

ՀԱՍՈՒ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան,
Յ. Գ. Հակոբյան, Ս. Մ. Այվազյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան,
Գ. Պ. Բաղդասարյան, Հ. Մ. Վանցյան, Ն. Ի. Դուրախանովա,
Ա. Ն. Քոչարյան (պատ. խմբագրի տեղակալ),
Ս. Ս. Մկրտչյան, Թ. Շ. Թադևոսյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուս-
րադյան (պատ. քարտուղար)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Аслanian,
Ц. Г. Акопян, С. М. Айвазян, А. Б. Багдасарян,
Г. П. Багдасарян, Г. М. Ванцян, Н. И. Долуханова,
А. Е. Кочарян (зам. отв. редактора), С. С. Мкртчян,
Т. Ш. Татевосян, Н. Г. Мелик-Мурадян (отв. секре-
тарь).

ПАЛЕОБОТАНИКА

Н. Г. ГОХТУНИ

КОТУРВАНСКАЯ ИСКОПАЕМАЯ ФЛОРА

В районе с. Котурван (верхнее течение р. Ехегнис Ехегнадзорского района) широко развиты вулканогенные образования, известные в литературе как „вулканогенный комплекс центральной части Малого Кавказа“.

Вопрос о возрасте этого комплекса вызывал на протяжении последних двадцати лет оживленную дискуссию. К. Н. Паффенгольц относит этот комплекс к олигоцену, предполагая, что вулканизм начался изменением основных разностей лав и закончился кислыми разностями, причем, он считает, что этот комплекс нигде не перекрывает отложения моложе эоцена и в ряде мест фациально переходит в озерные и морские отложения, датированные им как олигоцен.

Работами последующих исследователей Малого Кавказа было установлено, что вулканогенный комплекс в отдельных местах налегает не только на эоценовые и более древние образования, но и на более молодые — сарматские, мэотические и понтические отложения.

Последнее подтверждается многочисленными фаунистическими и флористическими данными, а также данными споро-пыльцевого анализа. По данным Ш. А. Азизбекова, А. Т. Асланяна и др. исследователей вулканогенная толща фациально смыкается не с отложениями олигоцена, а с сарматом и мэотисом, кроме того, в ряде районов обнаружена характерная для верхнего миоцена остракодовая фауна и флора.

На основании указанных данных толща была датирована неогеном, причем А. А. Габриелян, Ш. А. Азизбеков, П. Д. Гамкрелидзе, Л. Н. Леонтьев основную часть ее относят к нижнему плиоцену, А. Т. Асланян основную часть толщи относит к верхнему миоцену в составе сарматского, мэотического и понтического ярусов.

В последние годы накопился новый фактический материал, позволяющий в основании упомянутого вулканогенного комплекса выделить образования более древние, чем неоген.

Широко представлены породы мио-плиоцена и в пределах Варденисского синклинория. Здесь эти породы обнажаются к востоку от Айоцзорского перевала, к северу от сс. Таратумб, Шатин, Горбатех, Кавшуг, Котурван, Джермук. Почти всюду низы разреза представлены так называемой белесоватой свитой, состоящей из мелкообломоч-

ных туфобрекчий и пемзовых песков кремового, белого, желтоватого и розового цветов, по простирацию фациально замещающихся липаритами, обсидианами и другими разностями кислой магмы.

Свита эта без видимого углового несогласия перекрывается вулканогенными породами, мощностью до трехсот метров, представленными, в основном, андезитами, реже андезито-дацитами. На ограниченных участках вулканогенная толща по простирацию фациально замещается отложениями типично озерного происхождения, в том числе песками, глинистыми песками, сухими слоистыми глинами с остатками наземной и водной флоры и ихтиофауны.

Своеобразный разрез отложений мио-плиоцена обнажается в двух-трех километрах к востоку от с. Котурван из-под нижнечетвертичных лав. Разрез этот отличается тем, что в низах своих сложен породами озерного происхождения.

Наличие таких пород, весьма важных для решения вопроса о возрасте вулканогенных образований, впервые было отмечено А. А. Асатрянном, им же был составлен схематический разрез. В дальнейшем, учитывая важность находки, породы этого разреза были детально изучены. Восходящий разрез указанных пород в ущелье Саргдара следующий:

1. Над значительно дислоцированными вулканогенными породами среднего эоцена, прорванными гранитоидными интрузиями, с резким угловым и азимутальным несогласием залегает андезит со светло-розовой основной массой; мощность 20 м.

2. Пехштейн (водосодержащий обсидиан) смоляно-черного цвета, ломкий, с раковистым изломом. Редко в породе выделяются идиоморфные кристаллы полевого шпата; мощность 2 м.

3. Песчаник глинистый, серого цвета; состоит из обломков кристаллов полевого шпата, крупных выделений пирита и обломков вулканического стекла; мощность 1,2 м.

4. Песчаник глинистый, массивный, без следов наслоения, темно-серого цвета с большим количеством водной флоры (*Potamogeton* sp.; *Тгара* sp.).

Глина песчанистая, тонкослоистая, серого, зеленовато-серого цветов с редкими остатками рыб, среди которых удалось выделить неполные скелеты двух рыб размером до 15 см, по предварительным определениям В. В. Богачева—неогенового облика; мощность 1 м.

6. Глина песчанистая, тонкослоистая (сланцеватая) серого и зеленовато-серого цветов с обильными остатками флоры *Populus attenuata* A. Br.; *P. nigra* L.; *P. tremula* L.; *Quercus pseudocastanea* Goepf; *Ulmus campestris* v. *hajotsdzorica* Gokhtuni; *Acer monspessulanum* L. A. *anomalum* Pop; *A. subcampestre* Goepf. *Vitis zaisanica*; мощность 22 м.

7. Глина песчанистая, тонкослоистая с остатками отпечатков плодов *Corylus* sp.; *Fraxinus* sp.; *Quercus* sp.; мощность 8 м.

8. Пемзовый песчаник, слоистый с глинистым цементом, кремового и желтовато-кремового цветов; мощность 23 м.

9. Пемзовыйй песчаник, рыхлый, местами сыпучий кремово-белого цвета; мощность 32 м.

10. Туфопесчаник грубозернистый, в котором обломочный материал состоит из слабоокатанных кусков вулканических пород; мощность 17 м.

11. Туфобрекчия мелкообломочная, обломки состоят из неокатанных, реже слабоокатанных андезитов темно-серого и синевато-серого цвета; мощность 26 м.

12. Неоднократное чередование грубых туфопесчаников, туфоконгломератов и туфобрекчий, отличающихся между собой степенью окатанности и размерами обломочного материала, причем грубообломочные разности выступают в виде карнизов, а песчанистые разности образуют пологие склоны; мощность 40 м.

Описанные отложения составляют верхнюю половину вулканогенной толщи Малого Кавказа, вопрос о возрасте нижней части которой разбирался выше.

Последующими работами большинства геологов Малого Кавказа было доказано, что толща (по всей своей мощности) по возрасту не единая. Верхняя часть ее в пределах исследованной нами области относится к верхнему миоцену и к низам плиоцена. Изучение собранной А. А. Габриеляном и обработанной А. Л. Тахтаджяном ископаемой флоры из окрестности с. Гортун (*Betula macrophylla* Heer; *B. prisca* Ett; *B. brongniartii* Ett; *Salix varians* Goepp; *Acer hyrcanum* F. et M.; *Ulmus carpinoideus* Goepp; *Carpinus grandis* Ung и др.) и нами из с. Котурван исключает олигоценовый возраст. Собранный В. Н. Котляром в 20-х годах флора (место которой в литературе не указано, а говорится лишь о приуроченности к северным отрогам Сюникского хребта), была обработана И. В. Палибиным и им был приведен небольшой список видов: *Phragmites oeningensis* A. Br; *Quercus gmelini* Ung; *Cinnamomum buchi* Heer; *C. scheuchzeri* Heer; *Laurus primigenia* Ung; *Laurus* sp.

Интересно, что обнаруженные нами в 1960 г. остатки очень плохой сохранности флоры у с. Зирак почти на уровне базальных конгломератов относятся к той же толще, что и флора, собранная В. Н. Котляром, датирующая олигоценовый возраст. Сравнивая эту флору с флорами сс. Гортун и Котурван, приходим к выводу, что первая—древняя флора, а Гортунская и Котурванская флоры более молодые, следовательно, вулканогенно-осадочная толща по возрасту не единая.

Описание материала

Семейство *SALICACEAE*

Род *Populus*

Вид *Populus attenuata* A. Br.

Табл. I, фиг. 1—2

1850. Unger—Gen. et sp. pl. foss. p. 417.
 1856. Heer—Fl. tert. Helvetiae, II p. 15, t. LVII, 8—12; LVIII, 1—4.
 1859. Ludwig—Foss. Pfl. ält. Abt. Rhein-Wetter. t. XXVI, fig. 9.
 1866. Unger—Syll. pl. III, p. 70. taf. XXII, fig. 15.
 1867. Unger—Fl. v. Kuml, p. 53, t. VI, fig. (29) 30.
 1883. Pilar—Fl. Susedana, p. 56, t. VII, fig. 3.
 1926. Principi—Fl. Polenta, p. 32, t. I—II, fig. 18.
 1933. Gotheran & Sapper—Neues z Tertiarflora Niderl. p. 10, t. I, fig. 12.

Исследованные отпечатки 34/58, 1/60. Обр. 34 почти полный отпечаток листа средней величины $6,2 \times 6,7$ см (без небольшого кусочка верхней левой части и верхушки) широко-яйцевидной формы с наибольшей шириной ниже середины листа, с черешком длиной 5,3 см. Черешок широкий, вероятно, плоский; основание широко-клиновидное; край зубчатый, зубцы высокие, направлены кверху, загнутые, разделены широкими выемками, на один см края листа приходится два зубца. Главная жилка слегка извилистая, базальные жилки отходят под углом 35° , слегка извилистые, они поднимаются до верхней трети листа, у края листа петлеобразно соединяются с вышележащей жилкой. От базальной жилки под углом 30° к краю листа отходят три жилки, которые дихотомируют, а у края листа соединяются между собой и дают ответвления в зубцы. Вторичные жилки в числе двух пар отходят под углом 25° , разветвляются, некоторые в нижней своей части, остальные в средней или в верхней, петлеобразно соединяются между собой, дают ответвления, идущие в зубцы. От вторичных жилок почти под прямым углом параллельно между собой отходят частые жилки третьего порядка, в середине листа они почти перпендикулярны главной жилке. Между ними хорошо видны жилки более мелкого порядка, разбивающие поверхность листа на ячейки округлой и многоугольной формы, причем первые преобладают.

Обр. 1—отпечаток крупного асимметричного листа $7 \times 8,7$ см ($5,4 \times 8,7$ см) широко-треугольный лист с наибольшей шириной у основания. Основание на одной половине широко-округлое, на другой слегка сердцевидное.

Зубцы высокие, загнутые кверху, на один см края листа приходится 1,5 зубца. Главная жилка извилистая, базальные жилки отходят под углом 50° и достигают, вероятно, верхней трети листа, вторичные в числе двух пар отходят под углом 30° и базальные вторичные жилки слегка дуговидно изогнутые. Третичные и более мелкие жилки хорошо видны, так же как у предыдущего отпечатка.

Сравнение. Исследованные отпечатки похожи на образцы из Энингена, Суседа. Из современных *Populus* ближе всего стоит к *Populus tremula* L.

Геологическое распространение. Известен из нижнего миоцена Веттерау, среднего миоцена Суседа, верхнего миоцена Энингена и Поленты.

Populus tremula L.

Табл. I, II, фиг. 3—4; 1—3.

1874. Schimper—Traité de Paleontologie vegetale Pl. LXXXIV, t. 15.
 1890. Zittel—Handbuch der Paleontologie Bd. II, fig. 275 (1).
 1905. Dode—Extraits d'une monographie inedite du genre „Populus”.
 1908. Gombocz—A Populus-nem monographiata, c. 85.
 1922. Depaze—Flore pliocene de la vallee du Rhône pl. IV (5), pl. XIV (2).
 1927. Laurentet et Marty—Fl. pliocene des cinerites des Hautes vall. de la Petite Rhue (Cantal) Pl. XVI, fig. 1.
 1929. Stojanoff und Stefanoff—Beitrag zur Kenntnis des Pliozän. der ebene von Sofia, Tab. IV, fig. 7—8.
 1935. Stefanoff and Jordanoff—The Pliocene Flora of Sofia p. 30, fig. 29, pl. VII, fig. 1—3.
 1942. Kräusel & Weland—Tertiäre und quart. pfl. aus den vulcanischen Tuffen des Eifel, t. II, fig. 7—13.
 1952. Колаковский—Плиоценовая флора Сухуми, стр. 117, табл. X., рис. 3, 4.
 1958. Grangeron—Corlon . . . pl. XVI, fig. 1.
 1959. Ратиани—Некоторые данные о плиоценовой флоре Сухуми, табл. 6, рис. 6.

Исследованные отпечатки: 5а/58, 6/58, 26/58, 28/58, 49/60, 194/60.

Листья широко-округлые 9,5--5 см длиной, 9—5 см шириной, с длинным черешком по 5—6 см длиной, основание широко-клиновидное или округлое, край листа неравномерно-выемчато-зубчатый, зубцы более или менее высокие и направлены вверх. Главная жилка толстая, почти прямая, базальные жилки отходят под углом 45—35°, дуговидно изгибаясь, поднимаются выше середины листа, подходя к краю листа, петлеобразно соединяются с вышележащими жилками. От базальных жилок к краю листа отходят под углом 50° 4—6 пар жилок, которые подходят к краю листа, петлеобразно соединяются. Самая нижняя пара этих жилок идет почти параллельно основанию. Вторичные жилки в числе 3—4 пар отходят к краю листа под углом 35° и петлеобразно соединяются. Почти под прямым углом отходят жилки третьего порядка, образуя ломаные линии.

Сравнение. Исследованные отпечатки похожи на ископаемые виды из Центральной Франции, Софии, Сухуми.

В настоящее время *Populus tremula* L. произрастает в лесах всех типов, чаще по опушкам, прогалинам и буреломам; а также в березниках и самостоятельно небольшими рощами, особенно на местах вырубок, по оврагам, берегам водоемов и окраинам болот. Судя по величине листьев исследуемых отпечатков, мы имеем дело с приречными экземплярами.

Геологическое распространение. Известен из плиоценовых отложений южной и средней Европы и Сухуми.

Populus nigra L.

Табл. II, III, фиг. 4—6; 6—1; 1

1905. Dode—Extraits d'une monographie inedite du genre „Populus”.
 1908. Gombocz—A Populus-nem monogr. c. 85.

1922. Depape—Flore pliocene de la vallee du Rhône pl. IV, f. 6—8.

1935. Stefanoff and Jordanoff—Studies upon the pliocene Flora of the plain of Sofia p. VII, f. 4.

1939. Madler—Die pliozäne Fl. von Frankf. am Main, t. 5, fig. 18—19.

1956. Колаковский—Плиоценовая флора Дуаба. Табл. 8, рис. 2.

Исследованные отпечатки: 16/58, 20/58, 23/58, 30/58, 38/58, 11/59, 21/60, 47/60, 51/60, 69/60, 91/60.

Листья широко-треугольные или ромбические с 8,5—3,9 см длиной, 10—2,8 см шириной, основание клиновидное или почти усеченное, край мелкопильчатый или зубчатый, зубцы невысокие направлены кверху.

Главная жилка толстая, прямая, базальные жилки отходят под углом 60°, слегка изгибаясь, поднимаются на одну четверть длины стороны листа, подходя к краю листа, петлеобразно соединяются с вышележащей жилкой. От базальных жилок к краю листа отходят 7—4 пары жилок под углом 45°, которые сильно дугообразно изгибаются и идут в зубцы, первая же пара идет почти параллельно основанию. Вторичные жилки отходят под углом 70—50° к краю листа, петлеобразно соединяются у самого края, верхние вторичные жилки сильно дугообразно изогнуты. Имеются и промежуточные жилки, которые теряются где-то в середине листа. Почти под прямым углом отходят жилки третьего порядка, участки между которыми занимают ячейки, составленные жилками более мелких порядков.

Несколько особняком от типичных *Populus nigra* стоят два отпечатка 20/58 и 11/59, сохранившие признаки *P. latior*, но больше подходят к *P. nigra* L. (особенно характер жилкования).

Сравнение. Исследованные образцы похожи на отпечатки из Франкфурта-на-Майне и из флоры Дуаба.

Интересно отметить, что наличие отпечатков, несущих признаки как *Populus latior*, так и *P. nigra* L. позволяет нам сделать вывод, что предком *P. nigra* L. является *P. latior*, и этот переход происходит очевидно в этот период.

В настоящее время *P. nigra* L. произрастает на галечниках и песчанистых отмелях, по долинам рек и на приречных лугах, реже по террасам.

В Армении *P. nigra* L. произрастает около с. Малое Мегри (сб. 1939 г.), причем листья с оттянутыми верхушками известны из гор. Камо (сб. 1926 г.) с усеченным основанием.

Геологическое распространение. Известен из нижнего плиоцена Франкфурта-на-Майне, долины Роны, среднего плиоцена Грузии и верхнего плиоцена Софии.

Семейство FAGACEAE

Род *Quercus*

Вид *Quercus pseudocastanea* Goepf.

