породами габброндного комплекса, внедрение которых произошло в три последовательные фазы:

а) габбро, роговообманковые габбро; жильная серия представлена габбро-порфиритами, оливниновыми и роговообманковыми габбро, беербахитами, габбро-пегматитами. Автометасоматические процессы выражены интенсивной уралитизацией и пренитизацией.

б) Лейкократовые габбро, содержащие небольшое количество пироксена (15—20%), с постепенными переходами в анортозиты. Они прорваны небольшими дайкообразными телами пироксенитов и верлитов, петрохимические особенности которых (пониженная магнезиальность, высокое содержание кальция и алюминия) позволяет рассматривать их как дифференциаты габбровой магмы.

в) Плагнограниты, постепенно сменяющиеся от центральных частей массивов к эндоконтактам кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами. Немногочисленные жильные породы этой фазы представлены плагногранит-порфирами, микроплагногранитами и плагноаплитами. Все они характеризуются отсутствием калиевого полевого шпата.

В целом в ходе дифференциации исходной габбровой магмы наблюдается два направления изменения химизма. В ряду верлит-пироксенит-габбро-лейкократовое габбро-анортозит существенного изменения содержания SiO_2 не наблюдается. Здесь происходит уменьшение количества цветных минералов и увеличение содержания Са и Al. В ряду габбро-кварцевый диорит (диорит, габбро-диорит)—плагногранит содержание SiO_2 увеличивается от 40—50% до 77%.

Определение германия в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта производилось* колориметрическим методом с фенил-флуороном; германий от вмещающих компонентов отделялся путем экстракции. Оптическая плотность раствора измерялась на фотоколориметре ФЭК-М. Навеска 2 г, относительная ошибка до $\pm 25\%$.

Содержание германия в изученных образцах интрузивных пород (табл. 2) колеблется в небольших пределах, не превышая 2,1 $\mu\text{г}$ /г. В ультраосновных породах содержание германия несколько занижено относительно кларка. Так, в породах гипербазитового комплекса установле-

* Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР, аналитик С. А. Дехтрикян.

Таблица 2

Содержание германия и кремния в интрузивных породах юго-восточной части
Севанского хребта

№ обр.	Название	Местонахождение	Содерж. Ge, γ/г	Содерж. SiO ₂ , %	Ge, ·10 ⁶ /Si, г
1	2	3	4	5	6
Гипербазитовый комплекс					
1476	Гарцбургит серпентинизирован.	Верховья р. Джанахмед	1,70		
339a	"	В 3 км СВ от с. Зод.	не обн.		
7a	Серпентинит	Восточная окраина с. Караиман	0,55		
91	"	Джанахмедский перевал	0,70		
936	"	"	не обн.		
1596	"	В 1 км к западу от с. Джанахмед	1,05		
412	"	В 1 км к востоку от с. Инакдаг	0,58		
	"	Среднее	0,68	38,15	1,52
Габброидный комплекс					
Первая интрузивная фаза					
326	Габбро	В 4 км к северу от с. Караиман	0,90		
32в	"	"	0,90		
43	"	В 5 км к северу от с. Караиман	0,70		
54	"	В 5 км к СВ от с. Караиман	0,80		
93a	"	Джанахмедский перевал	1,30		
111	"	В 2 км к северу от с. Джанахмед	0,90		
23	Роговообманковое габбро	Р-н среднего течения р. Гедаквали	1,50		
169	Роговообманковое габбро	Р-н с. Шишкая	2,05		
223	"	Р-н с. Кясаман	не обн.		
9в	Уралитизированное габбро	В 1 км к востоку от с. Караиман	1,30		
13в	"	"	1,25		
19в	"	"	1,50		
20	"	Левый приток р. Гедаквали	1,25		
73	"	"	2,00		
77a	"	В 3 км к северу от с. Караиман	1,05		
147a	"	"	0,80		
603a	"	Верховья р. Джанахмед	1,80		
	"	В 4 км к СВ от с. Джанахмед	1,18	49,11	2,00
	"	Среднее			
Жильные породы					
15	Роговообманковое габбро	В 2 км к востоку от с. Караиман	0,60		
35	Габбро-порфирит	В 3 км к востоку от с. Караиман	1,00		
163a	"	В 1 км к западу от с. Джанахмед	1,05		
125	Оливиновое габбро	В 2 км к СВ от Джанахмед	1,80		
123a	Габбро-пегматит	Восточная окраина с. Джанахмед	0,90		
1236	"	"	2,10		
	Среднее	Среднее	1,25	45,66	2,26
Вторая интрузивная фаза					
206	Лейкокраговое габбро	В 2 км к СВ от с. Кясаман	не обн.		
212	"	В 3 км к северу от с. Кясаман	0,50		
125a	Анортозит	В 2 км к СВ от с. Джанахмед	не обн.		
	"	Среднее	0,23	45,51	0,42

Продолж. табл. 2

1	2	3	4	5	6
Жильные породы					
208б	Верлит	В 3 км к северу от с. Кясаман	0,60		
226в			не обн.		
136	Пироксенит	В 2 км к востоку от с. Караиман	1,00		
		Среднее	0,57	42,60	1,10
Третья интрузивная фаза					
30	Плагногранит	В 2 км к северу от с. Караиман	1,20		
574		Бассейн верхнего течения р. Конгур	не обн.		
247а	Кварц. диорит	Р-н с. Гейсу	1,50		
30а	Габбро-диорит	В 2 км к северу от с. Караиман	1,05		
574		Бассейн верхнего течения р. Конгур	1,05		
		Среднее	0,98	61,02	1,34
Жильные породы					
21	Микроплагногранит	Среднее течение р. Гедаквали	0,90		
242	Плагноаплит	В 2 км к северу от с. Кясаман	1,25		
		Среднее	1,07	66,24	1,34

но в среднем 0,7 γ/γ германия (в двух из семи проанализированных проб содержания оказались ниже чувствительности метода).

Породы первой интрузивной фазы габброидного комплекса содержат кларковые количества германия (около 1,2 γ/γ). Резко пониженные содержания (0,23 γ/γ) элемента установлены в лейкократовых габбро и анортозитах второй интрузивной фазы. В целом среди всех изученных пород района сравнительно повышенные содержания германия связаны с первой интрузивной фазой габброидного комплекса ($Ge_{ср.} = 1,22 \gamma/\gamma$), затем идут породы третьей интрузивной фазы ($Ge_{ср.} = 1 \gamma/\gamma$) и наконец, второй интрузивной фазы габброидного комплекса ($Ge_{ср.} = 0,4 \gamma/\gamma$). В этом ряду изменение среднего содержания SiO_2 (44,37% — 63,60% —



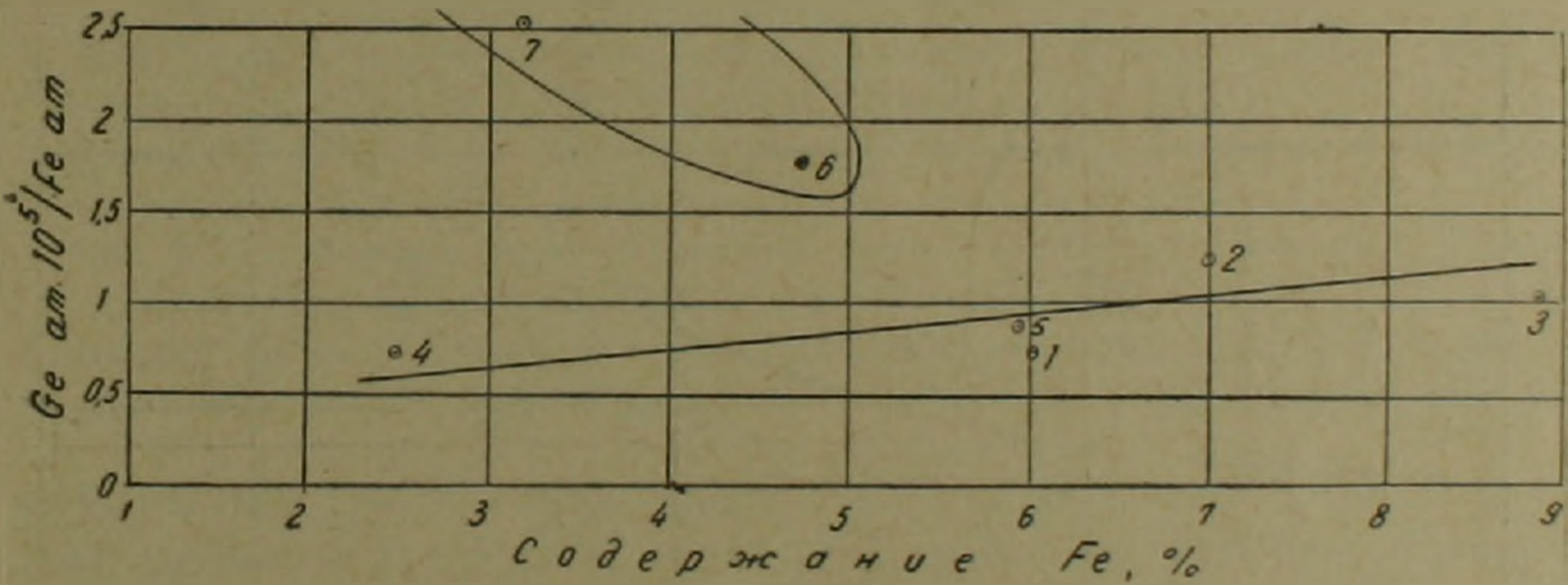
Фиг. 1. Отношения атомных количеств германия и кремния в интрузивных породах юго-восточной части Сёванского хребта. 1 — Породы гипербазитового комплекса; 2 — породы первой интрузивной фазы габброидного комплекса; 3 — жильные породы первой интрузивной фазы; 4 — породы второй интрузивной фазы; 5 — жильные породы второй интрузивной фазы; 6 — породы третьей интрузивной фазы; 7 — жильные породы третьей интрузивной фазы.

44,05%) и отношения германия к кремнию (2,13—1,34—0,76) не выражают тенденции германия накапливаться в наиболее поздних кислых дифференциатах (фиг. 1), как это получено другими исследователями [4, 6] на примере изучения генетически связанных серий гранитоидных интрузий.

В интрузивных породах изученного нами района более отчетливо выражена корреляционная связь германия с железом. Для всех разновидностей ультраосновных и основных пород наблюдается увеличение содержания германия с увеличением в них количества железа (табл. 3, фиг. 2—4). Эта закономерность нарушается при переходе от второй интрузивной фазы к кислым породам и связанным с ним жильным образованиям.

Таблица 3
Средние содержания германия и железа в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта

№ п.п.	Породы	Ge, γ/г	Fe ₂ O ₃ , %	FeO, %	Fe, %	Ge _{ат.} · 10 ⁵ / Fe _{ат.}
1	Гипербазиты	0,68	5,17	3,01	5,96	0,88
2	Габбро	1,18	3,08	6,27	7,05	1,29
3	Жильные породы основного состава	1,25	2,29	9,34	8,87	1,08
4	Лейкократовые габбро	0,23	0,86	2,44	2,50	0,71
5	Габброидные ультраосновные породы	0,57	4,30	3,93	6,08	0,73
6	Плагииграниты, кварцевые диориты, габбро-диориты	0,98	2,04	4,30	4,78	1,57
7	Жильные породы кислого состава	1,07	2,45	1,90	3,20	2,58

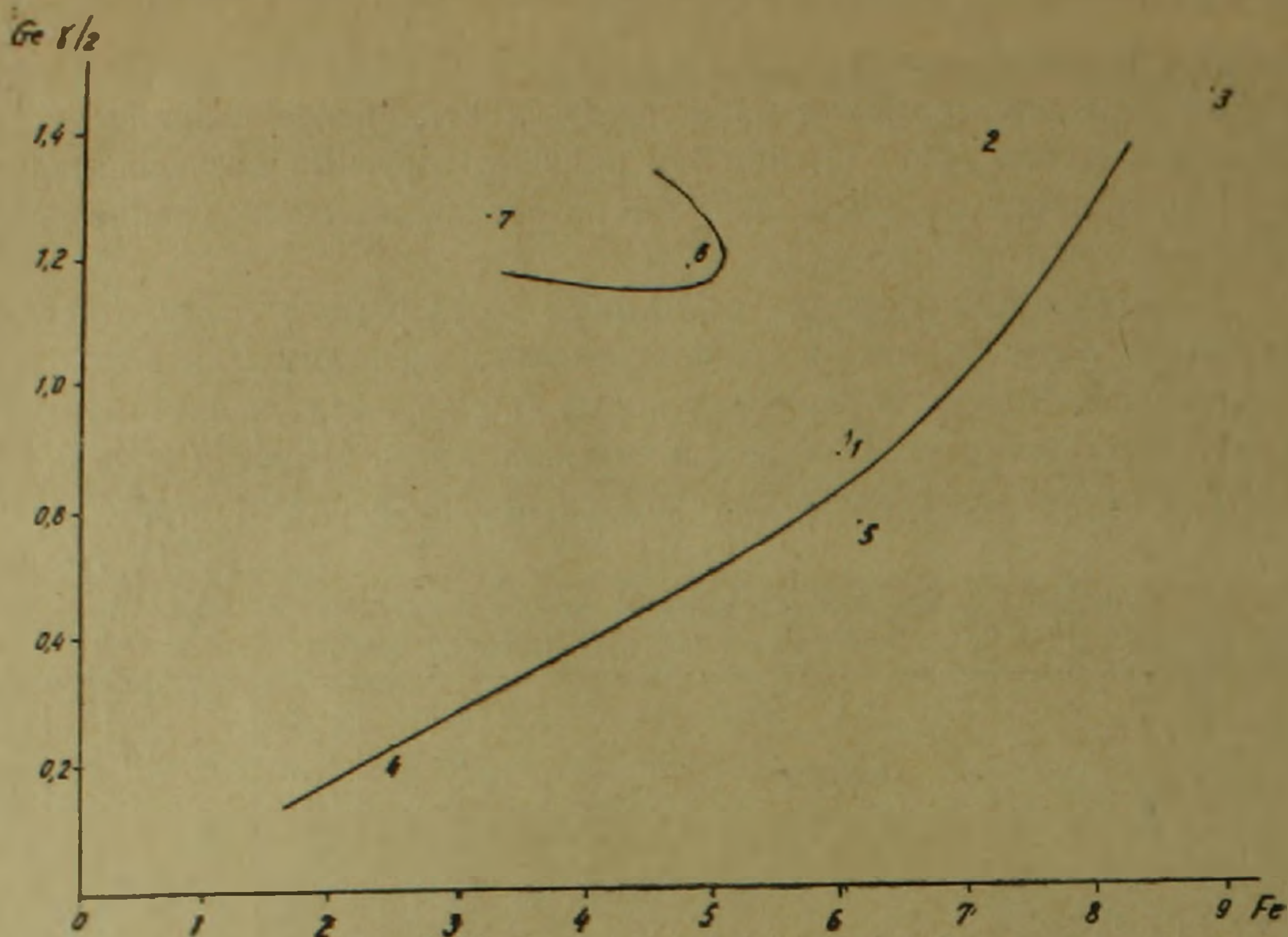


Фиг. 2. Отношения атомных количеств германия и железа в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта. Цифровые обозначения те же, что и на фиг. 1.