Табл. IV, фиг. 2—3а

1852. Goepfert—Beit. z. Tertiärfll. Schles. p. 18, t. XXXV, f. 1—2.

Таблица I



Populus attenuata A.Bz. figs 1-2.
Populus tremula L. figs 3-4



Populus tremula L. figs 1-3
Populus nigra L. figs 4-6



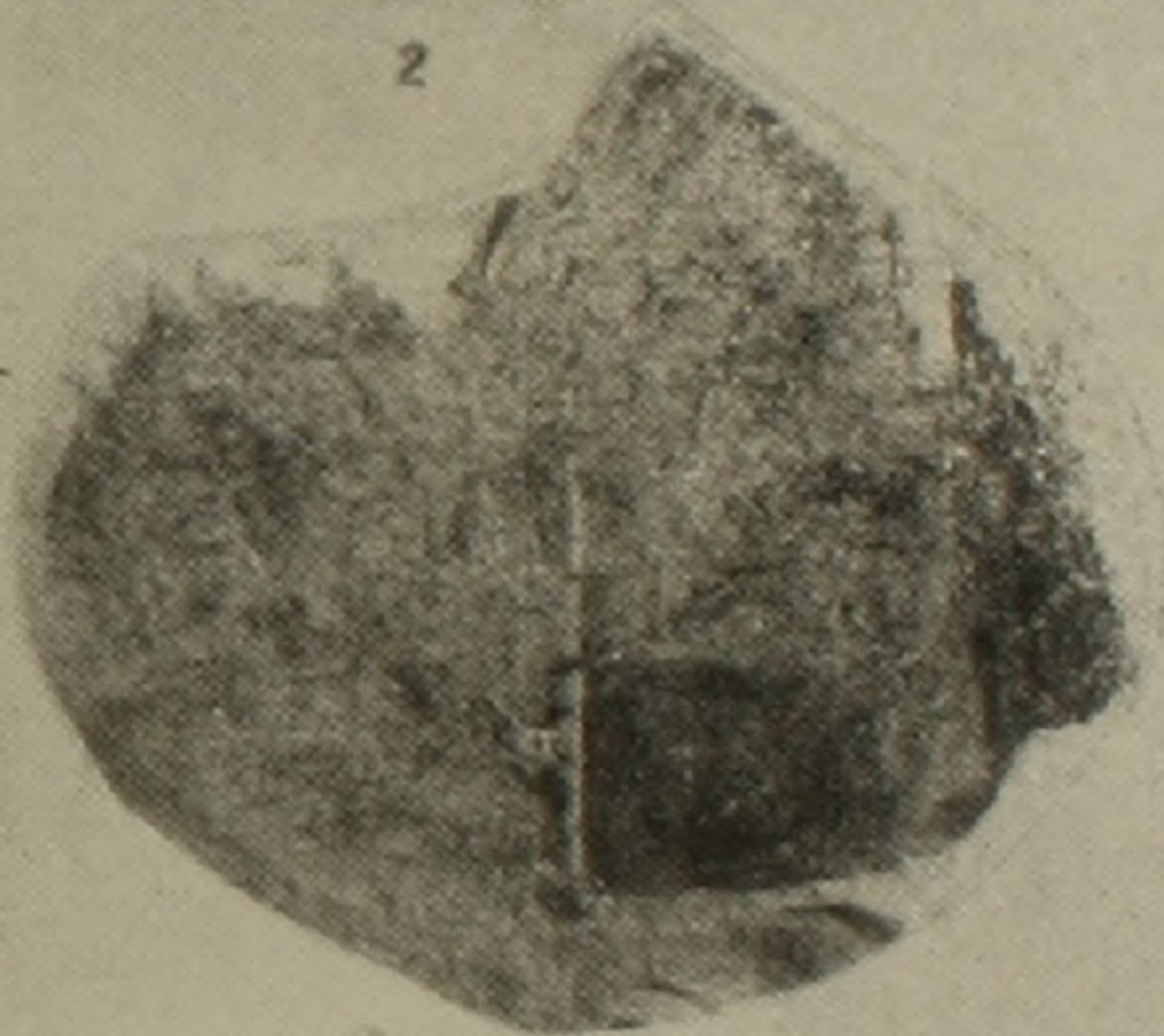
1



2



3



4



5



Populus nigra L. фаз. 1-6⁶



Populus nigra L. que 1

Quercus pseudocastanea goerr que 2-3a

Ulmus campestris var *hajatsdzorica* gokhtuni que 4-13



10

Acer monspessulanum L. fig. 1

Acer anomalum Boiss. fig. 2

Acer subcampestre Zucc. fig. 3-4

Urtica zoissonica Boiss. fig. 5-10



1



2



3



4



5

1856. *Quercus pseudorobur*—Kovats. *Edöbonye*, t. I, t. II, f. 9.
 1859. *Massalongo e Scarabelli*—*Fl. Senig.* t. XXII—XXIII, f. 6.
 1865. *Sismonda*—*Piemont*, pl. XV, fig. 2.
 1881. *Quercus robur pliocenica*—Saporta, *Die pflanzenwelt*, p. 331, fig. 108 (2).
 1906. Menzel-Senftenberg, p. 63, t. III, f. 6, 18, 20, 21, t. VIII, fig. 4—5.
 1908. *Quercus robur pliocenica*—Enkelhardt & Kinkel, *Fl. Frankfurter klärbeckes*, p. 243, t. 28, fig. 18a-e.
 1919. Kränzel—*Die Pflanz. d. schl. Terf.* p. 134, t. III, fig. 9—10.
 1929. *Quercus robur* older Ber—Stojanoff und Stefanoff. *Fl. v. Sofia*, t. VIII, fig. 14.
 1954. Пименова—Флора Амвросиевки, стр. 52, табл. 14, рис. 1—4.
 1955. Якубовская—Сарматская флора Молдавской ССР, стр. 50, табл. 2, 7; табл. 3, фиг. 4—5.
 1960. Корнилова—Фл. Кушука, стр. 46, табл. 3, фиг. 9—9а, табл. 19, рис. 3.

Исследованные отпечатки: 10/59, 46/60 с противоотпечатком.

Листья удлинено-овальные 4—4,5 см длиной, 2,1—2,4 см шириной, с коротким черешком, основание округлое, край листа выемчато-зубчатый, зубцы тупые или слегка пригнутые треугольной формы, наружная сторона длинее внутренней. Главная жилка толстая, к вершине утончается, вторичные жилки в числе 6—7 пар отходят в зубцы под углом 40—55°, они простые, дуговидно изогнутые, очередные. Жилки третьего порядка отходят под прямым углом и разбивают поверхность листа на почти правильные прямоугольники.

Сравнение. Исследованные отпечатки похожи на Амвросиевские отпечатки *Quercus pseudocastanea* Goerr. и на отпечатки этого же вида из Зенфтенберга. Несколько отличаются отпечатки этого же вида из Кушука; у последних зубцы изогнутые кверху, что не наблюдается у исследованных отпечатков. *Quercus pseudocastanea* считают предком робуроидных дубов, с чем мы вполне согласны, ибо, просмотрев весь Кавказский гербарий, можно сравнить исследованные отпечатки с современным видом *Quercus hartwissiana*, который также относится к подсекции *Robur*.

На Кавказе этот вид произрастает в лесах приморской и нижней горной зоны 1000—1200 м над уровнем моря (Зап. Закавказье и Предкавказье).

Геологическое распространение. Известен из нижнего миоцена Кушука, сармата Амвросиевки и Насланцев, из верхнего миоцена Эрдебенья, Синигальи, Зенфтенберга и из плиоцена Глейхенберга. Пьемонта.

Семейство *ULMACEAE*

Род *Ulmus*

Вид *Ulmus campestris* v. *hajotsdzorica* Gokhtuni

Табл. IV, фиг. 3—13

Исследованные отпечатки: 2/58, 12/58, 18/58, 29/58, 9/59, 15/59, 3/60, 7/60, 12/60, 46/60.

Диагноз. Листья мелкие эллиптические или яйцевидные, основание неравнобокое, округло-клиновидное, край листа с простыми зубцами. Главная жилка мощная, вторичные жилки супротивные и очередные. У окончаний дихотомирующие, заканчиваются в зубцах, третичные жилки перпендикулярны вторичным жилкам.

Небольшие листья, размеры которых колеблются 5—2,7 см длиной и 2,5—1,3 см шириной. Форма листа от узко-эллиптической до яйцевидной. Основание неравнобокое или слегка неравнобокое, клиновидное или округлое. Край зубчатый, зубцы в основном простые, округлые, реже в нижней части листа встречаются двойные зубцы, большей частью зубцы невысокие, но у некоторых отпечатков зубцы с оттянутыми загнутыми верхушками. От главной жилки на расстоянии 1,5—2 мм друг от друга под углом 60—30° отходят в зубцы почти параллельные между собой 10—15 пар вторичных жилок, причем большинство из них на две трети своей длины дихотимирует, нижние вторичные жилки супротивные и образуют тупой угол, остальные же очередные. От вторичных жилок почти под прямым углом отходят жилки третьего порядка, которые разбивают участки между вторичными жилками на вытянутые многоугольники, в некоторых из них едва заметны жилки более мелких порядков.

Сравнение. Исследованные образцы укладываются в рамки *U. campestris* частым дихотомированием вторичных жилок, формой листа и основания. Отличаются простыми зубцами с оттянутой верхушкой, тупым углом между супротивными жилками и величиной листа. Для типичного *Ulmus campestris* характерен прямой угол между жилками.

Просмотрев большой фактический материал по *Ulmus* мы пришли к выводу, что исследованные отпечатки на основании сходства и различий можно отнести к *Ulmus campestris* v. *hajotsdzorica*, причем по гербарию мелколистный *Ulmus campestris* характерен для сухих местообитаний, что является важным моментом для изучения этой разновидности.

Дальнейшие сборы из разных пунктов позволят нам проверить насколько выявленные особенности были характерны для плиоценового вида ряда *Ulmus campestris* в Армении.

Семейство ACERACEAE

Род *Acer*

Вид *Acer monspessulanum* L.

Табл. V. фиг. 1

1908. Engelhardt & Kinkelin—Oberpliozäne Flora und Fauna et Untermain. d. Frankr. p. 258, t. 34, f. 14a-c.
 1935. *Acer monspessulanum* v. *ibericum*—Stefanoff and Jordanoff, Fl. of Sofia, t. XXII, fig. 1—8.

1939. *Acer monspessulanum* v. *pllocenicum*—Mädler, Fl. v. Frankfurt am Main, t. IX, fig. 11—12.

1958. Grangeron—Corlon Pl. XXXVI, fig. 3.

Исследованные отпечатки: 1/58, 2/60.

Небольшие трехлопастные листья с коротким черешком 3,3—3 см длиной, 6—4,8 см шириной, с сердцевидным основанием; все три лопасти почти равные, продолговато-овальные, край лопастей гладкий. Базальные жилки отходят под углом 85° в вершину лопастей. От базальных жилок к краю боковых лопастей под углом 50° отходят дуговидно изогнутые жилки, подходя к краю листа, петлеобразно соединяются друг с другом. От средней жилки под углом 60° отходят 9 пар очередных жилок, которые, подходя к краю листа, петлеобразно соединяются. Жилки более мелкого порядка под различными углами отходят от жилок второго порядка и разбивают поверхность листа на ячейки разной формы.

Сравнение. Просмотрев весь общий и Кавказский гербарий, исследованные отпечатки относим к *Acer monspessulanum*. Очень похожи листья экземпляров из Баварии, собранные Виртгеном (Fl. der Bayer Rheinpflanzen, 27.V.1899 г.). У этих экземпляров, как и у исследованных отпечатков, базальные жилки идут почти под прямым углом, а край листа совершенно гладкий.

В настоящее время этот вид распространен на юге Франции, на сухих, каменистых местах в Южной Европе, Алжире, в северной Персии. На Кавказе этот тип произрастает в восточном и южном Закавказье в сухих лесах в среднем горном поясе 700—1800 м (здесь он приводится как *Acer monspessulanum* v. *ibericum* из ряда *monspessulana*).

Геологическое распространение. Известен из верхнего миоцена Ардеша, нижнего плиоцена Франкфурта-на-Майне и верхнего плиоцена Софии.

Acer subcampsetre Goepf.

Табл. V, фиг. 3—4

1855. Goepfert—Fl. Schosnitz, p. 44, t. XXII, fig. 16—17.

1906. Menzel—Fl. Senftenberg, p. 103, t. V, fig. 28, t. VI, fig. 2, 10, 11.

1914. Криштофович—Последние нах. сот. сармат и мезотической фл. на юге России стр. 591, фиг. 12—13.

1919. Kräusel—Pfl. Schles. Tertiärs, p. 170.

1936. Pop—Fl. Borsec, p. 165, tab. XIX, fig. 18.

1951. Czeczottowa—Fl. Zalesiec, tab. XI, fig. 2.

1954. Пименова—Сарматская флора Амвросиевки, стр. 84, табл. 26, фиг. 5.

1955. Якубовская—Сарматская флора Молдавской ССР, стр. 79, табл. 7, фиг. 5.

Исследованные отпечатки: 28/60, 37/60.

Небольшие листья 3—2,7 см длиной, 4—3,5 см шириной, дланевидно-раздельные с тремя крупными лопастями и с двумя нижними небольшими лопастями с сердцевидным основанием. Верхняя лопасть

к основанию несколько сужена, с двумя супротивными зубцами и слегка заостренной верхушкой, боковые лопасти несколько уступают по размерам верхней лопасти. Они с острой верхушкой и двумя зубцами, нижние боковые лопасти в виде зубцов. Жилок первого порядка пять. Средняя жилка с боковой жилкой образует угол $55-60^\circ$, средняя жилка с нижней боковой жилкой образует угол больше прямого.

Сравнение. Исследованные отпечатки близки в Амвросиевском отпечаткам. *Acer subcampestre* принадлежит к секции *Palaeo-campreste* и обнаруживает родственные связи с *A. campestre*. *Acer campestre* растет в лиственных лесах и рощах по опушкам и в кустарных зарослях, на склонах холмов и по высоким берегам рек, предпочитает места с достаточно увлажненной почвой, ограничивается средним горным поясом.

Геологическое распространение. Известен из нижнего сармата Крынки, Амвросиевки, Насланцев, из среднемиоценовых отложений Соснице и Зенфтенберга и плиоценовых отложений Борсека.

Acer anomalum Pop

Табл. V, фиг. 2

1936. Pop—*Flora pliocenica de la Borsec*, p. 165, t. VIII, fig. 9, t. XIX, fig. 17.

Исследованный отпечаток 89/60 маленький трехлопастный лист 3,1 см длиной и 2,3 см шириной, с очень короткими боковыми лопастями, которые составляют по длине одну треть длины средней лопасти; основание округлое, выемчатое, край листа гладкий. Средняя лопасть заостренная, боковые лопасти притупленные. Боковые жилки отходят под углом 50° , жилки же второго порядка отходят под углом 40° , дуговидно изогнутые, подходя к краю листа, петлеобразно соединяются.

Сравнение. Исследованный отпечаток очень похож на *Acer anomalum* из Борсека, только у последних угол отхождения боковых жилок больше—ближе к прямому. По характеру жилкования этот вид близок к *Acer monspessulanum* L. Поп же считает вид *Acer anomalum* близким к группе *A. decipiens*. Собственно говоря, *A. decipiens* является ископаемым видом группы *Acer monspessulanum* L. Просмотрев фактический материал, мы отмечаем, что *Acer* с недоразвитыми боковыми лопастями характерен для плиоцена, конечно, учитывая, что лист рода *Acer* дает очень много вариаций. Именно в плиоценовый период наблюдается такая тенденция к сокращению боковых лопастей листа *Acer*.

Семейство *VITACEAE*

Род *Vitis*

Вид *Vitis zaisanica* Balk.

Табл. V—VI, фиг. 5—10; 1—5

1956. Палеоботаника, т. I, стр. 144, рис. 71, 72, табл. 44, фиг. 4—5; табл. 45, фиг. 1—4.

Исследованные отпечатки: 6/60, 6/60, 8/60, 10/60, 23/60, 27/60, 33/60, 39/60, 94/60 с противоотпечатком.

Листья трехлопасные, средних размеров 2,5—5 см длиной и 3,5—7 см шириной, с вытянутой суженной верхушкой, у некоторых экземпляров верхушка притупленная, основание сердцевидное, слабо асимметричное, край листа двоякопильчатый. Центральная лопасть широкая, треугольная, боковые лопасти образуются около середины листа или чуть выше, они суживаются в несколько оттянутой книзу верхушке. Главная жилка толстая, вдавленная, к вершине утончается. Базальные жилки изогнутые, отходят под углом 40—55°. Ниже основания базальных жилок отходят дополнительные базальные жилки, образующие с главной жилкой тупой угол, реже прямой. Вторичные жилки в числе 3—5 пар отходят в зубцы под углом 30—45°, или же, подходя к краю листа, ветвятся; они изогнутые, в основном очередные, реже супротивные. Расстояние между базальными жилками и первой парой вторичных жилок больше, чем между вторичными жилками.

Основные и дополнительные базальные жилки дают ответвления к краю листа. Сеть третичных жилок сохранилась на одном отпечатке. Третичные жилки, отходя от вторичных почти под прямым углом, располагаются ломаными линиями между вторичными жилками.

Сравнение. Исследованные отпечатки похожи на рис. 5, табл. 44 (Криштофович и др. 1956 г.). Отличаются в общем от Ашутасских отпечатков листьев размерами листа и слабо выраженной асимметричностью листа. Как исследованные отпечатки листьев *Vitis zaisanica* Baik., так и Ашутасские отпечатки этого вида отличаются от *Vitis teutonica* двоякой зубчатостью, изгибом боковых лопастей книзу. *Vitis zaisanica* по форме листа, по характеру зубчатости сходен со многими ныне живущими видами из Америки; очень возможно, что он является предком целого ряда американских видов.

Геологическое распространение. Известен из олигоценовых отложений г. Ашутас.

З а к л ю ч е н и е

Нижнеплиоценовые флоры восточного и южного Закавказья отличаются малой оригинальностью, которая выражается в обеднении древних вечнозеленых видов, если они и встречаются, то крайне мало и редко. Сравнивать плиоценовые флоры Армении и Грузии нельзя, так как последние отличаются богатым видовым составом и большим разнообразием, кроме того, обилием термофильных видов (влажносубтропические и теплоумеренные).

В Армении неогеновые флоры известны из сарматских отложений Раздана, из нижнеплиоценовых отложений Мегри и Гортуна, среднеплиоценовых отложений Базарчая; сюда относятся и исследованная нами Котурванская флора.

По И. В. Палибину, сарматская флора Армении характеризуется широколиственным лесом, представленным грабами, дубами, зельквой, орехом. Эта флора сложилась из мощных типов арктотретичного характера и некоторого количества южных элементов, пришедших из стран, окружающих Средиземное море.

Совершенно иной характер носит Мегринская флора. Состав флоры горный, климат, по-видимому, был субтропическим, средиземноморского типа с очень сухим и жарким продолжительным летом и относительно мягкой дождливой зимой. Гортунская и Базарчайская флоры представлены современными видами. При сопоставлении видового состава исследованной Котурванской флоры с молодыми флорами наблюдается любопытный факт: единственно общим видом является *Acer monspessulanum* и тот во флоре Базарчая приводится как *Acer monspessulanum* var. *ibericum*.

Нами из Котурванской флоры определены следующие виды:

1. *Populus attenuata* A. Br. (2 образца)
2. *Populus tremula* L. (6 образцов)
3. *Populus nigra* L. (11 образцов)
4. *Quercus pseudocastanea* Goepp. (2 образца)
5. *Ulmus campestris* var. *hajotsdzorica* Gokht. (10 образцов)
6. *Acer monspessulanum* L. (2 образца)
7. *Acer subcampestre* Goepp. (2 образца)
8. *Acer anomalum* Pop (1 образец)
9. *Vitis zaisanica* Baik. (10 образцов)

При сравнении Котурванской флоры со всеми ископаемыми флорами третичного периода Армении и отчасти Кавказа нами для Армении впервые приводятся следующие виды (Кавказ, будет отмечен особо).

1. *Populus attenuata* A. Br.
2. *Populus tremula* L.
3. *Populus nigra* L.
4. *Ulmus campestris* v. *hajotsdzorica* Gokhtuni (новая разновидность)
5. *Acer subcampestre* Goepp. (для Кавказа)
6. *Acer anomalum* Pop. (для СССР)
7. *Vitis zaisanica* Baik. (для Кавказа)
8. *Quercus pseudocastanea* Goepp.

Котурванская флора очень бедная, она представлена почти ныне живущими видами, вечнозеленые виды полностью отсутствуют.

Интересным моментом, с которым мы столкнулись при обработке Котурванской флоры, является наличие рода *Populus*. Нами определены три вида: *P. attenuata*, *P. tremula*, *P. nigra*. Необходимо отметить, что некоторые авторы *P. attenuata* объединяют с *P. latior* (Колаковский и др.), мы же считаем *P. attenuata* вполне самостоятельным видом. На ископаемом материале, которым мы располагаем, можно най-

ти переход от *Populus attenuata* к *Populus tremula*, но так как крайние формы отличаются друг от друга, мы считаем возможным принять их как два самостоятельных вида.

В рамки вида *Populus nigra* вошли два отпечатка, у которых сохранились признаки как *Populus latior*, так и *P. nigra*, следовательно наблюдается второй ряд *Populus latior*—*P. nigra*. Надо полагать, что именно в этот период формировались два вида: *Populus tremula* и *Populus nigra*. Дополнительные сборы из разных пунктов позволят нам с большей уверенностью говорить об этом.

Судить о климате периода, к которому относится исследованная нами флора, позволяют виды *Ulmus campestris* v. *hajotsdorica* и *Acer monspessulanum*. Эти два вида произрастают на сухих каменистых склонах. Мелколистные формы *Ulmus campestris* приводятся для сухих склонов, а выделенная нами разновидность характеризуется мелколистностью. Что касается *Acer anomalum*, то интересно отметить, что, несмотря на сильную изменчивость листовой пластинки этого рода, листья с вытянутой средней лопастью и короткими боковыми лопастями характерны для плиоцена; именно в плиоцене наблюдается такая тенденция листовой пластинки рода *Acer*.

О ксерофильных условиях существования говорят отпечатки, относящиеся к *Acer subcampestre*.

Большим количеством отпечатков в исследованной флоре представлен *Vitis zaisanica*. На основании тех отличий, которыми мы располагаем, *Vitis zaisanica* выделить в самостоятельный вид преждевременно, поскольку листья даже в пределах одного экземпляра сильно варьируют.

В ы в о д ы

Обработка и изучение Котурванской флоры позволяют нам сделать следующие выводы:

1. Судя по сохранности материала, мы имеем дело с монотонным комплексом (по И. А. Ильинской), то есть комплексом, не несущим следов предварительного переноса и собранным из участков, на протяжении которых видовой состав существенно не изменялся.

2. Наличие *Populus tremula* и *Populus nigra* говорит о том, что они произрастали в приречных районах.

3. Остальные виды являются ксерофильными и их наличие в Котурванской флоре говорит о сухом и жарком климате данного периода.

4. Исходя из общего облика Котурванской флоры и того, что ряд видов: *Populus tremula*, *Populus nigra*, *Acer monspessulanum* приводится из плиоценовых отложений южной Европы и Кавказа, можно сказать, что толща, содержащая ископаемую флору, датируется нами не древнее плиоцена.

Возможно, что дальнейшие исследования и сборы материала из разных пунктов позволят нам гораздо подробнее датировать возраст этой толщины.

УГ и ОН при СМ
Армянской ССР

Поступила 5.III.1963

Ն. Դ. ԿՈՂԹՈՒՆԻ

ԿՈԹՈՒՐՎԱՆԻ ԲՐԱՅՈ ՖԼՈՐԱՆ

Ա Վ Փ Ո Փ Ա Ն Վ

Սույն հոգվածում բերվում է բրածո ֆլորայի 9 ձևերի նկարագրություններ, որոնք հավաքված են Եղեգնաձորի շրջանի Կոթուրվան գյուղից 2—3 կմ. դեպի արևելք:

Այս ֆլորայի մշակումը հնարավորություն է ապահովում պարզելու հրաբխածին-նստվածքային հաստվածքի վերին մասի հասակի վիճակի հարցը:

Որոշված ձևերից մեկը նոր տարատեսակ է, մի ձև՝ առաջին անգամ է նշվում ՍՍՏՄ-ի, երկու ձև՝ առաջին անգամ Կովկասի, 5 ձև՝ առաջին անգամ Հայկական ՍՍՏ տերիտորիայի համար:

Բոլոր այս ձևերը խոսում են տվյալ ժամանակաշրջանում չոր, տաք կլիմայի և քսերոֆիլ պայմանների առկայության մասին: Բրածո ֆլորայի հիման վրա հաստատվում է ներփակող ապարների՝ հրաբխածին-նստվածքային հաստվածքի հասակը, որպես պլիոցենից ոչ հին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде. Уч. записки Казанского ун-та, том 108. кн. 3, вып. 7. Казань, 1948.
2. Вегуни А. Т. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Ворotan. Дис. работа на соискание уч. степени канд. геолого-минералогических наук. Ереван—Ленинград, 1961.
3. Габриелян А. А. Третичные отложения западного Даралагеца (Отчет по работам 1945 г.) ИГН АрмССР, Ереван, 1946.
4. Колаковский А. А. Ископаемая деидрофлора Кавказа. Тр. Тбилисского Бот. ин-та, т. 17, Тбилиси, 1955.
5. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
6. Тахтаджян А. Л. Ископаемая флора с рудной площади Агарака в Мегринском районе АрмССР. Бот. журнал, т. 41, № 5, 1956.
7. Grangeron. Contribution a l'etude de la paleontologie vegetale du massif (Ardeche (Sud. Est du massif cent. Français) mem. de la Societe d'Histoire nat. № 6, 1958.
8. Principi. Le flore del Neogene 1942.

СТРАТИГРАФИЯ

Р. Н. МАМЕДЗАДЕ

ФАЦИИ, ПАЛЕОБИОНОМИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
МЕЖДУРЕЧЬЯ КОШКАРЧАЙ И ДЕБЕД В НИЖНЕСЕНОНСКОЕ
ВРЕМЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Верхнемеловые отложения в междуречье Кошкарчай и Дебед развиты довольно широко. Наличие в них различных полезных ископаемых — копала, марганцово-железистой руды, бентонитовой глины и др., естественно издавна привлекало к себе внимание исследователей. Однако, несмотря на то, что изучением меловых отложений в разное время занимались К. Н. Паффенгольц, М. М. Алиев, В. П. Ренгартен и др. до настоящего времени в этой области продолжает оставаться ряд нерешенных вопросов, которым и посвящена настоящая статья.

В результате палеонтолого-стратиграфических исследований на территории Шамхорского, Таузского и Казахского районов Азербайджанской ССР, и, частично, Ноемберянского и Шамшадинского районов Армянской ССР, нами собран богатый фаунистический материал, на основании анализа которого несколько раньше (1960, 1961) была предложена новая стратиграфическая схема подразделения верхнемеловых отложений изученной области.

Нами выделяются три участка осадконакопления — Шамхорско-Дзегамский синклиний. Таузский и Акстафинский заливы, несколько отличающиеся друг от друга как в литологическом, так и в фаунистическом отношении.

Широкое развитие в указанной области получили отложения нижнего коньяка; они легко выделяются по литологическим признакам и хорошо охарактеризованы палеонтологически. В юго-восточной части изученной территории, в районе возвышенности Еленсутапа указанные отложения трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании ложатся на породы верхней юры.

В нижней части их развиты разнотернистые песчаники, переполненные актеонеллами и пектункулусами. Выше отмечен пласт биотитового туфа, вновь перекрытого известковистыми песчаниками, аргиллитами и мергелями. Вверх по разрезу появляются прослои туфобрекчий.

Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи нижнего коньяка равна 216 м.

Северо-западнее описанного разреза, на правом берегу Джагирчай, на склонах возвышенности Учгюль, отложения нижнего коньяка

трансгрессивно залегают на эффузивную толщу байоса. Сложены они туфопесчаниками и мергелями с прослоями гравелитов. Мощность их уменьшается до 70 м.

По литологическому составу отложения нижнего коньяка Таузского залива несколько отличаются от указанных выше. В основании их наблюдаются конгломераты и гравелиты, состоящие из вулканогенного материала.

Близ сс. Товуз и Парвакар отложения нижнего коньяка представлены чередованием туфопесчаников и туфоконгломератов, общей мощностью около 70—80 м.

Восточнее, в окрестностях с. Верхнее Оксюзлю, в их составе значительную роль играют аргиллиты и мощность отложений увеличивается до 268 м.

Отложения нижнего коньяка Акстафинского залива выражены чередованием известняков, песчаников и мергелей.

Северо-западнее с. Айрум, они трансгрессивно залегают на отложения сеномана, имея в подошве пласт грубого конгломерата; мощность 40 м.

Состав фауны нижнего коньяка довольно разнообразен; главную роль играют гастроподы, пелециподы и брахиоподы, значительно реже встречаются аммониты и ежи. Распределение фауны как в качественном, так и количественном отношении крайне неравномерное.

В разрезе нижнего коньяка Шамхорско-Дзегамского участка выделяются три биоценоза. Первый из них, встреченный в низах свиты, приурочен к сильно известковистым песчаникам и органогенным известнякам; представлен он, главным образом, гастроподами и пелециподами. Комплекс брюхоногих характеризуется преобладанием туррителлид и актеонеллид, и, в основном, представлен следующими родами *Tylostoma*, *Trajanella*, *Haustator*, *Plesioptychus*, *Echocircus*, *Actaeonella* и др.

Представители рода *Haustator* являются жителями мелководья.

На мелководный характер морского бассейна указывают представители *Tylostoma*; толстостенность и большие размеры их раковин указывают на теплое, богатое известью море.

Обитателями мелководья являются плезиоптихисы, ведущие полуприкрепленный образ жизни в гиппуритовых фациях. Они встречаются большими сообществами, ассоциируя с крупными заднежаберными—*Actaeonella* и *Trochactaeon* [3].

Встреченные в описанном биоценозе редкие представители *Echocircus* характеризуются наличием крупных массивных бугорков, тесно сближенных друг с другом. Благодаря им раковины утяжеляются, приобретают большую прочность и как указывает В. Ф. Пчелинцев [13] «оказываются, несмотря на малую величину, столь же хорошо приспособлены к условиям внешней среды фаций типа Гозау, как и крупные тяжелые раковины заднежаберных и нериней, более многочисленные в этих фациях».

Обобщая указанные данные о брюхоногих, можно сделать заключение, что обитали они в прибрежной части моря, в его литоральной и сублиторальной зонах. Мелководный характер ареала обитания гастропод подтверждается и присутствием представителей пластинчатожаберных. Встреченные здесь пектункулулы обычно живут в верхней части сублиторальной зоны. Обитают они в теплых морях нормальной солености, селясь на песчаных или гравийных участках с сильным движением воды, преимущественно прибойного характера.

В аналогичных условиях встречаются пектены, живущие в теплых морях, преимущественно в верхней части сублиторали.

Род *Cardium* характерен для теплых морей с нормальной соленостью. Согласно данным А. Г. Халилова [16] представители его обитают в сублиторальной зоне морского бассейна.

Резко выраженными обитателями мелкого моря являются такие формы, как *Protocardia*, *Trigonoarca* и *Exogyra*.

Рассмотренный биоценоз, сменяется выше по разрезу новым, приуроченным к тонкозернистым туфам; представлен он многочисленными представителями родов *Desmalleria*, *Haustator*, *Eulgyra*, *Rostellina*, *Isocardia*, *Pinna* и др.

Эта фауна имеет угнетенный характер, отличаясь от представителей более низких слоев свиты своей малорослостью. Последнее связано с многократными подводными извержениями, при которых несколько изменялись абиотические факторы, обусловившие замедленный рост раковины. К этим факторам относится резкое повышение температуры, обильное выделение газа, изменение солености бассейна и т. д. В своей совокупности встреченная фауна также указывает на мелководность бассейна.

В районе с. Верхнее Оксюзли в указанное время была развита рудистовая фауна, представленная немногочисленными *Cardinula*, *Plagioptychus*, *Sauvagesia* и *Radiolites*, совместно с которыми встречены кораллы, пелециподы и гастроподы. Среди пелеципод основное место занимают кардииды, пектениды, т. е. формы с толстыми раковинами и сильным замком. Рудисты, кораллы, толстостенные пелециподы и гастроподы живут преимущественно в теплых морях с температурой обычно выше 20°. Встречаются они в мелководных участках (10—20 м), находящихся на некотором удалении от берега.

В остальных пунктах развития нижнеконьякских отложений Таузского залива нами собрана своеобразная ассоциация фауны, приуроченная, в основном, к туфопесчаникам.

Ринхонеллиды являются исключительно морскими животными, обитающими на неподвижном или малотекущем субстрате—скалистых выступах и других сравнительно твердых участках морского дна.

Т. А. Гасанов и Р. Б. Аскеров [7], изучая образ жизни нижнемальмских ринхонеллид Нагорного Карабаха указывают, что для них «необходимая и благоприятная для ведения нормального образа жизни об-

становка существует в мелководных частях морских бассейнов, защищенных бухтах, лагунах морского характера».

На мелководный же характер бассейна указывают также обнаруженные совместно с ними гастроподы. *Cyrodes*, *Exechocirous*, *Rostellinda* и *Actaeone* la. Из встреченных здесь пелиципод кардииды, пектены и пектункулусы, характерны для прибрежных участков теплых морских бассейнов нормальной солености.

Доминирующую роль в нижнеконьякском составе фауны Агстевско-го (Актафинского) залива играют брюхоногие. Особенно пышное развитие получают неринеи и крупные заднежаберные *Plesioptyxis* и *Trochactaeon*. Первые отличаются сложной своеобразной внутренней спиральной складчатостью, вторые прочной в механическом отношении раковиной. В экологическом отношении они составляют биоценоз сублиторальной зоны теплого с нормальной соленостью моря, в котором происходило интенсивное отложение извести и имело место постоянное движение воды.

На основании вышеприведенных данных о характере нижнего контакта, литологического состава пород и фауны отложений нижнего коньяка, палеогеографические условия области в указанное время обрисовываются следующим образом (фиг. 1).

Трансгрессивное залегание отложений нижнего коньяка на различных горизонтах средней и верхней юры указывает на происходившее на рубежах юры и мела общее поднятие, приведшее к осушению этой области, при этом в отдельных районах с различной степенью интенсивности. В начале верхнего мела изученная часть Малого Кавказа представляла собой обширную сушу, высоко поднятую над уровнем моря. Это явилось результатом восходящих колебательных движений, начавшихся еще в средней юре и продолжавшихся до начала нижнего коньяка.

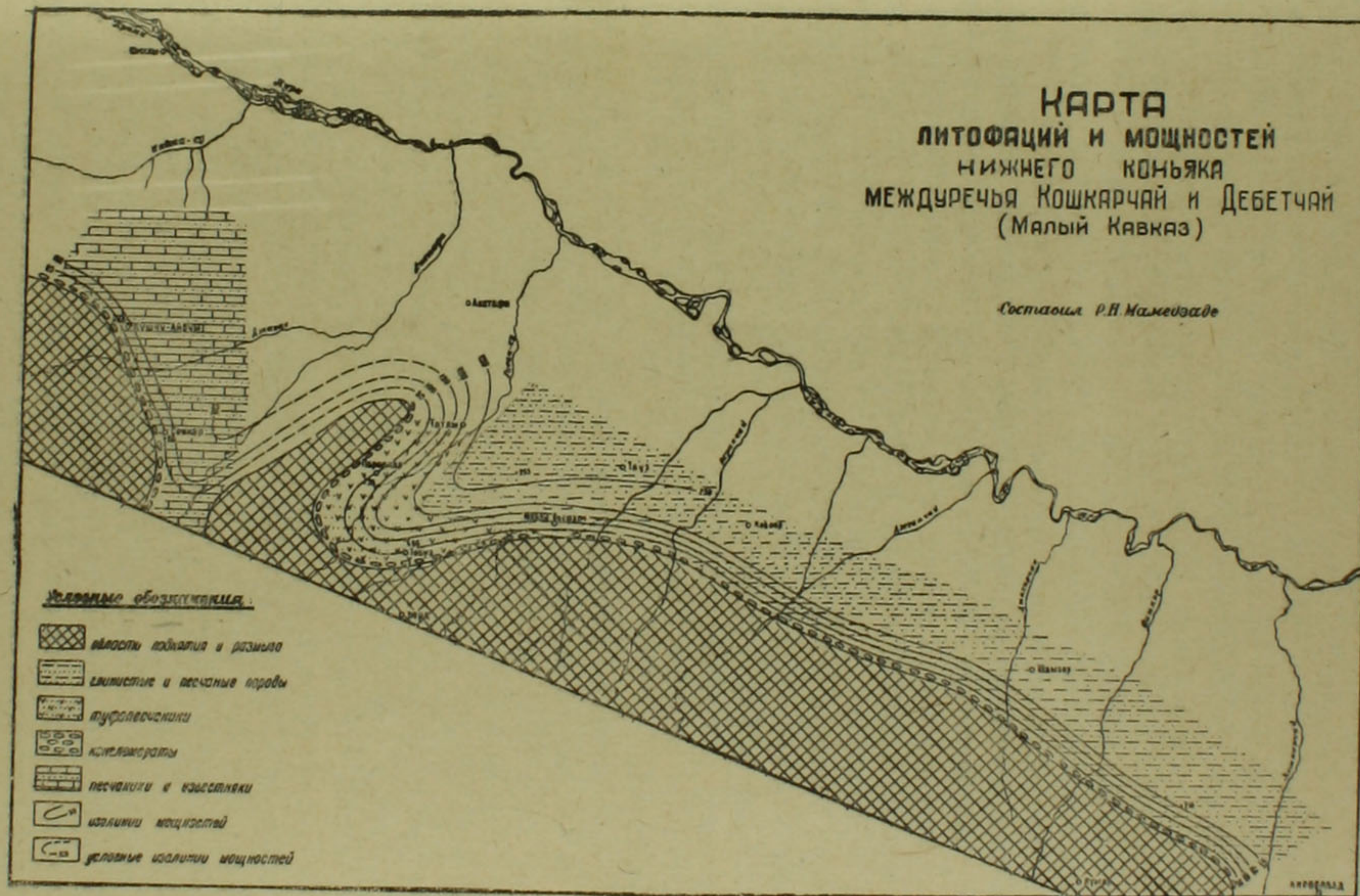
На общем фоне резкой и обширной регрессии исключение составляет долина р. Агстев, где уже в альбское и сеноманское время существует залив, сообщавшийся в Иджеванском районе с Севано-Акеринским бассейном [16].