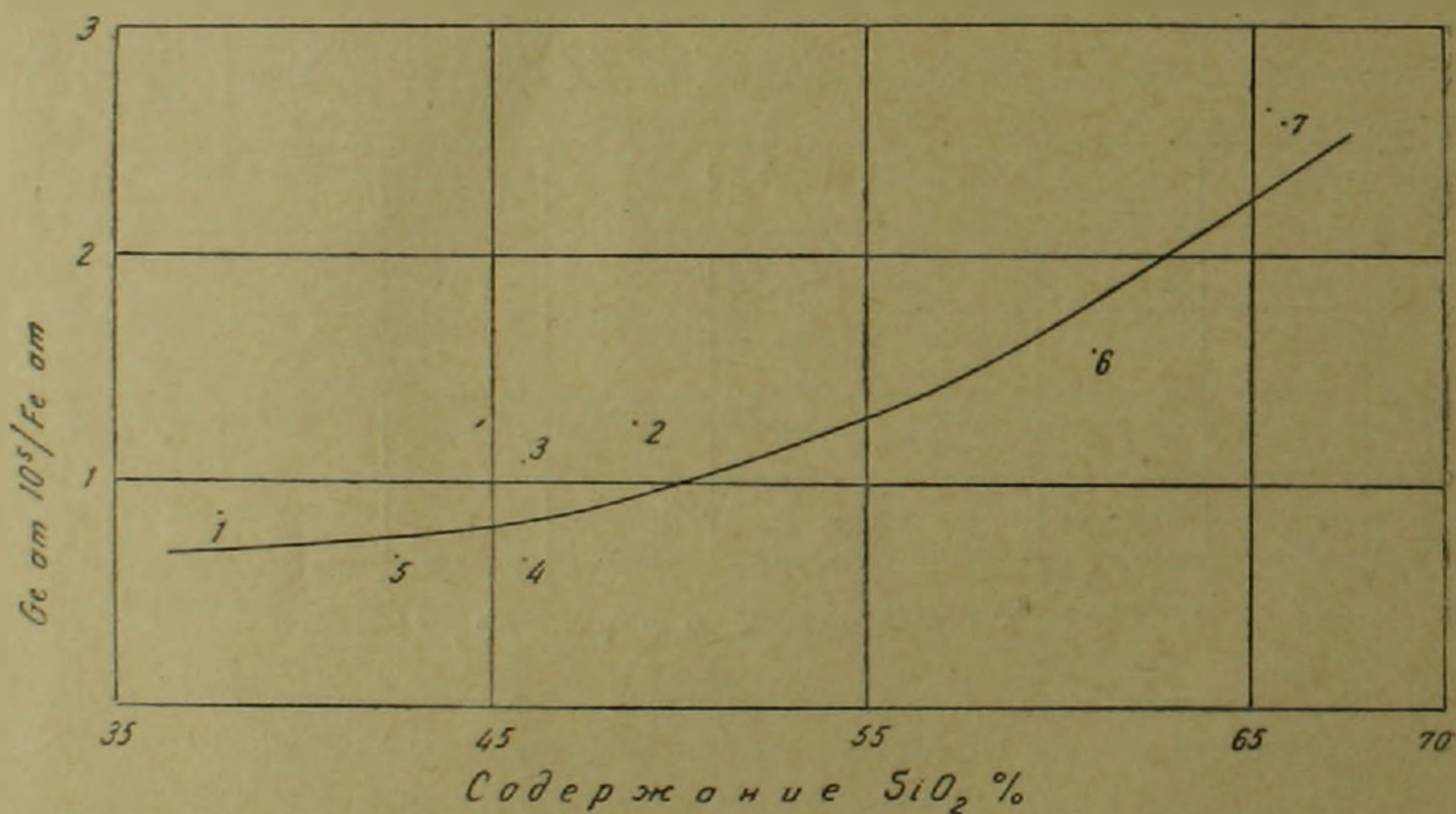
зивной фазы к кислым породам и связанным с ним жильным образованиям.

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы:

- 1. Породы первой интрузивной фазы габброидного комплекса (габбро и жильные породы основного состава), слагающие 85% всей площади дифференциатов габбровой магмы, содержат германия почти в два раза больше, чем породы гипербазитового комплекса, что свидетельствует в пользу обедненности германием гипербазитовой магмы.
- 2. В процессе дифференциации основной магмы не отмечается на-



Фиг. 3. Изменение содержания германия в зависимости от железа в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта. Цифровые обозначения те же, что и на фиг. 1.



Фиг. 4. Изменение отношения атомных количеств германия и железа в зависимости от изменения содержания кремния в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта. Цифровые обозначения те же, что и на фиг. 1.

копления германия в наиболее поздних кислых дифференциатах. Устанавливается геохимическая связь между железом и германием, обусловленная концентрацией германия в цветных породообразующих минералах и акцессорных магнетитах.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.VI, 1965.

Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ս. Ա. ՓԱՂԱՆՋՅԱՆ

ԳԵՐՄԱՆԻՈՒՄԸ ՍԵՎԱՆԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ
ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Սևանի լեռնաշղթայի հարավ-արևելյան մասի ինտրուզիվ ապարներում գերմանիումի բաշխման օրինաչափությունների ուսումնասիրությունը հողվածի հեղինակներին հանգեցրել են հետևյալին:

1. Գաբրոային կոմպլեքսի առաջին ֆազի ապարները, որոնք կազմում են նույնանման մագմայի բոլոր դիֆերենցիատների ավելի քան 85%, պարունակում են երկու անգամ ավելի դերմանիում, քան հիպերբազիտային կոմպլեքսի ուտրահիմքային ապարները, որը վկայում է հիպերբազիտային մագմայում գերմանիումի ցածր պարունակության մասին:

2. Հիմքային մագմայի դիֆերենցիացիայի պրոցեսում ավելի ուշ թթու դիֆերենցիատներում գերմանիումի կուտակում չի նկատվում: Դիտվում է գեոքիմիական կապ երկաթի և գերմանիումի միջև, որը պայմանավորված է ապար կազմող գունավոր միներալներում և ուղեկից մագնետիտում գերմանիումի կուտակմամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бурксер Е. С., Мицкевич Б. Ф., Лабезник К. И. Германий в гранитоидах Украинского кристаллического щита. Геохимия, № 6, 1961.
2. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962:
3. Կարապետյան Ա. Ի. К геохимии германия в гранитоидах Анкаванского интрузивного массива. Изв. АН Армянской ССР, сер. геол., № 3, 1963.
4. Лин Н. Г., Морозов Л. Н., Знаменская А. С. Германий в гранитоидах Восточного Саяна. Геохимия, № 12, 1962.
5. Փալանդյան Ս. Ա. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Армянской ССР, (Науки о Земле), № 1, 1965.
6. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.
7. El Wardani S. A. On the geochemistry of germanium. Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 13, № 1.
8. Onishi H. Notes on geochemistry of germanium. Bull. Chem. Soc. Japan, 29, № 6, 1956.
9. Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust. Bull. Geol. Soc. America, 1961, 22, № 2.