Начало нижнего коньяка знаменуется широкой трансгрессией моря, которое наступило с севера, с Куринской депрессии.

В северо-западной части изученной области меловое море образовало два залива — Таузский и Агстевский, разделенные приподнятой полосой юрских отложений. Эти заливы составляли единый Казахский синклинальный прогиб, располагающийся между Алавердским и Шамхорским антиклинориями. К западу от Иджевана в районе хребта Далидаг находился пролив, соединявший Агстев-Таузское море с Присеванским бассейном. Кроме того, меловые отложения выполняли Еленсутапа-Дзегамский синклинорий, окаймляющий с севера Шамхорский выступ суши. Западная периклиналь выступа проходит по правобережью р. Асрикчай, близ района ст. Ковляр. Далее граница поднятий протягивается на восток—юго-восток до района возвышенности Еленсутапа, после чего резко уходит к югу вдоль р. Кошкарчай, где намечается край

КАРТА ЛИТОФАЦИЙ И МОЩНОСТЕЙ НИЖНЕГО КОНЬЯКА МЕЖДУРЕЧЬЯ КОШКАРЧАЙ И ДЕБЕТЧАЙ (Малый Кавказ)

Составил Р.Н. Мамаева



Фиг. 1.

Зурнабадского залива. В интервале от Ковляра до Еленсутапа береговая линия Шамхорского выступа имела несколько изогнутой, выпуклостью к северу вид.

Литофации и характер ассоциации фауны указывают на мелководный характер бассейна, с нормальным морским режимом. Обломочный материал поступал в бассейн за счет интенсивного размыва Шамхорского и северо-восточного борта Алавердского поднятий, о чем свидетельствуют прослои конгломератов среди песчано-глинистых отложений, обрамляющих эти отложения. Немаловажную роль сыграли здесь в качестве источников обломочного материала также и вулканические излияния, приведшие видимо к образованию отдельных островов.

Комплекс верхний коньяк-нижнесантонских отложений отчетливо прослеживается по всему междуречью Кошкарчай и Дебед.

Во всех изученных разрезах, указанные отложения согласно перекрывают нижележащие. В Шамхорско-Дзегамском синклинории верхнему коньяку-нижнему сантону соответствует пачка туфобрекчий с прослоями известняков, мергелей и песчаников. Наличие прослоев осадочных пород и фауна в них указывают на образование этих отложений в условиях морского режима. Грубость обломочного материала говорит о мелководном характере бассейна, что подтверждает также обнаруженная в песчаниках фауна рудистов.

Мощность указанных отложений значительно изменяется на коротком расстоянии от 100 м в районе г. Еленсутапа до 27 м на правом берегу Джагирчай.

В северо-западном направлении, уже на левом берегу Джагирчая мощность отложений верхнего коньяка-нижнего сантона достигает нескольких сот метров. Последнее объясняется близостью данного пункта к центру излияния вулкана. Указанные отложения сложены преимущественно туфогенными породами, среди которых получают развитие плагиоклазовые порфириды, чередующиеся с брекчиями и конгломератами.

В долине р. Таузчай, в окрестности с. Верхнее Оксюзлю верхний коньяк-нижний сантон сложен толщей туфопесчаников, туфоконгломератов и порфиритов. В верхней части разреза появляются серые толстослоистые аргиллиты и голубые витрокластические туфы. Песчаники местами сильно известковистые и содержат разнообразную фауну.

Наибольших мощностей (775 и 686 м) отложения верхнего коньяка-нижнего сантона достигают в районах сс. Товуз и Парвакар, в которых шло мощное накопление продуктов вулканических извержений. В первом пункте они сложены порфиритами и туфоконгломератами с редкими прослоями витрокластических туфов и туфопесчаников. Во втором пункте туфы являются одним из основных компонентов свиты.

Значительное распространение рассматриваемые отложения имеют в междуречье Дебед и Агстев.

В районе с. Севкар к ним относится мощная толща (более 400 м) туфоконгломератов, туфобрекчий и туфов с многочисленными потоками диабазовых порфиритов.

Близ с. Айрум к верхнему коньяку-нижнему сантону относится толща, мощностью 450 м, состоящая из чередующихся слоев порфиритов и туфоконгломератов. Туфопесчаники наблюдаются в виде небольших линз по всему разрезу. Встреченные здесь редкие прослои туфов содержат разнообразную фауну пелеципод и гастропод.

Самый северный выход верхнего коньяка-нижнего сантона в пределах изученной территории, находится в окрестностях с. Кямарли. Сложен он разнотернистыми песчаниками, известняками и альбитофировыми туфами.

Анализ обнаруженной в отложениях верхнего коньяка и нижнего сантона фауны показывает, что она в основном характеризует сравнительно мелководные участки теплого морского бассейна, несколько удаленные от берега.

Об этом говорят находки в Шамхорско-Дзегамском и Таузском участках многочисленных остатков рудистов, крупных *Trochastaeon* и *Actaeonella crassa*.

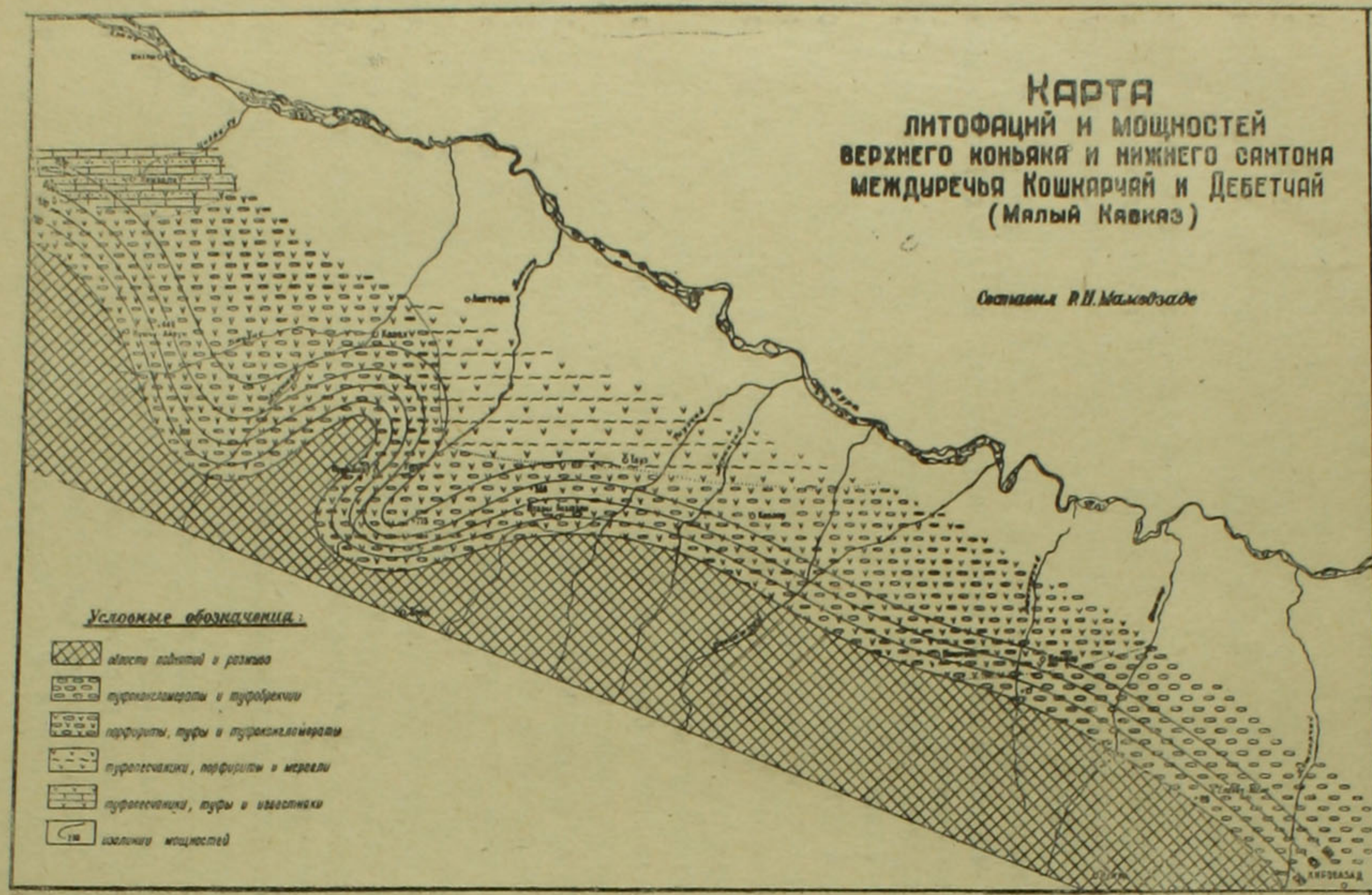
Из разнообразной фауны Агстевского залива представители *Desmalleria*, *Haustator*, *Cardium*, *Pinna*, *Pholadomya*, *Ostrea*, *Exogyra* и рудистов, как отмечалось, обычно являются обитателями мелкого моря.

Как видно из вышеприведенной литофациальной характеристики и анализа фауны, фациальные условия верхнего коньяка и нижнего сантона изученной территории были крайне сложны (фиг. 2).

В верхний коньяк — нижнесантонское время происходит сильное сокращение морского бассейна. Площадь, занимаемая сушей, заметно расширяется, что приводит к исчезновению существовавшего пролива, в результате чего соединяются Шамхорское и Алавердское поднятия. Однако, принципиальных изменений в расположении геотектонических единиц в это время не происходит. Усиление вулканической деятельности приводит к заполнению Таузского и Агстевского заливов мощными излияниями порфиритов и выбросами туфобрекчий, образовавших высоко поднятые над уровнем моря острова, которые, аналогично Алавердскому и Шамхорскому поднятиям, питали бассейн вулканогенным обломочным материалом.

Режим верхнеконьякско-нижнесантонского бассейна не благоприятствовал развитию фауны. Нормальному развитию организмов в этом бассейне препятствовали многочисленные вулканические извержения, изменившие режим бассейна. Отложения верхнего сантона в междуречье Кошкарчай и Дебед распространены широко. Для них характерно разнообразие фаций, которое наблюдается не только в разных зонах, но даже в пределах одной зоны. Мощность верхнесантонских отложений не превышает 130 м.

В Шамхорско-Дзегамском участке на границе между свитами верхнего коньяка-нижнего сантона и верхнего коньяка отмечается несогласие и довольно резкая смена фаций. Вулканогенно-осадочные, мелководные отложения верхнего коньяка-нижнего сантона резко сменяются



Фиг. 2.

карбонатными, относительно более глубоководными и удаленными от берега отложениями верхнего сантона.

Последние представлены плотными мергелями и мергельными известняками с частыми прослоями зеленых бентонитовых глин, придающих отложениям зеленовато-серую окраску. Как литофацция, так и встреченная иноцерамовая фауна, доказывают более открытый и глубоководный характер верхнесантонского бассейна по сравнению с предыдущим. В Таузском заливе к рассматриваемым отложениям относятся серые слоистые мергели и мергелистые известняки со значительной примесью туфового материала. Встречаются частые прослои витрокластических туфов и известковистых аргиллитов. Отложения верхнего сантона Таузского залива также трансгрессируют на нижележащие породы. Мощность их в окрестностях сс. В. Оксюзлю и Татлы составляет 110 м и 123 м.

Литологический состав пород верхнего сантона Агстевского залива несколько отличается от рассмотренных выше. В склонах г. Цингал значительную роль в разрезе верхнего сантона играют зеленовато-серые массивные известковистые туфопесчаники с фауной брахиопод, мелководных гастропод и пелеципод. В основании их залегает пласт конгломерата; мощность рассматриваемых отложений составляет 50 м.

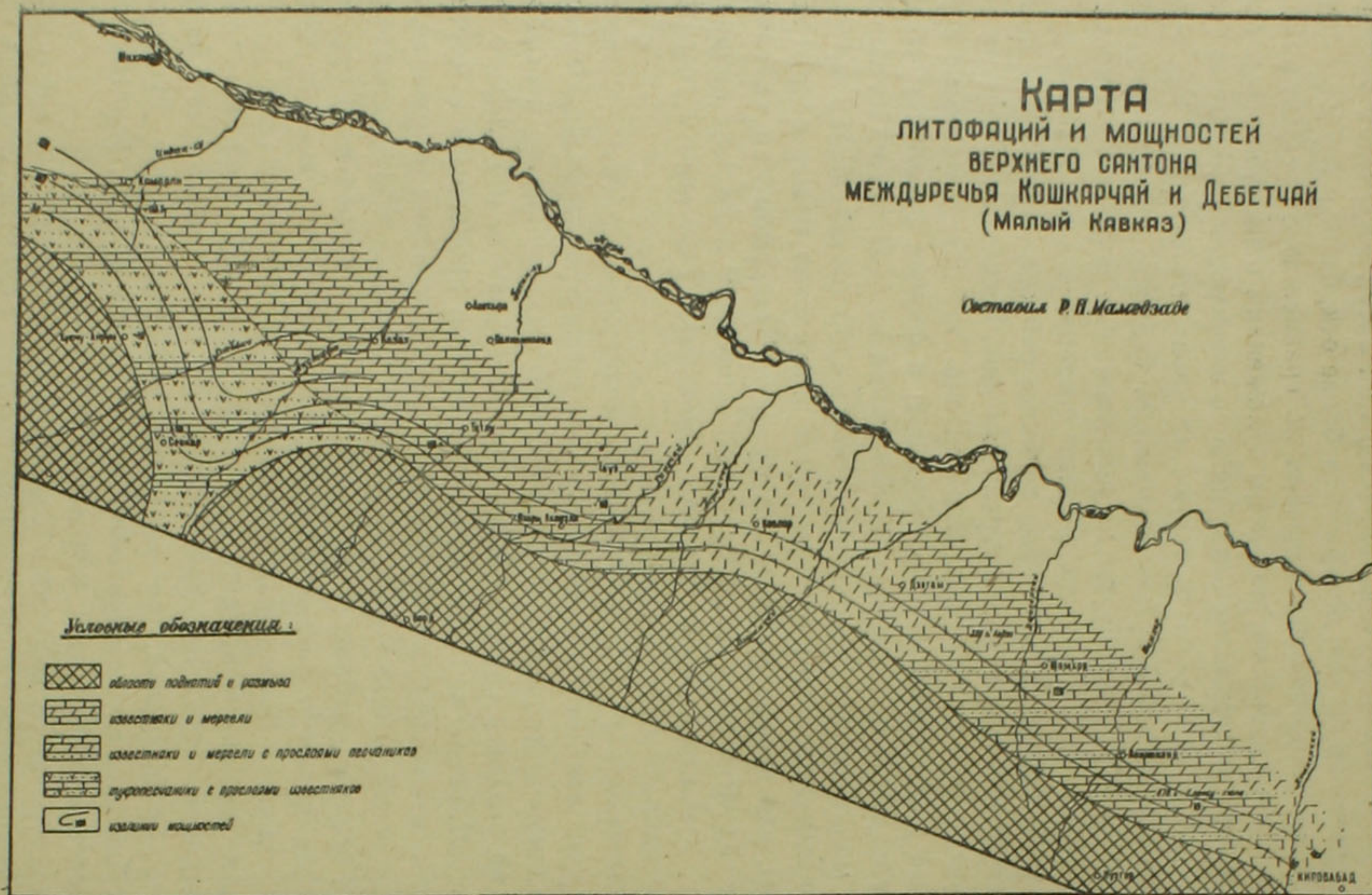
К верхнесантонским отложениям принадлежат белые агломератовые туфы, слагающие вершину г. Одундаг. В северном направлении, в районе с. Котигех эти туфы слагают г. Карачал. В западном направлении на г. Кызылкая они фациально замещаются светлыми и розовыми сильнопесчанистыми известняками.

В окрестностях с. Кямарли верхнесантонский разрез начинается пластом туфоконгломерата, переходящего выше в чередование мергелей и известняков. Встречаются редкие прослои туфопесчаников и туфов.

Фауна верхнего сантона Шамхорско-Дзегамского и Таузского участков представлена немногочисленными видами иноцерамов и морских ежей. Относительная бедность фауной верхнесантонских отложений, вероятно, надо объяснить большой примесью пепловых эффузивных материалов к осадкам, неблагоприятно отражавшейся на развитии организмов. Состав фауны указывает на относительно глубоководный характер верхнесантонского бассейна по сравнению с предыдущими.

Анализ фаций и мощностей верхнего сантона изученной области дает возможность сделать следующие выводы: в верхнесантонское время начинается трансгрессия, во время которой море глубоко проникает внутрь суши и снова восстанавливается широкий пролив, разделявший Алавердское и Шамхорское поднятия (фиг. 3).

В междуречье Кошкарчай и Таузчай в верхнесантонское время продолжает сохраняться геоантиклинального типа поднятие, северная граница которого располагалась между Еленсутапинским и Ковлярским поднятиями. По р. Шамхорчаю прослеживается небольшой, несколько вдающийся к югу залив, в котором отлагались известняки и мергели с прослоями песчаников. Присутствие последних указывает на существование в этом районе интенсивно разрушавшихся высот. Остальная часть



Фиг. 3.

Шамхорской суши окантурена известняками, сменявшимися в некотором удалении от берега мергелями. Отсутствие в этих осадках глубоко терригенного материала указывает на весьма слабый в это время размыв Шамхорской суши.

Небольшое поднятие в районе с. Татлу разделяет Таузский и Агстевский заливы друг от друга. Юго-западным ограничением их служит Алавердское поднятие. Примесь терригенного материала в осадках верхнего сантона Агстевского залива указывает на интенсивный размыв обрамляющих ее геоантиклинальных участков.

Вулканическая деятельность в верхнесантонское время заметно ослабевает и выражается выбрасыванием значительной порции вулканических пеплов. Следует отметить, что, судя по составу фации и фауны, море, занимавшее в верхнесантонское время изученную территорию, было открытым и сравнительно глубоководным.

Институт геологии
АН Азербайджанской ССР

Поступила 14.IV.1963.