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

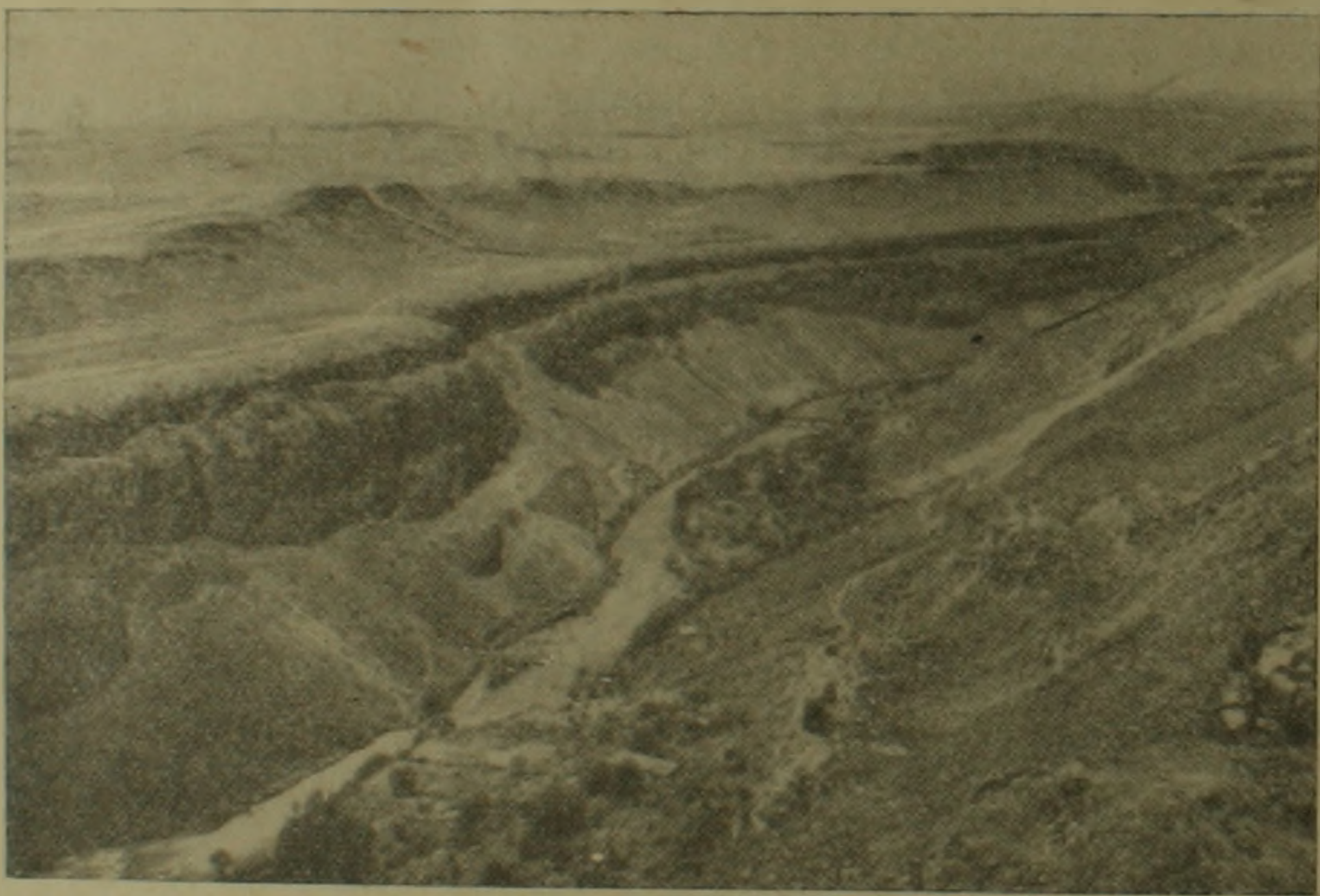
И. С. ТОЛОКОННИКОВ

ПРИНЦИПЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ
И ТРЕЩИННОЙ ПУСТОТНОСТИ ЛАВ АРМЕНИИ

(Сообщение первое)

Развернувшееся гидроэнергетическое и ирригационное строительство в Армянской ССР широко поставило вопросы детального инженерно-геологического обоснования проектов гидроузлов.

Главные реки, представляющие интерес в энергетическом и ирригационном отношении, формируют свою гидрографическую сеть преимущественно в пределах так называемого центрального вулканического нагорья Армении, характеризующегося широким развитием многочисленных покровов и потоков лав четвертичного и верхнетретичного возраста.



Фиг. 1. Общий вид каньона р. Раздан, пропиленного в базальтовых лавах
(Приереванский район).

Преобладающая часть лав отличается повышенной трещиноватостью и проницаемостью. Это определяет, в частности, направленность инженерно-геологических исследований, тип горно-буровых и опытных работ, а также их масштаб.

Среди многих вопросов инженерной геологии, связанных с изучением лавовых пород, весьма важное значение имеет вопрос количественной оценки их трещиноватости и трещинной пустотности.

Трещиноватость является одной из характернейших черт скальных пород, определяющих основное различие их физико-механических свойств в образце и в массиве. Устойчивость, проницаемость, фильтрационная и механическая анизотропность, разрабатываемость и блочность скальных массивов зависят, главным образом, от степени и характера трещиноватости горных пород. Поэтому оценка трещиноватости в ряде случаев является первостепенной задачей инженерно-геологических исследований.

В литературе известно довольно много методов изучения трещиноватости скальных пород. Однако большая часть их касается вопросов генезиса различных типов трещин в связи с происхождением геологических структур, механизмов складкообразования и т. п. Эти методы разработаны в основном уже давно и довольно детально. Разработка методов оценки трещиноватости в прикладных целях и прогноза влияния ее на качество скальных массивов началась сравнительно недавно и в настоящее время практически еще не закончена. Многими советскими авторами делались попытки составления классификаций трещин по генетическим, морфологическим, гидрогеологическим, фильтрационным, количественным и некоторым другим признакам. Краткий обзор большей части существующих классификаций трещин можно найти в работе Л. И. Нейштадт «Методы геологического изучения трещиноватости горных пород при инженерно-геологических исследованиях» [9].

Для количественной оценки трещиноватости А. И. Силиным-Бекчуриным [15], А. В. Королевым [7], Е. Н. Пермяковым [11], Г. М. Ломизе [8], Л. И. Нейштадт [9], М. В. Рацем [12] и др. предложен ряд понятий и характеристик, из которых в практике инженерно-геологических исследований чаще всего используются:

1. Модуль трещиноватости—число трещин, приходящихся на 1 линейный метр разреза (по А. И. Силину-Бекчурину).

2. Коэффициент трещинной пустотности—отношение площади всех трещин к площади рассматриваемого участка породы (по Л. И. Нейштадт).

3. Объемная трещинная пустотность.

В качестве основных параметров трещиноватости большинством авторов признаются следующие:

1. Густота трещин.

2. Ширина (раскрытие) трещин.

3. Протяженность трещин.

4. Азимут и угол падения плоскостей трещин.

5. Заполнитель трещин.

Всеми вышеуказанными авторами в качестве основного метода оценки трещиноватости предусматривается натурное обследование по-

верхностей обнажений и стенок разведочных выработок с производством соответствующих зарисовок и измерений.