Ռ. Ն. ՄԱՄԵԴՅԱՆԻ

ԿՈՇԿԱՐՉԱՅԻ ԵՎ ԴԵՐԵԴԻ ՄԻՋԱԳԵՏՔԻ ՖԱՅԻԱՆԵՐԸ, ՊԱԼԵՈԲԻՈՆՈՄԻԱՆ
ԵՎ ՊԱԼԵՈԱՇԽԱՐՀԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ՍՏՈՐԻՆ ՍԵՆՈՆՅԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՇՐՋԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Կոշկարչայի և Դերեդի միջագետքի վերին կավճի նստվածքների ուսումնասիրությունը մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում կապված նրանց հնարավոր նավթաբերության հետ:

Վերջին տարիների ընթացքում կատարված պալեոնթոլոգիական-ստրատիգրաֆիական ուսումնասիրությունների հիման վրա հեղինակի կողմից կազմվել է նկարագրվող շրջանի վերին կավճի ապարների ստորաբաժանման նոր ստրատիգրաֆիական սխեմա:

Վերին կավճի սկզբում ուսումնասիրված տերիտորիան իրենից ներկայացնում էր լայնարձակ մի ցամաք, որտեղ սյրի և սենոմանի ժամանակաշրջանում գոյություն ունեւ ծոց, որը Իջևանի շրջանում հաղորդակցվում էր Սևան-Աբերայի ավազանի հետ:

Ստորին կոնյակի սկիզբը նշանավորվում է ծովի լայն տրանսգրեսիայով, որը կատարվում է հյուսիսից՝ Քոի իջվածքից (գծ. 1): Ուսումնասիրված մարզի հյուսիս-արևմտյան մասում առաջանում են Թաուզի և Աղստևի նեղուցները, որոնք բաժանված էին յուրայի ապարների բարձրացված գոտիով: Լիթոֆիացիաները և ֆաունայի ասոցիացիաների բնույթը ցույց են տալիս, որ ավազանը եղել է ծանծաղ և ունեցել է նորմալ ծովային ռեժիմ:

Վերին կոնյակ-ստորին սանտոնյան ժամանակաշրջանում տեղի է ունենում ծովային ավազանի խիստ կրճատում (գծ. 2), որի հետևանքով ծովածոցը անհետանում է և ստեղծվում են անբարենպաստ պայմաններ (հրաբխային արտավիժումները և այլն) ֆաունայի զարգացման համար:

վերին սանտոնյան ժամանակաշրջանում կատարվում է նոր տրանսգրեսիա և վերականգնվում է Ալավերդու և Շամխորի բարձրացումները բաժանող ծովածոցը:

Ֆացիաների և ֆաունայի կազմութունը ցույց է տալիս, որ վերին սանտոնյան ծովը ունեցել է բաց բնույթ և համեմատաբար խորն է եղել:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Р. Н. Верхнемеловой вулканизм кислой магмы С—В части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 6, 1958.
2. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1947.
3. Алиев Г. А. Брюхоногие меловых отложений азербайджанской части Малого Кавказа и их стратиграфическое значение. Канд. диссерт. Баку, 1958.
4. Алиев М. М. Иноцерамы меловых отложений СССР. Изв. АН Азерб. ССР, № 3, 1957.
5. Алиев М. М. Иноцерамы меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. геол. ин-та им. И. М. Губкина. АзФАН СССР, № 12/63, 1939.
6. Алиев О. Б. Стратиграфия и фауна меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Кошкарчай и Тертерчай). Автореф. канд. дис. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1961.
7. Гасанов Т. А., Аскеров Р. Б. О глубинах ареалов обитания нижнемальмских брахиопод центральной части Нагорного Карабаха (Малый Кавказ). Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1960.
8. Гасанов Т. А. Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа. (Азерб. ССР). Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1961.
9. Давиташвили Л. Ш. Курс палеонтологии. Госгеолиздат, Москва—Ленинград, 1949.
10. Мамедзаде Р. Н. К стратиграфии верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Кошкарчай и Дебетчай). Тр. II Закавказ. конф. мол. геологов. Баку, 1960.
11. Мамедзаде Р. Н. Фауна и стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (междуречье Кошкарчай—Дебетчай). Автореф. канд. дис. Изд. АГУ, Баку, 1961.
12. Паффенгольц К. Н. Армутлы—Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения Акстафачай и Дебетчай (ССР Армении). Тр. Всес. геолог. развед. объедин., вып. 353, 1934.
13. Пчелинцев В. Ф. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. Изд. АН СССР, 1953.
14. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие верхнемеловых отложений Армянской ССР и прилегающей части Азербайджанской ССР. Изд. АН СССР, 1954.
15. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Регион, страт. СССР, т. VI, Москва, 1959.
16. Халилов А. Г. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Изд. Азерб. ССР, Баку, 1959.

ГЕОТЕКТОНИКА

Г. С. АВАКЯН

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИ ИЗГИБНЫХ
ДЕФОРМАЦИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Представление о распределении напряжений при изгибных деформациях земной коры, связанных с тангенциальными сжимающими давлениями, имеет как теоретическое, так и большое практическое значение в деле выявления закономерности размещения наиболее перспективных рудовмещающих и рудоподводящих разломов в складчатых зонах земной коры. Указанную закономерность можно установить, зная, что: 1) последовательность возникновения тектонических разрывов во времени можно определить по полю напряжений, благодаря тому, что разрушение происходит под действием различных по величине напряжений и наступает тем раньше, чем больше напряжения; 2) прежде всего тектонические разрывы с большей амплитудой смещения образуются в областях максимумов соответствующих напряжений, затем последовательно распространяются в области действия более низких напряжений с соответственным уменьшением размеров и амплитуды смещения. При этом следует различать: а) тектонические трещины, сопряженные (сингенетические) со складчатостью, и б) тектонические трещины, наложенные (эпигенетические) на складчатость первой стадии.

Сингенетические тектонические трещины образуются в заключительную стадию складкообразования и располагаются закономерно соответственно простиранию складок, что показано в недавно опубликованной работе автора [1].

Эпигенетические тектонические трещины образуются после завершения складчатости первой стадии, в период образования новых складок. Они, как и первые, могут быть крупными и пересекать складки первой стадии, но располагаются несогласно с последними. В этом случае контролирующим критерием для выяснения места и закономерности размещения наиболее благоприятных разрывов в отношении рудоносности является складчатость второго порядка.

Таким образом, для выяснения закономерности и места расположения тектонических трещин, а также последовательности их развития во времени необходимо знать расположение напряжений в пространстве, изменение их интенсивности в связи с образованием складчатой структуры в земной коре и т. д. Выяснив особенности распре-

деления напряжений на определенном участке, можно также установить направление и изменение тангенциальных давлений.

Возникновение, распределение и размеры напряжений в складчатых областях земной коры

В связи с контракцией в земной коре возникают тангенциальные сжимающие давления P , а горные породы испытывают объемное напряжение под воздействием трех взаимно перпендикулярных главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 . Указанные главные нормальные напряжения в складчатых областях земной коры возникают и располагаются следующим образом: перпендикулярно силовому потоку P , в радиальном направлении (в антиклиналях от центра, а в синклиналях—к центру Земли) располагаются максимальные главные нормальные напряжения $\sigma_1 = \sigma_2$. По простиранию складок и перпендикулярно силовому потоку P располагаются средние главные нормальные напряжения σ_3 . Третье и наименьшее по величине напряжение σ_1 расположено в направлении силового потока P^* .

Если рассмотреть деформируемый блок, изолированный от окружающей среды, то нетрудно будет доказать, что в обыкновенных условиях $\sigma_3 > \sigma_2 > \sigma_1$. Но так-как σ_2 и σ_3 на пути их действия встречают сопротивление окружающей среды и постепенно затухают, а σ_1 в антиклинальных структурах действует свободно (по направлению наименьшего сопротивления) и фактически является наибольшим, то следовательно $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Такое соотношение главных нормальных напряжений не следует понимать в математическом смысле. Они нами выбраны, исходя из их роли в трещинообразовании сколового характера. В синклинальных складках все три напряжения σ_1 , σ_2 и σ_3 встречают сопротивление окружающей среды, но так как напряжения $\sigma_1 = \sigma_2$, действующие в радиальном направлении, на своем пути встречают сопротивление магматического подкорового субстрата**, способного сопротивляться прогибающейся коре гораздо меньше, то вышеотмеченное взаимоотношение расположения главных нормальных напряжений $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ сохраняется и здесь.

Величины и направления главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 в складчатых областях земной коры изменяются в пространстве в связи со складкообразованием. В куполах и прогибах антиклиналей и синклиналей (по осевым линиям складок) они приобретают максимальные величины, а по крыльям (на линиях переходов антиклиналей

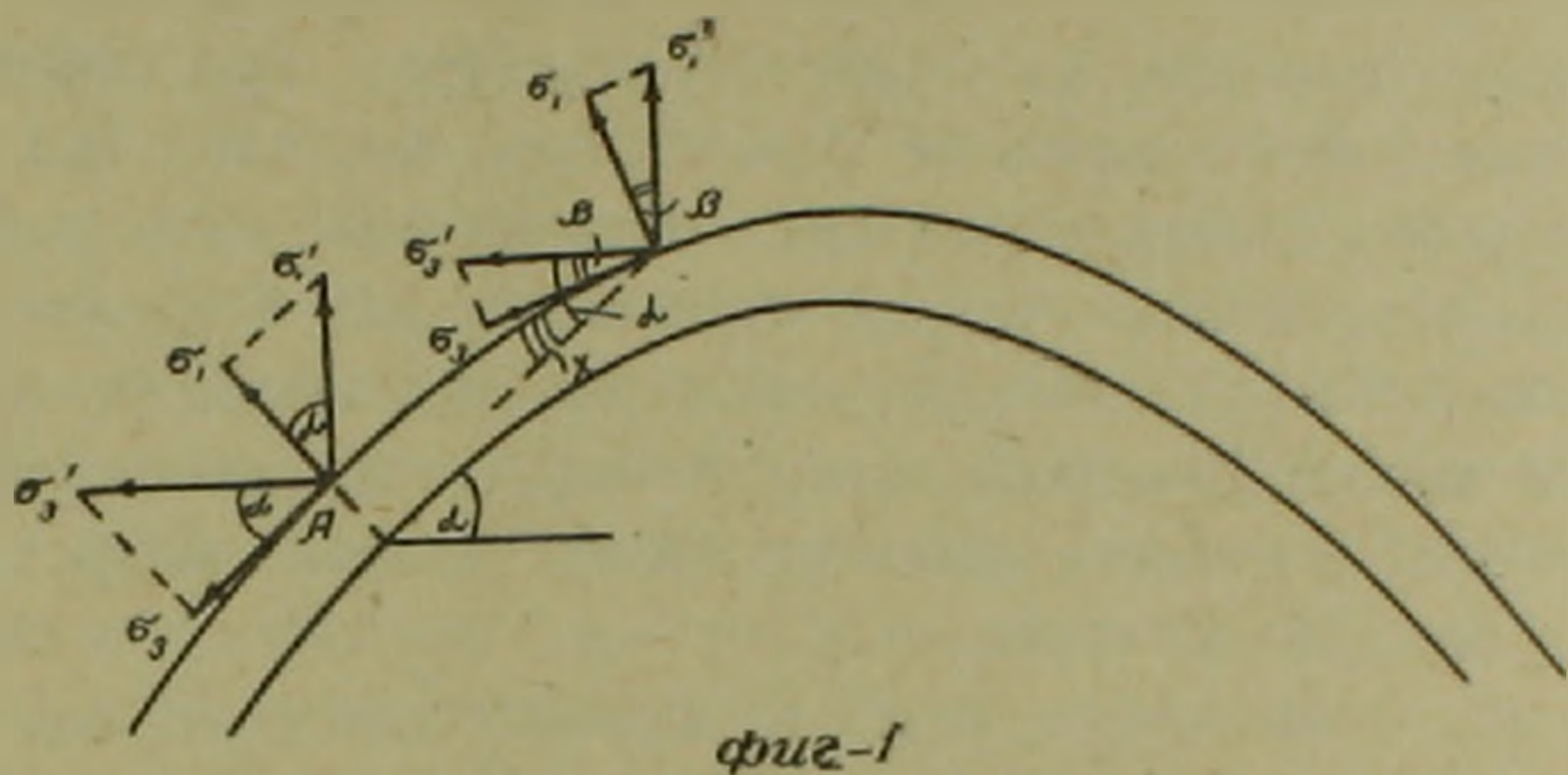
* Вопросы направлений напряжений, порождающих тектонические разрывы, освещены в работе автора, напечатанной во 2 номере „Известий“ АН АрмССР (геол. и геогр. н.), 1963 г.

** В механике Земли магматический подкоровый субстрат, исходя из его большой подвижности, в связи с большим давлением и температурой, принимается как жидкость, а сила трения между этим субстратом и жесткой земной корой пренебрегается ввиду ее незначительной величины.

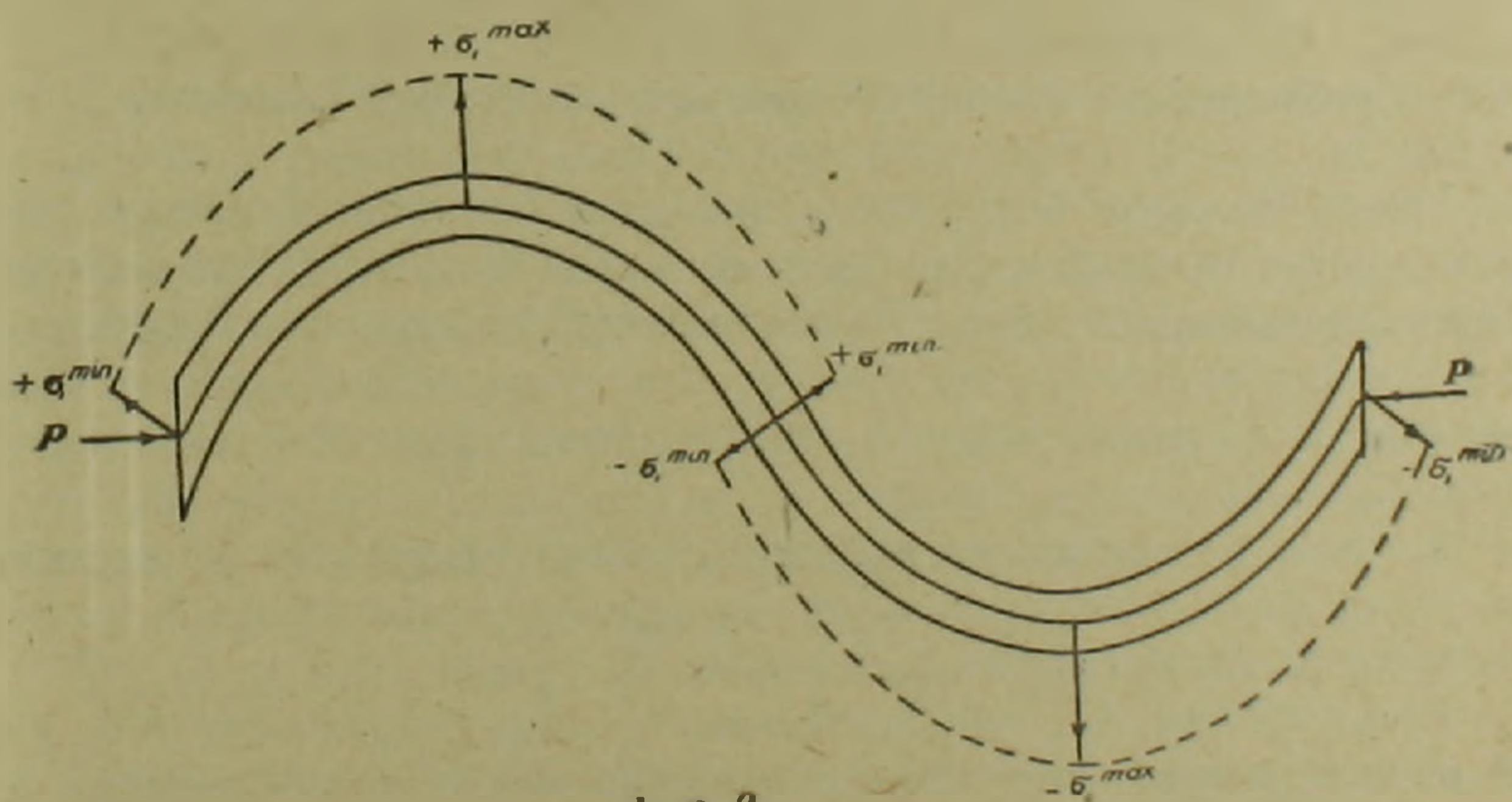
к синклиналям) минимальные величины (фиг. 1). Допустим, что земная кора под воздействием непрерывно возрастающих тангенциальных давлений (сила P) собралась в складки под некоторым углом падения α . Тогда, в связи с этим, главные нормальные напряжения σ_1 , σ_2 и σ_3 , поворачиваясь под тем же углом, должны менять свои первоначальные положения. При этом напряжение σ_1 будет направлено вкrest складок, а σ_2 и σ_3 — по касательной к складкам.

Из фиг. 1 следует, что в точке A $\sigma_1 = \sigma'_1 \cdot \cos \alpha$, а $\sigma_2 = \sigma'_2 \cdot \cos \alpha$; аналогично $\sigma_2 = \sigma'_2 \cdot \cos \alpha$. В точке B — $\sigma_1 = \sigma'_1 \cdot \cos \beta = \sigma'_1 \cdot \cos (\alpha - x)$, $\sigma_2 = \sigma'_2 \cdot \cos (\alpha - x)$, $\sigma_3 = \sigma'_3 \cdot \cos (\alpha - x)$.

Так как при изменении угла α от 0 до 90° значение $\cos \alpha$ изменяется от 1 до 0, то, очевидно, что с уменьшением угла α увеличи-



фиг-1



фиг-2

ваются значения σ_1 , σ_2 и σ_3 и, наоборот, с увеличением угла α уменьшаются значения σ_1 , σ_2 и σ_3 , т. е. угол α и главные нормальные напряжения находятся в обратной функциональной зависимости между собой.

На осях складок главные нормальные напряжения совмещаются своими первоначальными плоскими положениями и, следовательно, приобретают максимальную величину, так как угол $\alpha = 0$. На линиях переходов антиклиналей к синклиналям складки имеют максимальный угол падения ($\alpha = \max$), где главные нормальные напряжения приобретают минимальные величины.

Из вышеотмеченного следует, что при данном угле падения складок главные нормальные напряжения приобретают максимальные величины на осях складок, а минимальные — на линиях переходов складок (фиг. 2 и 3).

После выяснения закономерности пространственного размещения главных нормальных напряжений по величине, можно сделать следующие выводы:

1. Тектонические трещины сколового характера, генетически приуроченные к максимальным главным нормальным напряжениям σ_1 , а также трещины отрыва, связанные со средним и минимальным главными нормальными напряжениями σ_2 и σ_3 , первоначально образуются на куполах антиклиналей и прогибах синклиналей, являющихся областями максимумов вышеотмеченных напряжений, затем последовательно распространяются в области действия более низких напряжений, т. е. в сторону крыльев складок.