Большинство авторов признает также, что количество наблюдаемых в обнажениях трещин в большой степени зависит от ориентировки плоскости обнажения. Так, например, трещины пересекающие плоскость обнажения под малым углом, проявляются как редкие, а трещины, параллельные плоскости обнажения, вообще могут быть не обнаружены. Кроме того, в обнажениях трещины обычно расширены и усложнены выветриванием, а в горных выработках—взрывами. Различными авторами предложены некоторые способы внесения поправок на густоту наблюдаемых в обнажениях трещин, в зависимости от ориентировки их по отношению к плоскости обнажения, но эти способы могут быть достоверными, главным образом, только для случаев с относительно ровными плоскостями обнажений и трещин. В природе же преобладающая часть поверхностей обнажений имеет криволинейный характер, а плоскости трещин чаще всего простираются весьма прихотливо. Поэтому точные геометрические построения для объемного представления о густоте и ширине трещин, как правило, затруднительны и сложны. Для избежания этих трудностей и исключения (уменьшения) искажающего влияния ориентировки плоскостей обнажений и трещин Л. И. Нейштадт и М. В. Рац (авторы последних методик) рекомендуют производить изучение трещиноватости на многочисленных разнообразно ориентированных плоскостях обнажений и стенках горных выработок. Однако, если принять во внимание, что большая часть полевых измерений осуществляется младшим техническим персоналом, что плоскости и края трещин чаще всего неровные, покрыты карбонатными солями, гидроокислами железа или глинистым материалом и что при этом может проявиться субъективный взгляд на тонкие и волосные трещины, то точность всех этих методов следует признать по меньшей мере недостаточной.

Крупные тектонические трещины большинством автором рекомендуется учитывать в индивидуальном порядке.

Безусловно, что в различных по литологическим и структурным особенностям массивах одни из параметров трещиноватости могут приобретать более или менее важное значение, а другие иногда могут полностью терять практический смысл. В связи с этим и подход к количественной оценке тех или иных параметров применительно к разным скальным массивам может быть различным.

Так, например, при изучении трещиноватости лавовых пород четвертичного и большей части верхнетретичного возраста практический смысл имеют в основном первые два параметра (густота и ширина трещин).

В отдельных случаях может потребоваться также изучение заполнителя трещин. Остальные параметры у них обычно зависят от характера первичной отдельности и специальное изучение их смысла не имеет.

Не останавливаясь более на характеристике известных методов изучения трещиноватости других геолого-литологических комплексов пород,

рассмотрим некоторые специфические особенности количественной оценки трещиноватости лав.

Преобладающая часть лав Армении представлена, как известно, серией эффузивов семейства андезито-базальтов, но во многих местах имеют значительное распространение и типичные базальты, андезиты, а также дациты, липарито-дациты, обсидианы и туфы [1, и др.].

Общее количество лавовых покровов и потоков на территории Армении огромно. Только среди четвертичных лав насчитывается около 100 различных потоков мощностью от 2—5 м, до 100—150 м и более.

Лавы верхнетретичного возраста в той или иной степени участвуют в складкообразовании нагорья, поэтому характер залегания их на различных участках изменчив. Залегание же более молодых лав, как правило обусловлено наклоном и неровностями древнего рельефа, по которому они растекались.

Макроскопически среди лав всех возрастов имеется довольно много разновидностей, отличающихся, помимо петрографического состава, как оттенками цветов и различной степенью раскристаллизованности, так и различной плотностью (пористостью), характером первичной отдельности и трещиноватости. Для более древних потоков (покровов) лав часто характерна значительная видоизмененность и выветрелость их. В особенности это присуще хорошо раскристаллизованным разностям. Молодые же четвертичные лавы имеют преимущественно свежий облик.

Наиболее характерной формой первичной трещинной отдельности большинства маломощных, а также верхних и краевых частей более мощных покровов и потоков лав является глыбовидная отдельность. Расчлененная многочисленными трещинами на блоки различной полигональной формы размером от 0,3—0,5 до 1,0—2,0 м лава часто имеет здесь вид разборной скалы. Больше всего это свойственно молодым андезито-базальтовым лавам. В высокогорных и предгорных районах обширные потоки последних в целом ряде случаев с поверхности превращены в хаотические нагромождения глыб (каменные поля), отличающиеся почти полным отсутствием почвенно-растительного покрова (фиг. 2). Последнее явление по-видимому связано в основном с морозным выветриванием лав и сейсмическими процессами.

Другой распространенной формой первичной отдельности, характерной для всех лав и особенно для четвертичных базальтов и андезито-базальтов, является столбчатая отдельность.

В четвертичных лавах, залегающих на различных денудационных уровнях в пределах речных бассейнов, столбчатая отдельность, как правило, имеет место в нижних и средних частях потоков; причем, более правильные шести- и пятигранные формы столбов толщиной от 0,3—0,5 до 1,0—1,5 м наблюдаются в более мощных потоках, где вероятно было обеспечено медленное остывание лавы в сейсмически спокойной обстановке. В маломощных потоках столбы обычно имеют менее совершенные формы. В лавах, залегающих на неровных погребенных поверхностях, часто можно наблюдать наклоненность и изогнутость столбов у основа-

ний потоков с тенденцией к перпендикулярному положению по отношению к подошве, что безусловно объясняется напряжениями, возникшими от собственного веса лав (фиг. 6).

В лавах плиоценового и более древнего возраста совершенные формы столбчатой отдельности встречаются сравнительно редко. Здесь ча-



Фиг. 2. Глыбовая отдельность и глыбовые развалы на поверхности покрова верхнечетвертичных андезито-базальтовых лав.

ще наблюдаются переходные формы отдельностей от глыбовидной к грубостолбчатой и плитняково-столбчатой.

В долине р. Раздан, где имеются прекраснейшие обнажения базальтовых и андезито-базальтовых лав со столбчатой отдельностью, автором настоящих строк были произведены многочисленные замеры ориентировки боковых граней столбов относительно стран света, так как некоторыми исследователями, занимающимися изучением трещиноватости, высказывались мнения о существовании в этом отношении определенных закономерностей. Наблюдения и замеры показали, что в большей части массивов преобладают шестигранные столбы, общее количество которых составляет от 36,6 до 64,4%. Затем в убывающем порядке следуют пятигранные, семигранные и четырехгранные столбы; в единичных случаях встречаются также восьмигранные и трехгранные столбы. В отдельных массивах можно наблюдать шести- и пятигранные столбы в равных соотношениях.

Преобладание шести- и пятигранных сечений столбов в лавах следует объяснять известной эффективностью (рациональностью) этих природных форм в смысле объемного уплотнения.

Образование столбчатой отдельности происходило в результате рас- трескивания лав под воздействием внутренних сил растяжения, возникав-

ших при остывании и объемном сжатии, а также усилий от их собственного веса.

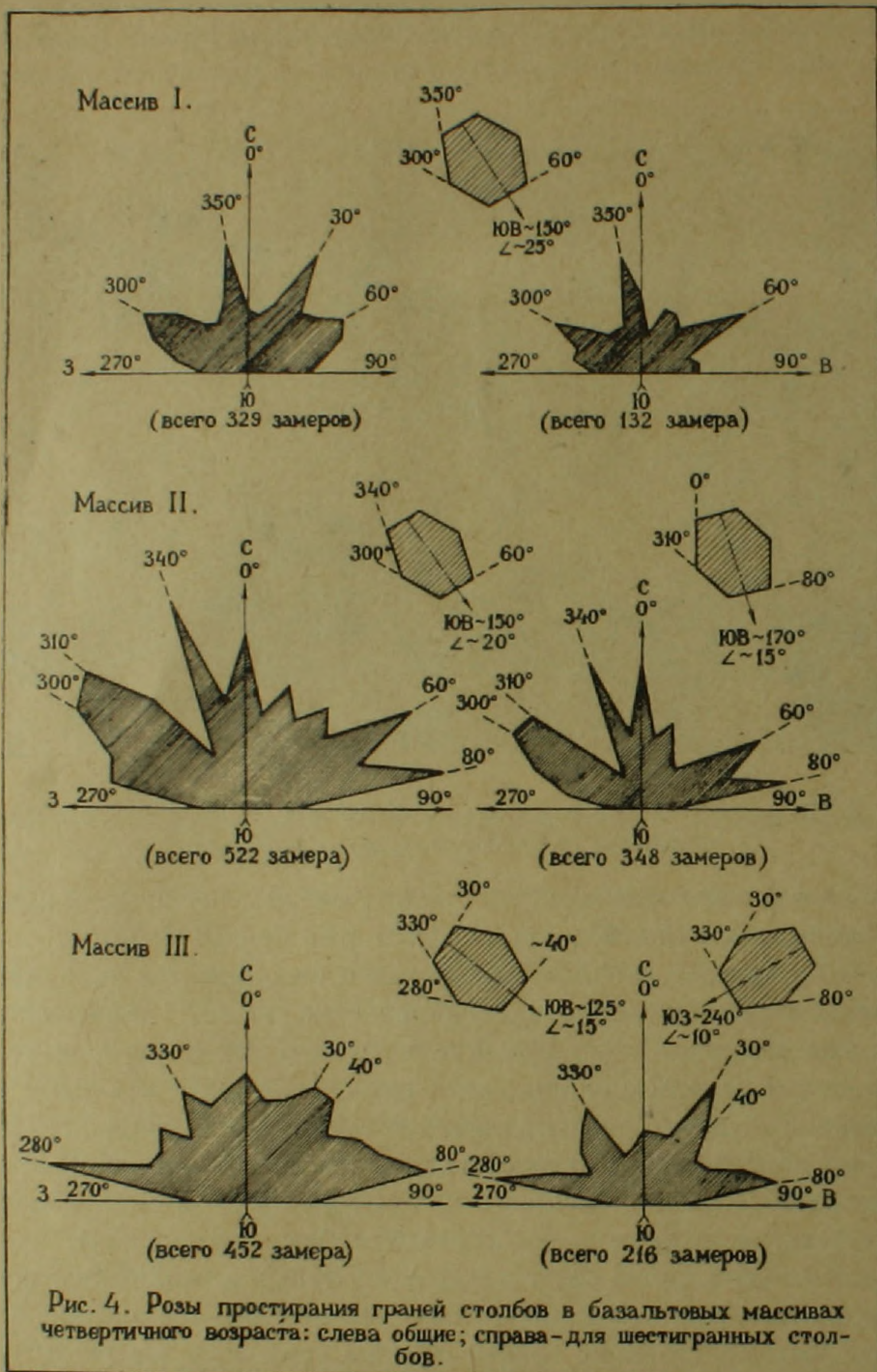
Многогранники поперечного сечения большей части столбов весьма далеки от правильных геометрических форм (фиг. 3). В мощных потоках лав, где столбы имеют значительную длину, часто можно наблюдать в той или иной степени перекрученные столбы—с различной ориентиров-



Фиг. 3. Общий вид трещиноватости в четвертичных базальтовых лавах со столбчатой отдельностью (каньон р. Раздан).

кой граней в верхней и нижней частях, а также изменения форм поперечного сечения вдоль столбов. Однако, при всей прихотливости простираний граней отдельных столбов, во всех обследованных массивах отчетливо проявляются преобладающие направления, строго отвечающие направлениям основных усилий, действовавших в массиве в момент кристаллизации и растрескивания лав. Такими основными усилиями были нормальная и касательная составляющие, возникавшие на наклонных поверхностях подстилающего рельефа от собственного веса лав. Под влиянием нормальных составляющих в каждом конкретном случае возникали соответствующие продольные формы столбов—вертикальные, наклонные или изогнутые, а под воздействием касательных усилий формировались преобладающие формы их поперечных сечений. На рисунке 4 изображены розы простираения граней столбов трех обследованных массивов базальтов четвертичного возраста. Для каждого массива слева изображены общие розы, а справа—розы простираения граней преобладающих шестиугольных столбов. Показаны также ориентированные преобладающие поперечные сечения шестигранников и направления падения поверхностей оснований лавовых массивов для характерных участков, соответствующие направлениям основных касательных усилий. Из ри-

сунка явствует, что, в зависимости от направлений касательных усилий, в массиве преобладают соответствующие им направления основных трещин первичной отдельности (ориентировка граней столбов). Так в мас-



сиве I, залегающем на погребенном склоне долины р. Раздан юго-восточной экспозиции (ЮВ-150°) крутизной около 25°, преобладают шестигранные столбы с простираением граней СВ—60°, СЗ—300° и ССЗ—350°. Первое преобладающее направление (СВ—60°) соответствует трещинам бортовой разгрузки, а два других—трещинам скола, направленным под углами 60—70° по отношению к первым или под углами 20—30° по отно-

шению к направлению основного касательного усилия. Столбы у оснований наклонены под углами $70-80^\circ$ к горизонту и занимают почти перпендикулярное положение по отношению к наклонной подошве. В массивах II и III лавы залегают на вогнутых склонах древней (погребенной) долины. В связи с этим здесь проявляются два направления касательных усилий и соответствующих им трещин бортовой разгрузки, в зависимости от которых изменяются и преобладающие направления трещин скола. Лавы массива III выполняют неглубокую древнюю ложбину, на противоположных склонах которой развивались касательные напряжения в направлениях ЮВ 125° и ЮЗ 240° под углами $10-15^\circ$. Трещины бортовой разгрузки, простирающиеся параллельно склонам погребенной ложбины (СВ $30-40^\circ$ и СЗ 330°) как бы обрисовывают ее контуры.

По направлениям касательных усилий во всех массивах обычно отмечается вытянутость шестигранников, а в вертикальных плоскостях, соответствующих этим усилиям, наблюдается наклонность и изогнутость столбов.

В условиях сложного горного рельефа Армении нам не представилась возможность встретить столбчатый массив лав, залегающий на достаточно обширной (в плане) горизонтальной подошве, в котором не было бы факторов проявлений касательных усилий. Возможно, что в этом случае ориентировка граней столбов подчинялась бы другим закономерностям; в частности, здесь могли проявляться силы магнитного поля Земли и т. п.

В средних горизонтах лавовых потоков местами наблюдается мелко столбчатая и призматическая отдельность как с вертикальной, так и разнообразной наклонной ориентировкой столбов-призм; причем, призматическая отдельность часто переходит в полиэдрическую-брекчиевидную. В долине р. Раздан имеется ряд потоков у которых вся средняя часть мощностью от 5 до $50-60$ м, характеризуется мелкопризматической и брекчиевидной отдельностью (фиг. 5—7). Порода состоит здесь из мелких (преимущественно до $10-20$ см) полиэдрических кусков и призм, отделенных друг от друга волосными трещинами. В естественных обнажениях поверхность этой части лавовых потоков имеет шагреневый вид. Лавы с брекчиевидной формой первичной отдельности обыкновенно обладают повышенной устойчивостью к выветриванию, благодаря чему эти части потоков на склонах образуют выпуклые—нависающие обрывы.

Образование мелкопризматической и брекчиевидной первичной отдельности следует связывать с обстановкой интенсивных сейсмических колебаний земной поверхности, имевшей место в период остывания и кристаллизации лав.

В верхнетретичных лавах, наряду со всеми вышеуказанными формами первичной отдельности, часто наблюдается и вторичная трещиноватость, генетически связанная с сеймотектоническими процессами и выветриванием. Эти лавы местами участвуют в складкообразовании страны, а иногда подвержены и мелким дизъюнктивным нарушениям, поэтому для отдельных их участков в известной степени характерна трещиноватость.

щниноватость, свойственная и другим скальным породам. В базальтах и андезито-базальтах верхнетретичного возраста нередко можно встретить плитчатую, пластово-плитчатую, шаровидную и скорлуповатую формы отдельности, а местами и зоны дробления, представленные дресвяно-щебенистым материалом, что, наряду с наличием в них линз, гнезд и карманов вулканических шлаков, часто определяет их общую неоднородность.