2. Независимо от их величины главные нормальные напряжения σ_1 , σ_2 и σ_3 на линиях переходов складчатых структур меняют направления — растягивающие напряжения превращаются в сжимающие, поднимающие напряжения превращаются в опускающие и наоборот. В связи с изменением направления максимальных главных нормальных напряжений σ_1 образуются скалывающие силы (пара сил).

Срезающие силы; образование горстов и грабенов

Как отмечалось выше, при изгибных деформациях земной коры максимальные главные нормальные напряжения σ_2 на линии перехода от антиклинальной складки к синклинальной меняют свои направления и, следовательно, свой знак, образуя при этом скалывающие (срезающие) силы. Земная кора по этим линиям работает на срез (скалывание) (фиг. 2).

Возьмем элементарную частицу у линии перехода от антиклинальной складки к синклинальной и попытаемся подсчитать величину срезающих (скалывающих) сил (фиг. 4).

Предположим, что под давлением тангенциальных сил P в земной коре образовались складки с максимальным углом падения на линии перехода от антиклинальной складки к синклинальной — α . Из треугольника OAB следует, что $+P' = P \sin \alpha$.

Из уравнения видно, что величина скалывающих сил является функцией от угла падения складок, т. е. она изменяется с изменением наклона складок. Отсюда легко установить, что P' свою максималь-

ную величину получает при $\alpha = 90^\circ$, где $P' = P$, минимальную величину — при $\alpha = 0^\circ$, где $P' = 0$.

Экспериментально доказано, что сопротивление горных пород на скалывающие силы в 4—10 раз меньше, чем на сжатие (табл. 1).

Таблица 1

По М. П. Биллингсу

Породы	Сжатие	Скалывание
Песчаник	500—1500	50—150
Известняк	400—1400	100—200
Гранит	1000—2800	150—300
Мрамор	800—1500	100—300
Сланец	700	150—250

Это дает основание предполагать, что при сдвиге размерами сил даже в 4—10 раз меньшими, чем главные нормальные напряжения, образование разломов сколового характера на линиях переходов складок также вероятно, как и на осевых линиях складок.

Так-как скалывающие силы сохраняют свою величину по всей мощности земной коры, не умень-

шаясь при этом даже на нейтральной плоскости и находятся в функциональной зависимости от наклона складок, то при превышении предела прочности коры на скалывание, образование трещин скалывания, пересекающих всю мощность земной коры, становится очевидным. Образование таких трещин скалывания или глубинных разломов по краям тектогенов (синусоидальных складок), возможно одновременно на ряде линий переходных складок, в связи с чем и образуются грабены и горсты. Так как причиной возникновения складчатых структур, грабенов и горстов является тангенциальное давление P , то образование последних происходит по принципу выжимания клиньев, т. е. антиклинали поднимаются, образуя горсты, а синклинали опускаются, образуя грабены (фиг. 5).

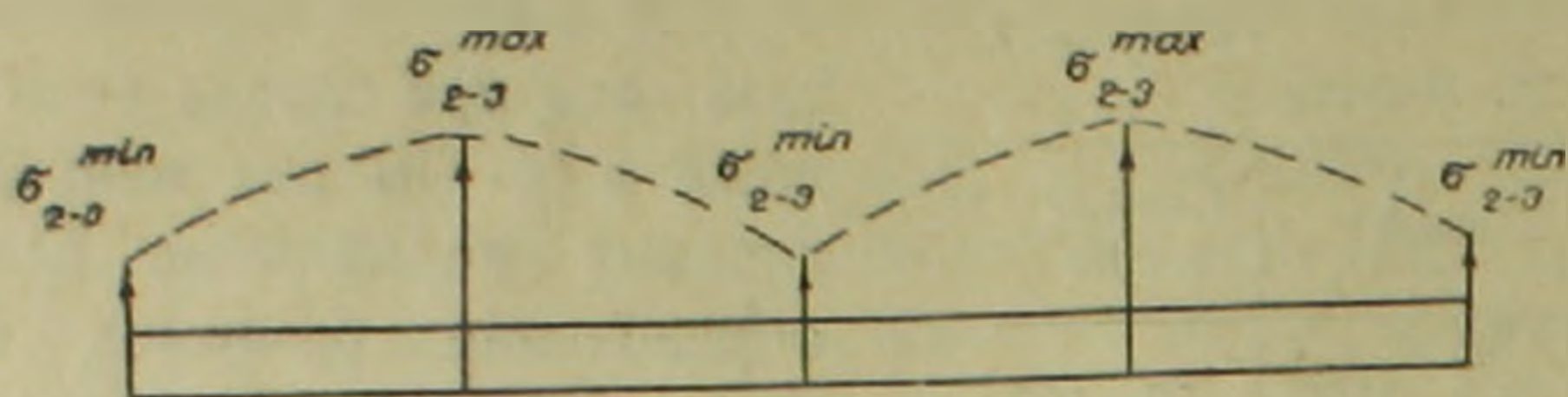
Обратное явление под воздействием тангенциальных давлений принципиально невозможно, поэтому грабены и горсты, образованные по принципу выжимания клиньев при контракции Земли, в дальнейшем мы будем называть „нормальными“. Но в природе очень часто встречаются „обратные“ нарушения, которые, как мы полагаем, своим возникновением обязаны растягивающим силам, появляющимся вследствие расширения Земли.

Кригическая ширина тектогенов, а также связанная с ними ширина грабенов и горстов, согласно теории деформации бесконечно длинной балки на упругом основании, равняется:

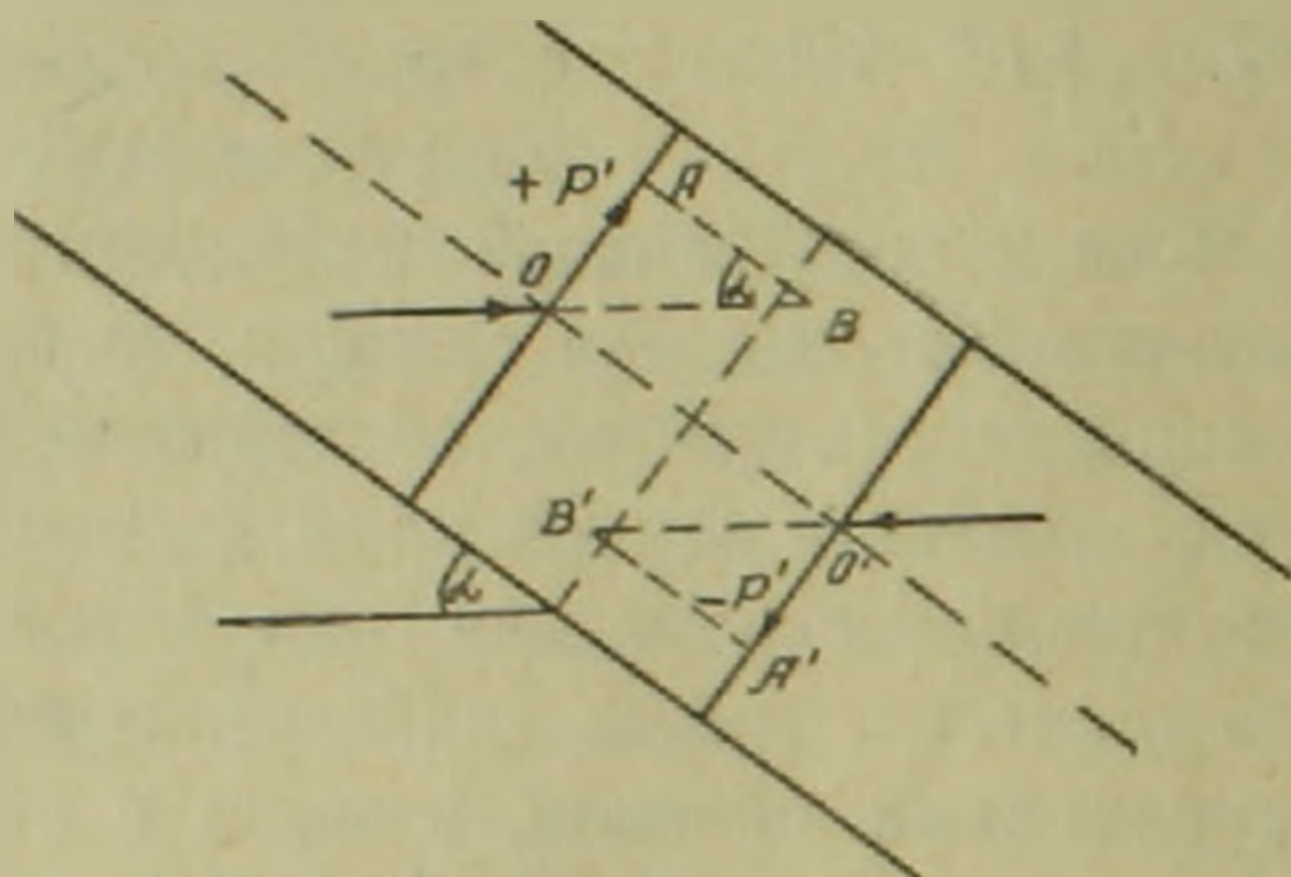
$$L_k = \pi \sqrt{\frac{D}{\gamma_s}} = \pi \sqrt{\frac{EH^3}{12 \gamma_s (1 - \nu^2)}}$$

где D — жесткость изгиба земной коры (принятая равной цилиндрической жесткости) равна $\frac{EH}{12 (1 - \nu^2)}$, E — модуль Юнга земной коры, равный 10^6 кг/см², H — мощность земной коры, равная $3,7 \cdot 10^6$ см, γ_s — плотность субстрата, равная $3,27$ г/см³, ν — коэффициент Пуассона, равный 0,25.

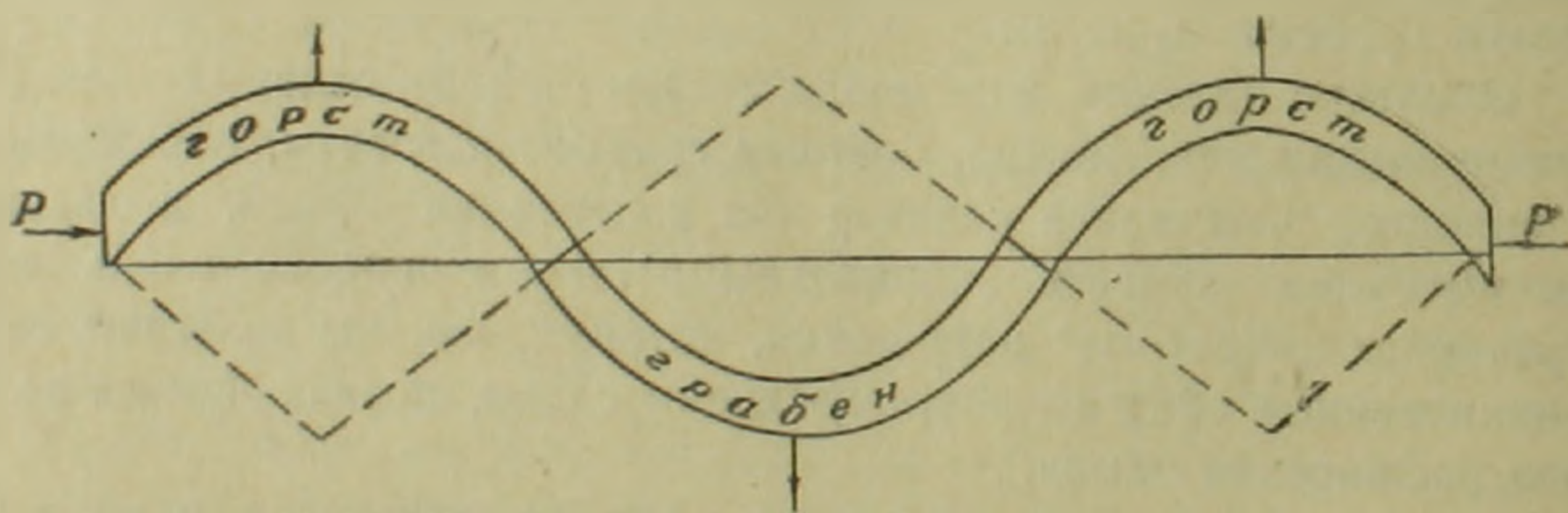
При отмеченных выше исходных данных получаем $L_k = 191$ км. Как отмечает А. Т. Асланян [2, 3], эта цифра хорошо согласуется с шириной геосинклиналей и глубоких океанических желобов. Таковы хорошо известные передовые прогибы Тихоокеанского кольца, Малай-



фиг-3



фиг-4



фиг-5

Стрелки показывают направления движения блоков

ского архипелага, Карибского моря, Ферганской котловины, Индо-гангской депрессии. Такова также ширина мегаантиклинорий Альп, Карпат, Б. и М. Кавказа, Загроса, Анд, Берегового хребта, Аппалач, Каледонского хребта, островных дуг, Атласа и др.

УГ и ОН при СМ Армянской ССР

Поступила 25.XII.1963.

2. Ս. ԱՎԱԳՅԱՆ

ԼԱՐՈՒՄՆԵՐԻ ՏԵՂԱՐԱՇԵՈՒՄԸ ԵՐԿՐԻ ԿԵՂԵՎԻ ՃԿՄԱՆ
ԴԵՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ԺԱՄԱՆԱԿ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հանքաքեր և հանք պարունակող տեկտոնական ճեղքերի ամենահավանական տեղաբաշխումը երկրի կեղևի ծալքավոր շրջաններում կարելի է պարզել գիտենալով, որ՝

1. Տեկտոնական ճեղքերի առաջացումը կախված է կեղևի լարվածությունից և նրանք առաջին հերթին առաջանում են ալնտեղ, ուր տեղաբաշխված են ամենամեծ լարումները, ալնուհետև աստիճանաբար տարածվում են դեպի թույլ լարումների շրջանները:

2. Ամենամեծ (ըստ խախտման ամպլիտուդայի և ճեղքի մեծության) տեկտոնական խախտումները առաջանում են մեծ լարումների շրջաններում:

Գլխավոր նորմալ լարումները՝ σ_1 , σ_2 և σ_3 -ը իրենց ամենամեծ չափերին են հասնում սինուսոիդական ծալքերի գագաթներում, իսկ ամենափոքր չափերին — ծալքերի մեկը մյուսին անցման գծերում (պատկեր 1), ըստ որի՝

1. Բոլոր տեկտոնական ճեղքերը՝ ինչպես փշրման, այնպես էլ խզման բնույթի, առաջին հերթին առաջանում են անտիկլինալների և սինկլինալների գագաթներում, ալնուհետև աստիճանաբար տարածվում են դեպի ծալքերի թևերը, ուր լարումները համեմատաբար ավելի թույլ են:

2. Ծալքերի մեկը մյուսին անցման շրջաններում, գլխավոր նորմալ լարումները՝ σ_1 , σ_2 և σ_3 -ը, անկախ իրենց չափերից, փոխում են իրենց ուղղությունները՝ ձգող լարումները փոխվում են սեղմող, բարձրացնող լարումները — իջեցնողի և ընդհակառակը: Այդ իսկ պատճառով երկրի կեղևի ծալքավոր շրջանների դրսևյան և բացասական ծալքերի անցման մասերում առաջանում են կտրող ուժեր: Անըջիններիս աղդեցության տակ առաջանում են խզումներ, որոնք կտրում են կեղևը իր ամբողջ հաստությամբ և, առաջացնում են հորստեր և գրաբենների: Այդպիսի հորստերի և գրաբենների լայնությունը կարելի է հաշվել հետևյալ բանաձևի օգնությամբ, համաձայն որի $L_k = 191$ կմ.

$$L_k = \pi \sqrt[4]{\frac{D}{\gamma_s}} = \pi \sqrt[4]{\frac{EH^3}{12\gamma_s(1-\nu^2)}}$$

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Г. С. О направлениях нормальных и касательных напряжений, порождающих тектонические разрывы. Известия АН АрмССР, (геол. и геогр. н.), № 2, 1963.
2. Асланян А. Т. О физической сущности тектонических явлений, Тезисы докладов II Всес. тект. совещания, Москва, 1962.
3. Асланян А. Т. Исследование по теории тектонической деформации Земли. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1955.
4. Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. Проблемы тектонофизики. Труды Первого всесоюзного тектонофизического совещания. Госгеолтехиздат, Москва, 1960.
5. Кушнарев И. П., Лукин Л. И. Об изучении трещинной тектоники. Проблемы тектонофизики. Труды Первого всесоюзного тектонофизического совещания. Госгеолтехиздат, Москва, 1960.
6. Вининг-Мейнес Ф. А. Пластическое впаивание земной коры; происхождение геосинклиналей. Земная кора. Изд. иностранной литературы, Москва, 1957.

Ш. О. АМИРЯН, А. И. КАРАПЕТЯН

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД МЕГРАДЗОРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Золоторудное оруденение на Меградзорском месторождении было известно в древности и некоторые участки его разрабатывались о чем свидетельствуют остатки древних выработок, вскрытые на глубине 25—50 м от поверхности. Месторождение открыто в 1950 г. А. Г. Мидяном. Оно находится на стыке Севано-Амасийской и Памбак-Сюникской (Зангезурской) структурно-металлогенических зон [8] и состоит из нескольких участков, взаимосвязанных в геолого-структурном отношении.

В геологическом строении месторождения участвуют палеозойские метаморфические, меловые, эоценовые и мио-плиоценовые осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы с прорывающими древними и эоцен-миоценовыми гранитоидами. Месторождение приурочено к северо-восточному крылу Анкаван-Арзаканской антиклинали по приосевой части которой проходит крупное Анкаванское нарушение [1]. Оруденение контролируется сопряженными с последним нарушением сколовыми и разрывными структурами близширотного (250—260°) простирания.

Рудные тела в морфологическом отношении представлены кварцевыми, кварц-карбонат-сульфидными (с Au, Ag, Te, Bi) жилами, прожилками и линзами, заключенными в зонах гидротермально измененных, пиритизированных интрузивных и вулканогенных пород. Простирание рудных тел близширотное с падением на север, северо-запад и на юг под углом 45—70°. Зоны измененных пород на поверхности прослеживаются на сотню метров, при мощности в несколько метров. Кварц-сульфидные тела имеют сравнительно меньшие размеры. Рудные жилы характеризуются пережимами и раздувами. Контакт жил с измененными породами зон резкий, иногда с тектонической глиной. Переход измененных пород к свежим — постепенный.