Фиг. 5. Столбчатая и призматическая отдельность в четвертичных долеритовых базальтах (каньон р. Раздан).

И так, трещиноватость и трещинная пустотность в четвертичных лавах и в преобладающей части лав верхнетретичного возраста образовалась, главным образом, в результате растяжений, обусловленных сокращением объемов их при остывании. Следовательно, применительно к этим породам можно говорить о первичной трещинной отдельности и первичной трещинной пустотности, которыми в основном и определяется общая их трещиноватость. Количественная оценка трещинной пустотности лав в таком случае может основываться на общеизвестных законах

физики. Для этого необходимо лишь знать коэффициенты температурного расширения соответствующих лавовых пород и температуры перехода их из пластичного состояния в твердое (жесткое) состояние.

Имеющиеся в настоящее время многочисленные данные термических анализов магматических пород, накопленные развивающейся промышленностью каменного литья, а также в области экспериментальной



Фиг. 6. Изогнутость столбов (.а") и выпуклость склонов (.б") на участках лав с брекчиевидной отдельностью (каньон р. Раздан).

минералогии и петрографии, позволяют с достаточной для практики точностью определять для каждой петрографической разновидности лав средние величины коэффициентов температурного расширения и возможные температуры перехода их в твердое состояние, т. е. температуры начала сжатия и растрескивания породы как твердого тела.

Наблюдения за извержением современных действующих вулканов показывают, что одновременно с поднятием магмы, из них в огромном количестве выделяются пары воды и различные газообразные продукты, среди которых особенно важную роль играют углекислота, различные сернистые, хлористые, фтористые и другие соединения, а также фтор, водород и др. Особенно это характерно для извержений магмы основного состава. Насыщенные летучими компонентами магматические расплавы часто обладают высокой подвижностью (текучестью) даже при температурах порядка $700-800^{\circ}\text{C}$. Так для андезитовой лавы Шевелуча (Камчатка) в 1946—1947 гг. наблюдалась температура, равная $700-750^{\circ}\text{C}$; для дацитовой лавы Лассен-Пик (Калифорния) в 1914—1917 гг.

была зафиксирована температура, равная 750°C , а для базальтовой лавы Ключевской сопки в 1938 г. была установлена температура от 870° до 1200°C .

Преобладающая часть лав Армении отличается значительной пористостью (от 1—2 до 20—30%, а для туфолав и до 65%), следовательно излившаяся магма обладала богатым содержанием летучих компонентов и могла растекаться при температурах порядка $700—1000^{\circ}$, а иногда, возможно и при температурах $650—700^{\circ}\text{C}$.



Фиг. 7. Общий вид трещиноватости в базальтах с брекчиевидной отдельностью (каньон р. Раздан).

Установлено также, что при охлаждении базальтовых, андезитовых, диабазовых и других лав в них образуются отдельные кристаллические фазы.

Первой такой фазой кристаллизации, является магнетит, кристаллы которого, разрастаясь, образуют дендриты. Зародыши кристаллов магнетитовой фазы нередко служат центрами кристаллизации пироксенов и

плагиоклазов. Выделение магнетита происходит в интервале температур от ликвидуса до 620°C.

При дальнейшем охлаждении лавы начинается выделение другой фазы—оливина. Кристаллизация его начинается в основных лавах при температуре 1200—1300°C, а в более кислых расплавах—при температуре 1168—1135°C, вслед за выделением плагиоклазов. При большом содержании окиси кремния (SiO_2) и малом содержании окиси магния (MgO) в лавах оливин не выделяется. Заканчивается кристаллизация оливина при температуре 700—800°C.

Плагиоклаз—эвтектическая смесь кристаллов альбита и анортита—обычно начинает кристаллизоваться при температуре 1160°C. Наибольшая скорость кристаллизации его наблюдается при температуре 1100°C. Конец кристаллизации плагиоклаза не установлен, так как при температуре ниже 1000°C его образование становится слабозаметным вследствие выделения других фаз. Выделение пироксенов происходит при температурах 1200—1143°C. Максимальная скорость кристаллизации их наступает при температуре 1030°C. Конец кристаллизации пироксенов обычно наступает при температуре около 800°C, но в отдельных случаях (в присутствии летучих компонентов) процесс может заканчиваться только при температуре 600°C. Амфиболы кристаллизуются в очень узком температурном интервале—от 1150 до 1050°C, поэтому в лавах они обычно встречаются в небольших количествах. В основных лавах с большим содержанием окиси кальция (CaO) в интервалах температур от 1250 до 920°C выделяется мелилит. Кроме кристаллических фаз, в лавах обычно остается большее или меньшее количество стекловидной фазы.

Считается, что при температуре ликвидуса и выше в расплаве существует лишь одна фаза—стекловидная. В дальнейшем эта фаза постепенно убывает, меняется структура и окраска расплава, в зависимости от характера и соотношения выделяющихся кристаллов. При 1200°C фаза стекла еще составляет 90% лавовой массы. С появлением плагиоклаза и пироксена фаза стекла быстро убывает и при температуре около 1020°C почти совсем исчезает. С дальнейшим понижением температуры стекловидная фаза снова увеличивается. При температуре 900—800°C она в отдельных случаях снова исчезает, но с последующим быстрым охлаждением, при достижении области превращений (трансформации) фаза стекла иногда вновь возрастает почти до 100%.

Таким образом, из вышесказанного явствует, что кристаллизация магматических расплавов происходит в широких температурных интервалах от 1300 до 600°C. По мере охлаждения и выделения кристаллических фаз увеличивается вязкость магматического расплава; причем, в более кислых силикатных расплавах обычно происходит выделение силикатов со сложной кристаллической решеткой (типа пироксенов диопсид-авгитового ряда, плагиоклазов, амфиболов), благодаря чему вязкость этих расплавов увеличивается быстрее, чем у более основных лав. Этим объясняется худшая раскристаллизованность лав среднего и кислого состава.

Экспериментально установлено, что нижняя температурная граница, при которой кончается выделение кристаллических фаз, для лавовых пород лежит выше температуры перехода их из пластичного в твердое (жесткое) состояние.

Многими исследователями [4, 10, 13] измерялись температуры начала размягчения различных лавовых пород.

По данным П. П. Гамбаряна, эти температуры для базальтов и андезито-базальтовых лав Армении лежат ниже 660—675°C. Определенные им температуры (табл. 1) сам исследователь считает несколько за-

Таблица 1

Диаметр палочек, мм	Туманянский (Кола- геранский, базальт	Тохмахангельский базальт	Андезито-базальт
0,30	660°	675°	670°
1,00	690°	720°	720°

вышенными, так как они определены при условии полегания соответствующих палочек под воздействием их собственного веса и зависели от диаметра палочек.

А. Пеликан [10] для стекловидных базальтов приводит температуру начала размягчения, равную 650°C. Надо полагать, что в ходе обратного процесса, т. е. при переходе из пластичного состояния в твердое, температуры могут быть более низкими, тем более в естественных магматических расплавах с летучими компонентами. Для силикатных стекол известны [16] температуры стеклования от 450 до 550°C.

Учитывая все вышеизложенное, можно считать, что переход преобладающей части лав Армении из пластичного в твердое (жесткое) состояние происходил при температуре от 550 до 650°C. Стеклование же отдельных более кислых магматических расплавов (типа дацитов, липарито-дацитов, дацитовых туфолов, обсидианов и т. п.), по-видимому, происходило при температуре от 400 до 550°C.

Армгидропроект

Поступила 8.IX.1965.