Стадии минерализации и ассоциации минералов

Наблюдаемые на месторождении рудные тела с различными минеральными ассоциациями и их взаимоотношения свидетельствуют о многостадийности рудного процесса. Еще А. Г. Мидяном (1951) на месторождении отмечалась следующая последовательность стадийности:

1) кварц, халькопирит, арсенопирит, магнетит, висмутин, электрум, 2) кварц, кальцит, барит, золото, галенит, халькопирит и 3) халцедон, сидерит (иногда с гетитом и киноварью).

Собранный нами фактический материал позволяет наметить иную схему. По нашим данным рудообразование началось интенсивной пиритизацией вмещающих пород вдоль определенных структур, по которым позднее развивались жилы, прожилки и линзообразные тела молочно-белого кварца, нередко включающего в себя обломки пиритизированных пород. Образование кварцевых жил чередуется брекчированием их и отложением продуктов кварц-полиметаллической стадии (с Au, Ag, Te, Bi). Процесс минерализации завершается отложением кварца и карбонатов (фиг. 1 и 2). Многостадийность рудообразования подтверждается также

Схема

последовательности выделения
минералов по стадиям минерализации
меградзорского месторождения

Стадии минерализации Минералы	Кварц-сернокачеданная (пиритизация)	Кварцевая (бесрудная)	Кварц-полиметаллическая	Кварц-карбонатная
Кварц	■	■	■	
Пирит	■		■	
Гетит			■	
Сфалерит			■	
Халькопирит			■	
Теннантит *)			■	
Тетраэдрит *			■	
Галенит			■	
Висмутин			■	
Виттихенит *)			■	
Эмлектит *)			■	
Теллуrowисмутит *)			■	
Алтайт *)			■	
Сильванит *)			■	
Магисит *)			■	
Петцит *)			■	
Гессит *)			■	
Жауверит			■	
Самородное Au			■	
Самородное Ag *)			■	
Халцедон			■	■
Карбонат			■	■
Вторичные минералы	Лимониты		Лимониты, малахит, азурит, ковеллин, борнит, халькозин, золото, теллуrowые охры	

*) Установлены авторами

■ Очень много ■ Много ■ Мало --- Очень мало

Фиг. 1.

широким развитием катакластических структур и структур замещения ранее выделенных минералов поздними.

Пострудные подвижки выражены небольшими смещениями вдоль кварцевых и кварцево-рудных тел.

Ниже приводится описание стадий минерализации и отдельных минералов.

Кварц-серноколчеданная стадия (пиритизация пород) интенсивно развита в зонах брекчированных и измененных пород; представлена маломощными прожилками и вкрапленностью кварц-пиритового, чаще пиритового состава, приуроченной к трещинам наиболее ранних дислокаций.

Пиритизация сопровождается гидро-термальными изменениями (окварцевание, серицитизация) вмещающих пород. Местами продукты кварц-серноколчеданной стадии, заполняя промежутки раздробленных обломков вмещающей породы, создают типичную брекчиевую текстуру, где обломки пород несут следы двух актов гидротермальной деятельности. Первый из них представлен интенсивным обелением пород (каолинизация и др.), второй—окварцеванием, развивающимся по контурам обломков (фиг. 3).

Полуколичественными спектральными анализами в пирите этой стадии установлены: $Mn-0,3-1\%$, $Cu-0,03-0,1\%$, $As, Zn-0,08\%$, $Pb, Sb, Bi, Co-0,01\%$, $Ni-0,001\%$, $Ag-0,0005\%$; золото с этой стадией не связано.

Кварцевая (безрудная) стадия имеет самое широкое развитие. Представлена мощными кварцевыми телами; мощность отдельных жил колеблется в широких пределах, достигая 1,5—2 м в раздувах. Сложены они молочно-белым кварцем, среди которого нередко сохраняются обломки пиритизированной породы. Контакты жил обычно неровны, местами с глиной трения, мощностью 15—20 см и более. Кварц катаклазирован и по трещинам катаклаза развиваются более поздние ассоциации минералов. С этой точки зрения кварцевые тела являются самой благоприятной средой для локализации продуктивных ассоциаций.

Кварц-полиметаллическая (с Au, Ag, Te, Bi) стадия является основной продуктивной стадией. Образует жилы и прожилки, развивающиеся преимущественно в зонах дробления пород или по раздробленным кварцевым телам предыдущей стадии; жилы и прожилки имеют аналогичные с зонами элементы залегания.

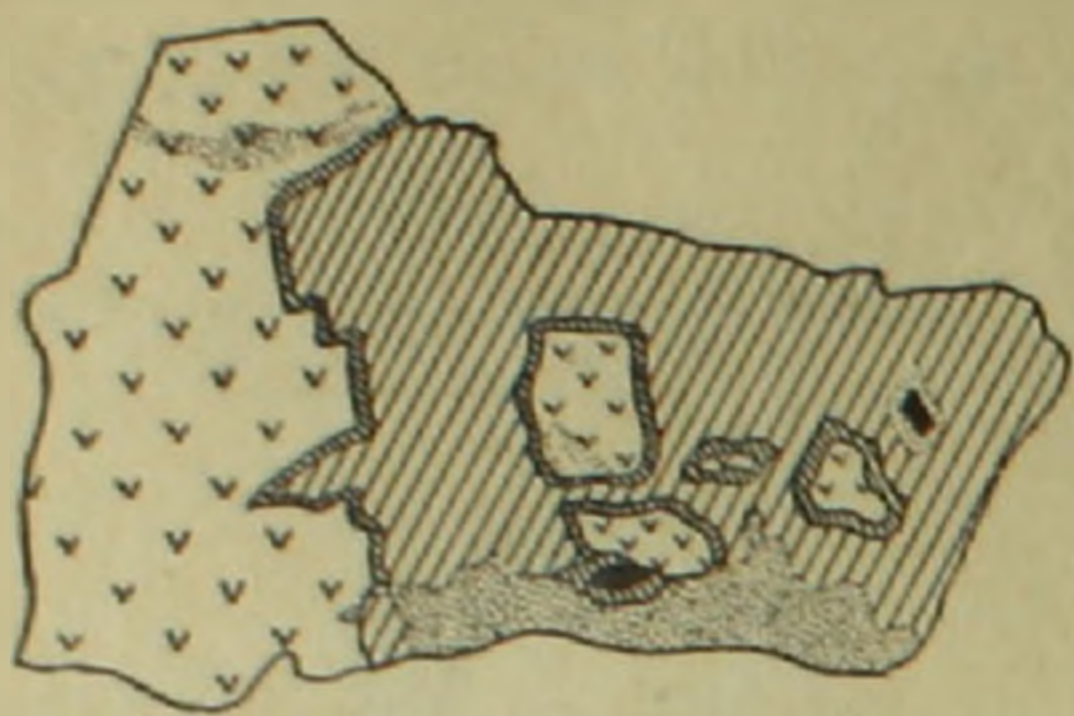
Минеральный состав описываемой стадии сложен; здесь наряду с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом значительное развитие имеют сульфосоли, теллуриды, самородные элементы.

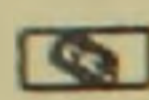
Зарисовка
забоя штока №1, шт 4, инт 50 м
см 30 0 30 60 90 см



Фиг. 2. Взаимоотношение стадий минерализации. 1—пиритизация пород (1—стадия). 2—кварц-полиметаллическая стадия (с Au, Ag, Bi и Te). 3—глина трения. 4—включения пиритизированных пород. 5—безрудный кварц.

Зарисовка
из Мегродзорского месторождения
(шт. №6)



-  Гидротермально измененная порода
-  Обломки гидротермально измененных пород с кварцевой костью
-  Пирит
-  Халькопиритовый скарн

Уменьшено в 2 раза

Фиг. 3.

Наиболее ранним и широко распространенным среди указанных минералов является пирит, идиоморфные и катаклазированные выделения которого цементируются поздними минералами. Нередко, под микроскопом, в полях пирита устанавливаются мельчайшие выделения различных теллуридов и золота. Этим объясняется наличие многих элементов в пирите, установленное полуколичественным анализом. В пирите содержится: Au—0,005, Ag—0,008, Bi—0,003, Te—0,001, Pb, Co—0,01, Sb—0,008, Zn—0,3, Cd—0,003, As—0,03 процентов.

Сфалерит—второй по распространенности рудный минерал, представлен темной разновидностью. Образует ангедральные выделения или аллотриоморфнозернистые агрегаты. Внутренняя структура сфалерита гранобластовая, полисинтетически двойниковая. Сфалерит часто развивается по трещинам катаклаза пирита, а сам замещается халькопиритом, галенитом, блеклой рудой и другими поздними минералами. В полях сфалерита также наблюдаются тонкие выделения золота и теллуридов. Спектральным путем в сфалерите установлены: Au—0,0025%, Ag—0,01%, Cd—1%, Bi, In, Co, Ni—0,003%.

Халькопирит обычно находится в тесном срастании с блеклой рудой, представлен мелкозернистыми агрегатами аллотриоморфнозернистой структуры. Кроме самостоятельных выделений, халькопирит образует также пойкилитовые включения в сфалерите. По времени и пространственно часто ассоциируется с блеклыми рудами, висмутином, галенитом. Основная часть халькопирита по времени выделения идет после пирита, сфалерита и блеклых руд. Содержит включения золота. Спектральным анализом в халькопирите установлено 0,008%—Au, Ag, 0,001—0,003%—Bi, Te, Pb, Sb, As, Cd, Zn.

Блеклая руда представлена теннантитом и тетраэдритом, образует мелкозернистые агрегаты, размером 0,3—0,5 см, представляет большой интерес по золотоносности. Спектральным путем в блеклых рудах установлено золото в количествах 0,3—0,1%, серебро—0,1—0,3%, 0,1—0,3%—Te, 0,01%—Hg, 0,001—0,003%—Bi, Co, Ni, As и Sb больше 10%, что подтверждает наличие и теннантита и тетраэдрита. Блеклые руды выделялись после сфалерита.

Галенит развит в сравнительно меньших количествах, чем пирит, халькопирит, сфалерит и блеклые руды. Представлен тонкозернистыми агрегатами, размером 0,1—0,3 см. Среди сульфидов самый поздний ми-

нерал, по времени выделения приближается к золоту и теллуридам, почему и часто ассоциируется с ними и содержит тонкие включения их, особенно алтаита и калаверита. Результаты спектрального анализа галенита: Au, As, Bi—0,1%, Te, As, Sb до 0,3%. В полях галенита часто наблюдаются и выделения висмутина, виттихенита и эмплектита. Последние два замещают галенит.

Висмутин часто встречающийся минерал; образует тонкозернистые агрегаты в полях пирита, блеклых руд, галенита, сфалерита. Часто образует тесные сростания с теллуrowисмутитом, халькопиритом, виттихенитом, эмплектитом, калаверитом. Образовался после халькопирита до галенита и теллуридов.

Виттихенит и эмплектит встречаются в виде мельчайших выделений в полях галенита, блеклых руд, халькопирита в тесном сростании с висмутином. Очень часто окаймляют агрегаты блеклой руды, оставляя впечатление реакционных образований. Развиваются по направлениям спайностей галенита. По структурным взаимоотношениям видно, что образовались после галенита.

В рудах полиметаллической стадии особый интерес представляют теллуриды Au, As, Bi, Pb*.

Теллуrowисмутит один из ранних теллуридов. Встречается в виде пластинчатых, таблитчатых агрегатов и самостоятельных пластинок размером в тысячные, реже сотые доли мм. Ассоциируется с висмутином, алтаитом, калаверитом, золотом и другими теллуридами.

Алтаит один из часто встречающихся теллуридов. Представлен изометрическими выделениями в тесных сростаниях с гесситом, теллуrowисмутитом, золотом, сильванитом. Размер зернистых агрегатов составляет 2—3 мм. Очень часто алтаит встречается в полях галенита в виде тонких микроскопических включений. По-видимому, этим объясняется повышенное содержание теллура в галените.

Сильванит сравнительно часто встречающийся теллурид. Почти всегда находится в тесной ассоциации с самородным золотом, гесситом, калаверитом, висмутином. Представлен тонкозернистыми и идоморфными зернами с характерными полисинтетическими двойниками. Нередко развивается по трещинкам пирита, галенита, сфалерита, блеклой руды и других минералов. Размеры отдельных выделений составляют тысячные, реже сотые доли мм. Сильванит нередко окаймляется гесситом.

Нагиагит встречается спорадически совместно с гесситом, петцитом, калаверитом и золотом. Образует пластинчатые, листоватые, иногда изогнутые выделения с прямоугольными контурами, а также зернистые агрегаты с калаверитом, золотом, и в таких случаях замещает тетраэдрит.

Петцит обычно находится в сростаниях с гесситом, калаверитом и самородным золотом. Образует изометрические выделения, в которых часты включения и тонкие прожилки золота, гессита и калаверита.

* Детальное описание теллуридов приводится в отдельной статье [7].

Гессит встречается часто; главным образом ассоциируется с калаверитом, золотом, сильванитом. Представлен зернистыми агрегатами, размером 0,1—0,2 мм.

Калаверит встречается как изолированными выделениями в полях галенита, пирита, сфалерита, так и в тесных сростках с гесситом, петцитом, золотом, сильванитом. Часто образует тонкозернистые агрегаты в промежутках зерен галенита, висмутина.

Микроскопическое определение этих минералов подтверждается результатом спектрального анализа минеральных сростков, где установлены Ag до 10%, $\text{Te} > 3\%$, $\text{Au} \sim 3\%$, $\text{Bi} - 1\%$, $\text{Fe} - 1\%$, $\text{Cu} - 0,1\%$, $\text{Zn} - 0,03\%$.

Золото является главным компонентом руд. Представлено частицами, размерами 0,001—2 мм. Чаще всего встречается совместно с теллуридами. Образовалось одновременно или несколько позже теллуридов.

Серебро встречается редко. Повышенное содержание серебра в рудах обусловлено наличием теллуридов серебра. Представлено в виде тонких зерен самой причудливой формы, размером 0,0001—0,003 мм. Наличие Te в растворах способствовало выпадению серебра в виде теллуридов, поэтому самородное серебро в рудах встречается редко.

В зоне окисления, в основном за счет минералов полиметаллической стадии, образуются: малахит, азурит, ковеллин, халькозин, лимониты, висмутовые и теллуровые охры, вторичное золото и другие минералы.

Кварц-карбонатная стадия представлена маломощными жилами и прожилками, развивающимся в зоне измененных пород, где они пересекают рудные тела всех предыдущих стадий. Жилы сложены, в основном, халцедоновидным кварцем, кальцитом и сидеритом.

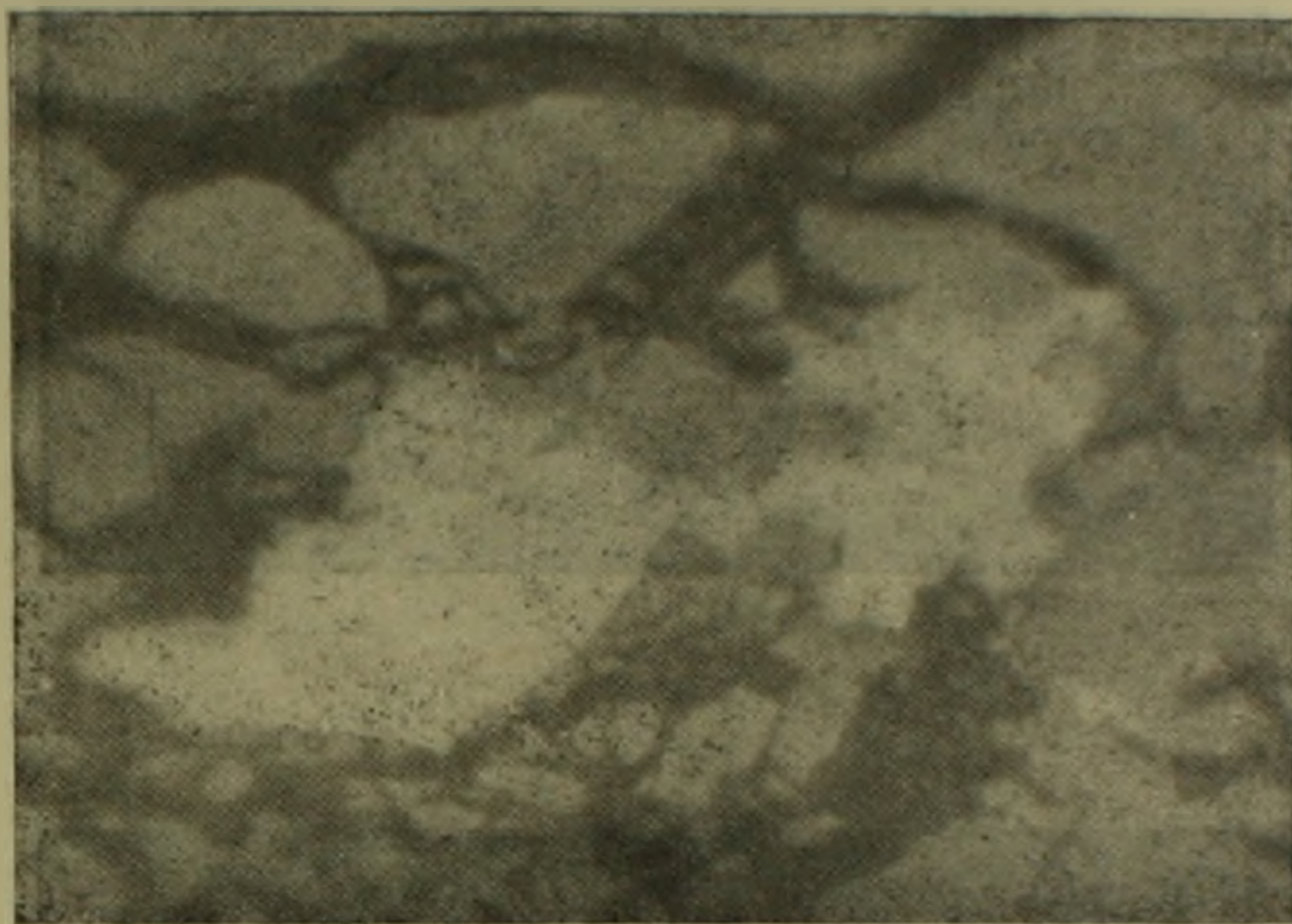
Характер золоторудной минерализации и геохимические условия образования руд

Химическими, спектральными и микроскопическими исследованиями золото установлено в рудах полиметаллической стадии минерализации в ассоциации с пиритом, сфалертом, халькопиритом, галенитом, калаверитом, сильванитом, гесситом и другими теллуридами и сульфосолями. Пространственно тесно золото чаще всего ассоциирует с теллуридами.