Ի. Ս. ՏՈԼՈԿՈՆՆԻԿՈՎ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ՃԵՂՔՎԱԾՔԱՅՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՃԵՂՔՎԱԾՔԱՅԻՆ ԴԱՏԱՐԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ ԴՆԱՀԱՏՄԱՆ ՍԿԶԲՄՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ճեղքվածքայնությունը հանդիսանում է ապարների հիմնական հատկանիշներից մեկը, որը բնորոշում է նրանց ֆիզիկա-մեխանիկական հատկությունների հիմնական տարբերությունը նմուշում և ապարի զանգվածում:

Դրականության մեջ հայտնի են ճեղքվածքայնության ուսումնասիրման բավականին շատ մեթոդներ, սակայն նրանցից մեծ մասը վերաբերվում է տարբեր տիպի ճեղքերի առաջացման հարցին: Ճեղքվածքայնության քանակական գնահատումը՝ կիրառական տեղակետից և նրա ազդեցությունը ապարների որակի վրա ուսումնասիրված են անբավարար և շատ դեպքերում կատարյալ չեն:

Հայաստանի լավաների բնորոշ հատկությունները պահանջում են նրանց նկատմամբ կիրառել ճեղքվածքայնության ուսումնասիրման հատուկ մեթոդիկա:

Հայաստանի լավաների ճեղքվածքայնությունը և ճեղքվածքային դատարկությունները գերազանցապես առաջացել են ձգման ուժերի ազդեցության տակ, որոնք հետևանք են լավաների սառեցման ժամանակ նրանց ծավալների փոքրացման: Հետևաբար, այդ ապարների նկատմամբ կարելի է կիրառել սկզբնական ճեղքվածքային անջատումներ և սկզբնական ճեղքվածքային դատարկություններ հասկացությունները: Այդ դեպքում ճեղքվածքայնության հիմնական պարամետրերի քանակական ղեկավարումը, նրանց դաշտային ուսումնասիրության պայմաններում, պետք է հիմնվի լավաների միներալային կազմի, ստրուկտուրայի, տեկստուրայի և ջերմային հատկությունների վրա: Հետ որում, լավայի ամեն մի պետրոգրաֆիական տարրերակի ճեղքվածքային դատարկությունը մոտ է մի կայուն մեծության, որը որոշվում է լավայի սառեցման ժամանակ ջերմաստիճանային սեղմումով՝ ըստ ֆիզիկայի հանրահայտ օրենքների: Դրա համար էլ անհրաժեշտ է գիտենալ համապատասխան լավային ապարի ջերմաստիճանային ընդարձակման գործակիցը և նրա կարծր լիճակի անցման ջերմաստիճանը, որը ներկա ժամանակում ոչ մի դժվարություն չի ներկայացնում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат. Ереван, 1958.
2. Белянкин Д. С. Об эксперименте в петрографии. Труды четвертого совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. II, изд. АН СССР, М., 1953.
3. Вагин В. В., Пирогов Б. И. Каменное литье Машгиз, М., 1962.
4. Гамбарян П. П., Арутюнян Ф. Г. и Ротинянц Л. А. Исследование условий кристаллизации плавленых базальтов. Минеральное сырье, № 11, 1935.
5. Гинзберг А. С. Очерк истории развития экспериментальных исследований в области минералогии и петрографии в России. Труды четвертого совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. II, АН СССР, М., 1953.
6. Заварицкий А. Н. Изверженные породы, изд. АН СССР, 1956.
7. Королев А. В. Методы изучения мелкой трещиноватости горных пород. Труды института геологии АН Узбекской ССР, вып. 6, 1951.
8. Ломизе Г. М. Фильтрация в трещиноватых породах. Госэнергоиздат, М.—Л., 1951.
9. Нейштадт Л. И. Методы геологического изучения трещиноватости горных пород при инженерно-геологических исследованиях. Госэнергоиздат, 1957.
10. Пеликан Антонин. Плавленые камни. Производство и использование в промышленности. Перевод с чешского. Металлургиздат, М., 1959.
11. Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость русской платформы. Изд. МОИП, вып. 12, М., 1949.
12. Рац М. В. Статистико-генетический метод изучения трещиноватости. Изд. института «Гидропроект», М., 1962.
13. Ротинянц Л. А., Манвелян М. Г. Исследование условий кристаллизации плавленых базальтов. Минеральное сырье. № 12, 1935.
14. Силин-Бекчурин А. И. Краткие итоги инженерно-геологического изучения пород сантона и кампана в районе Донской плотины. Труды института геологии АН СССР, т. IX, 1939.
15. Тамман Г. Стеклообразное состояние. Перевод с немецкого, Л.—М., 1935.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

ՊԱԼԵՈՆԹՈԼՈԴԻԱ

- Ս. Մ. Գրիգորյան. Հայկական ՍՍՀ-ի պալեոգենի նստվածքների ասիլինաները և նրանց ստրատիգրաֆիական նշանակությունը 3
- Ո. Ա. Բուբիկյան. Հայկական ՍՍՀ (Հրազդանի և Հոկտեմբերյանի շրջանների) կոնկի հորիզոնի նստվածքներում հայտնաբերված օստրակոդները 20
- Ա. Ե. Պառուլյան. Հայաստանի միջին էոցենի ստրատիգրաֆիային վերաբերող նյութեր 25

ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱ

- Է. Խ. Խաբազյան. Հոռու սարահարթի ղուերիտային լավաների ստրատիգրաֆիական դիրքը Զավախքի լեռների հրաբխային կոմպլեքսի կտրվածքում 38
- Հ. Ա. Թումանյան. Նոր տվյալներ Կողքի ինտրուզիայի հասակի մասին 47

ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱ

- Ի. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Ռ. Ո. Մկրտչյան, Է. Ա. Սարգսյան, Գ. Գ. Գուրգենյան, Լ. Մ. Խաչատրյան. Ալավերդու հանքային շրջանի հրաբխային ապարների բացարձակ հասակի մասին 52
- Ռ. Խ. Ղուկասյան. Հայկական ՍՍՀ հարավային մասի մետամորֆային թերթաքարերի և «հին գրանիտների» հասակի հարցի շուրջը 64

ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱ

- Ա. Հ. Կոչոյան. Կայծքարային առաջացումները «Կրուդլայա Շիշկա» բարիտ-կապար-ցինկի երեվակումում 73

ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱ

- Ա. Ի. Կաբապետյան, Ո. Ա. Փալանջյան. Գերմանիումը Սեվանի լեռնաշղթայի հարավ-արևելյան մասի ինտրուզիվ ապարներում 83

ԻՆԺԵՆԵՐԱՅԻՆ ԵՐԿՐԱՔԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Ի. Ս. Տոլեկոննիկով. Հայաստանի լավաների ճեղքվածքայնության և ճեղքվածքային դատարկությունների քանակական գնահատման սկզբունքները 90

СОДЕРЖАНИЕ

Палеонтология

С. М. Григорян. Ассилины палеогеновых отложений Армянской ССР и их стратиграфическое значение	3
С. А. Бубикян. Остракоды из отложений конкского горизонта Армянской ССР (Разданский, Октемберянский районы)	20
А. Е. Птухян. Материалы к стратиграфии среднего эоцена Армении	26

Стратиграфия

Э. Х. Харазян. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта	38
Г. А. Туманян. Новые данные о возрасте Кохбской интрузии	47

Петрография

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	52
Р. Х. Гукасян. К вопросу о возрасте метаморфических сланцев и «древних гранитов» южной части Армянской ССР	64

Минералогия

А. А. Коджоян. Кремнистые образования на барито-свинцово-цинковом проявлении «Круглая Шишка»	73
--	----

Геохимия

А. И. Карапетян, С. А. Паланджян. Германий в интрузивных породах юго-восточной части Севанского хребта	83
--	----

Инженерная геология

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