Распределение его в рудах весьма неравномерное. Местами его содержание доходит до нескольких десятков г/т. Основная часть рудных тел представлена жильными минералами (90—95%). Рудные минералы, в том числе и золото, главным образом приурочены к раздробленным и приконтактовым частям кварцевых тел, иногда проникая в боковые породы.

Отложение золота по сети сходящихся тонких трещинок кварца и сульфидов, а также по определенным кристаллографическим направлениям (по спайности, зонам роста и т. д.) привело к образованию частиц,

характеризующихся сложными очертаниями. Золото наблюдается в комковидных, пластинчатых, губчатых, палочковидных и прочих формах. Выделялось оно по трещинкам и границам зерен кварца, пирита, халькопирита, сфалерита, блеклых руд, галенита, иногда образуя тонкие волосовидные прожилочки микроскопических размеров. Тонкодисперсное же золото, с размерами частиц несколько микроном и меньше, в виде механических включений рассеяно в сульфидах (пирите, халькопирите, галените, сфалерите). Нередко оно является цементом катаклазированных зерен пирита, сфалерита и халькопирита (фиг. 4).



Фиг. 4. Катаклазированный пирит цементируется золотом.
Пол. шл. $\times 360$.

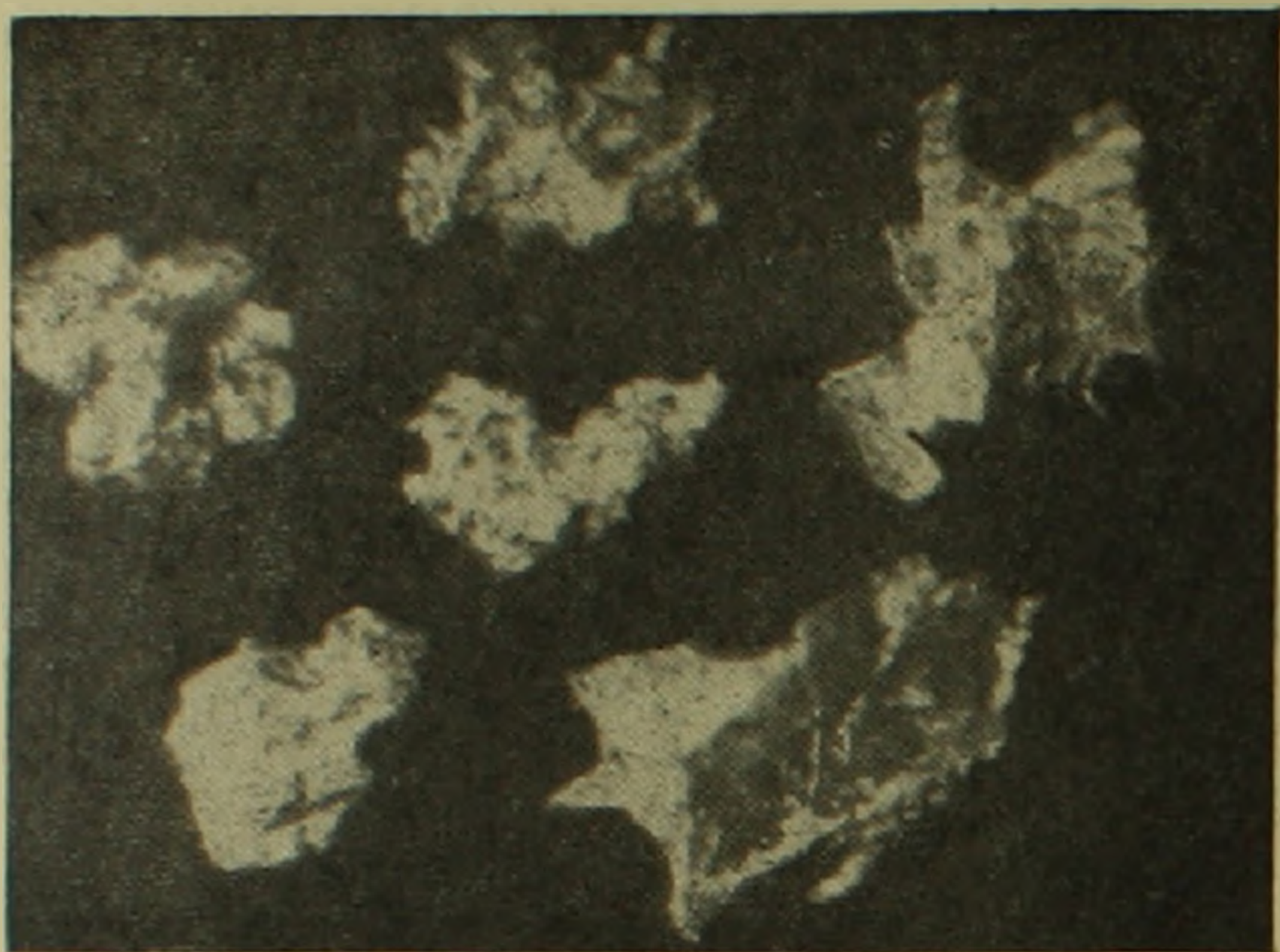
По всей вероятности, золотины унаследовали формы тех микроструктур, в которых они выделялись. Только те из них, которые образовались в свободных друзовых полостях или кавернах жильных минералов имеют характерные формы, обусловленные особенностями роста зерен и агрегатов золота. К последним относятся дендритовидные, веточковидные, ступенчато-пирамидальные формы (фиг. 5, 6).

Размер золотины колеблется в широких пределах (от нескольких микронов до 2—3 мм), но преобладающими являются мелкие классы (меньше 0,5 мм). Внутреннее строение золотины мелкозернистое с извилистыми контурами зерен. Состав золотых частиц не изучен. Проба золота по микроскопическим и визуальным наблюдениям, а также определению на приборном камне составляет около 800—850.

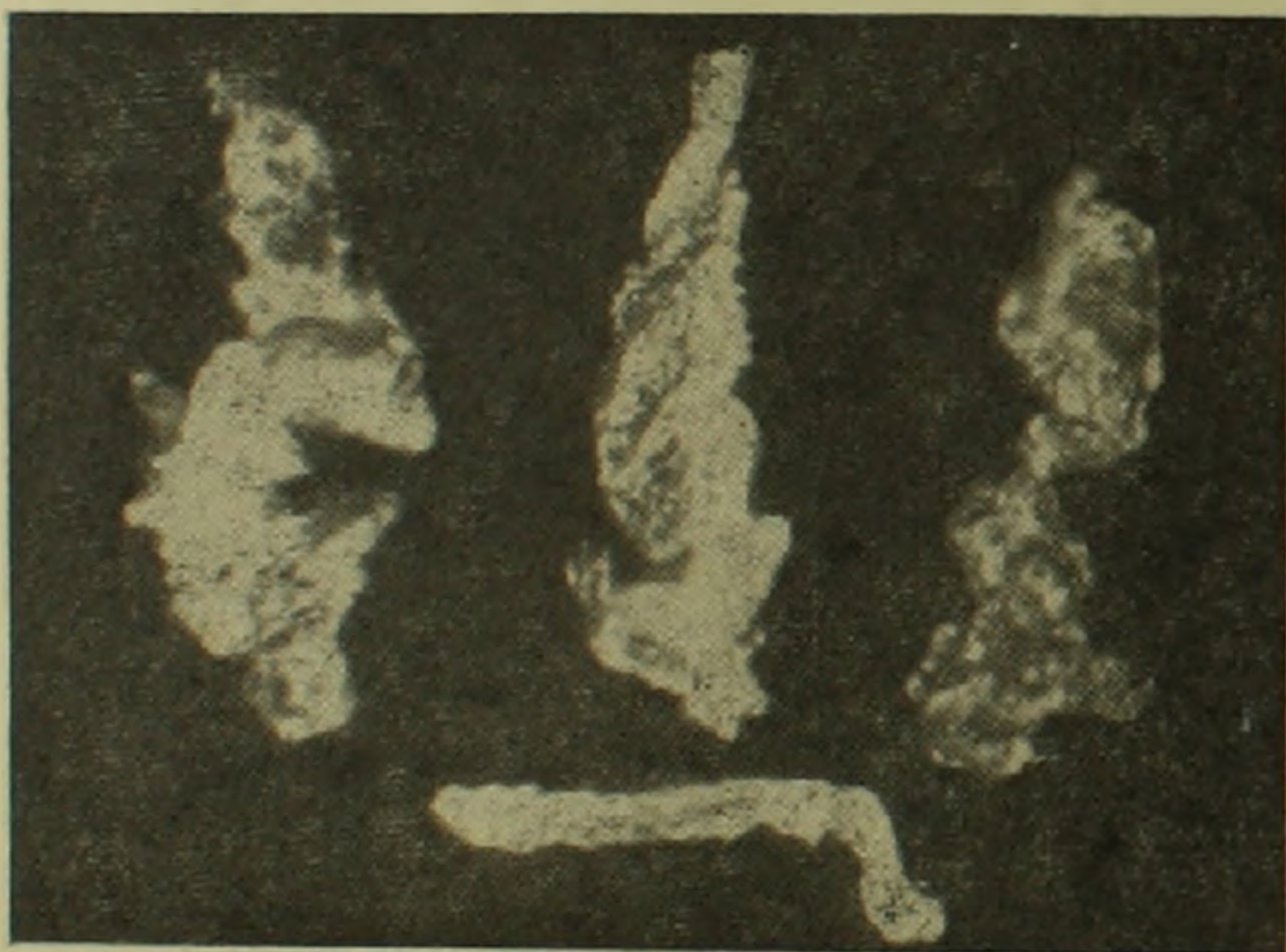
По наблюдаемым структурным взаимоотношениям видно, что золото из растворов выделялось одновременно или позже теллуридов. Тесные срастания золота с теллуридами и их нахождение в трещинах катаклаза сульфидов позволяют считать, что золото—теллуровая ассоциация минералов выделялась в конце полиметаллической стадии.

Как отмечалось выше, часть золота представлена тонкими включениями в сульфидах и прочих минералах. Больше всего оно находится в

пирите, гессите, кварце, галените, сфалерите, блеклых рудах. Это объясняется осаждающими свойствами одних (гессит, пирит) и механическими свойствами других минералов—пирит, кварц и др. Часть исследователей, кроме указанных факторов, в осаждении золота из растворов осо-



Фиг. 5.



Фиг. 6.

Фиг. 5. 6. Формы самородного золота. $\times 20$.

бое значение придает двум другим факторам: одновременности выделения золота и ассоциирующих минералов и характеру растворов. По всей вероятности, все указанные выше факторы действуют совместно.

Судя по минеральному составу и стадийности рудного процесса растворы различных стадий характеризовались различным количественно-качественным составом. В предшествующий кварцевой стадии период минерализации растворы были обогащены ионами SiO_4^{4-} , S_2^{2-} ,

CO_3^{2-} , а также CO_2 , H_2S , SO_2 и другими летучими, под воздействием которых вмещающие породы перетерпели значительные изменения (серицитизация, каолинизация, хлоритизация, пиритизация). Характер изменения пород свидетельствует о щелочности растворов и сравнительно высоком значении окислительного потенциала среды. Растворы в этот период были лишены или бедны металлическими компонентами, а наблюдаемая пиритизация, по всей вероятности, происходила за счет железа породообразующих минералов. Следующие порции растворов (кварцевая стадия) были богаты кремнеземом. Из них образовались крупные кварцевые тела.

Наиболее многокомпонентными были растворы полиметаллической стадии. Наличие золота и теллуридов в продуктах этой стадии позволяет ее считать наиболее интересной в минералогическом отношении и самой продуктивной по золотоносности. В составе растворов этой стадии участвовали ионы Au , Ag , Te , Bi , Cu , Fe , Pb , Zn , Cd , In , Sb , As , Hg , S_2^{2-} , SiO_4^{4-} , CO_3^{2-} , TeS_4^{2-} , Te_2^{2-} и другие летучие. Растворы были щелочными, о чем свидетельствует широко развитая серицитизация, карбонатизация пород. Последовательность выделения минералов свидетельствует об увеличении восстановительного потенциала в конце стадии.

Благоприятные условия для отложения золота и теллуридов, по всей вероятности, создавались после образования сульфидов, возможно вслед за небольшими внутриминерализационными подвижками. В этот период основная часть ионов серы была израсходована на образование сульфидов, в результате чего тиотеллуритовый ион — $[\text{TeS}_4]^{2-}$ преобразуется в ион полителлурида — $[\text{Te}_2]^{2-}$, который соединяясь с золотом, свинцом, образует теллуриды. Наряду с этим, возможно некоторую роль играет концентрация теллура, которая увеличивается к концу минерализации.

Рудный процесс завершается привнесением SiO_4^{4-} и CO_3^{2-} , образующих небольшие тела халцедоновидного кварца с карбонатами, лишенные рудной минерализации.

Сравнение Меградзорского месторождения с соседними месторождениями Памбак-Сюникской и Севан-Амасийской металлогенических зон с золото-теллуровой минерализацией

Сравнение Меградзорского месторождения с Зодским золоторудным месторождением, находящимся в Севано-Амасийской структурно металлогенической зоне, показывает много общего как в минералого-геохимическом, так и в геологическом отношении. По составу руд оба месторождения относятся к трансильванскому типу, формировавшемуся в средненизкотемпературных условиях, в верхнетретичное время [2, 3, 4].

Золото в ассоциации теллуридов, подобно Зодскому, было установлено и в пределах Анкаванского медно-молибденового месторождения [5, 6], расположенного на линии Анкаванского нарушения, недалеко от

Меградзора, где золото-теллуровая минерализация (с Ag и Bi) приурочена к секущим медно-молибденовые руды молодым субширотным структурам или же частично наложена на медно-молибденовые руды с явно выраженными структурами наложения и замещения. На Меградзорском месторождении золото-теллуровые руды также приурочены к субширотным разрывным структурам, сопряженным с Анкаванским нарушением. Приуроченность золото-теллуровой (с Ag, Bi) минерализации в двух соседних месторождениях к одним и тем же структурам субширотного простирания, сопряженным с Анкаванским нарушением, позволяет их считать одновременными образованиями, оторванными во времени от медно-молибденовой минерализации. По новым данным, полученным нами, сходный тип минерализации имеется и на Анкадзорском золоторудном месторождении; к этому типу по всей вероятности относятся также золоторудные проявления района гор. Дилижан.

Таким образом, получается общий тип оруденения на различных отрезках Севано-Амасийской металлогенической зоны и примыкающих к ней частях Памбак-Сюникской зоны, что дает основание Севано-Амасийскую зону считать единым рудным поясом золоторудной минерализации, который охватывает и часть Памбакского рудного района. Это значит, что по новому надо подходить к оценке перспективности золоторудных месторождений зоны и соответственно этому направить поисково-съемочные работы на территориях, лежащих между месторождениями Зод, Меградзор, Анкадзор, Анкаван, а также на продолжении остальной части Севано-Амасийской зоны.

З а к л ю ч е н и е

Установлено, что руды Меградзорского месторождения образовались в результате нескольких стадий минерализации, из коих золотоносной является полиметаллическая. В составе руд этой стадии кроме сульфидов Zn , Pb , Cu , Pb участвует ряд теллуридов, в том числе и теллуриды золота.

Сравнительная характеристика минерального состава руд и геологического строения Зодского, Анкадзорского, Меградзорского и Анкаванского месторождений (по золоторудной минерализации) выявляет много общего между ними, что обусловлено общностью их геологического развития. Это дает основание объединить их в единый золоторудный пояс, где Au—теллуровая (с Ag и Bi) минерализация (трансильванский тип оруденения) имела место в позднеальпийскую металлогеническую эпоху.

Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ, Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՄԵՂՐԱԶՈՐԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻ-
ԿՆՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հանքավայրը գտնվում է Փամբակի հանքային շրջանում: Այն հարում է Հանքավանի խախտմանը կից երկրորդական ստրուկտուրաներին:

Հանքավայրի գեոլոգիական կառուցվածքում մասնակցում են պալեոզոյան թերթաքարերը, կավճի, էոցենի և միոցեն-պլիոցենի նստվածքային, հրաբխածին ու հրաբխածին-նստվածքային առաջացումները, որոնք ներդրված են հնագույն և երրորդական դրանիտոիդային ինտրուզիաներով:

Հանքամարմինները մորֆոլոգիական տեսակետից ներկայացված են կվարցային, կվարց-կարբոնատ-սուլֆիդային երակներով, երակիկներով, լինդաներով և բներով: Երակներն ունեն մի քանի հարյուր մետր տարածում և մինչև 1—1,5 մ. մ. հզորություն: Նրանք ունեն տարբեր կազմ և հասակային փոխհարաբերություն, որոնք թույլ են տալիս ենթադրելու, որ հանքայնացումը ընթացել է մի քանի հաջորդական ստադիաներով: Սկզբում տեղի է ունեցել ապառոների հիդրոթերմալ փոփոխություն և պիրիտիզացիա, ապա առաջացել են կվարցի երակներն ու լինդաները, որից հետո ներդրվել են բուն հանքաքեր լուծույթները, առաջացնելով բազմամետաղային կազմի հանքամարմիններ: Ամենից վերջում առաջացել են խալցեդոնանման կվարցի ու կարբոնատի ոչ մեծ երակներն ու երակիկները: Նշված ստադիաներից ոսկեբերության տեսակետից կարևոր են բազմամետաղային հանքանյութերը, որոնց կազմում մեր կողմից հայտնաբերված են նաև մի շարք հազվագեյ հանդիպող տելուրի միներալներ:

Ըստ միներալային կազմի Մեղրաձորի հանքավայրը նման է Զոդին: Հանքայնացման նման տիպ հայտնաբերվել է նաև Հանքավանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի շրջանում և Հանքաձորի ոսկու հանքավայրում: Հանքանյութերի կազմի նմանությունը և երկրաբանական կառուցվածքի ու զարգացման բնոհանրությունը թույլ է տալիս ենթադրելու, որ ոսկու հանքայնացումը բոլոր նշված հանքավայրերում կատարվել է մի մետալոգեն էպոխայում և որ, Սևան-Ամասիայի ստրուկտուր-մետալոգենիկ զոնան հանդիսանում է ոսկու միներալիզացման մի գոտի, որն ընդգրկել է նաև Փամբակի հանքային շրջանի մի մասը, որտեղ ոսկու հանքայնացումը որոշ չափով վերադրվել է պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերի վրա:

Ոսկու հանքայնացումը նշված հանքավայրերում նույն տիպին վերագրելը պահանջում է նոր ձևով կազմակերպել որոնումա-հանույթային աշխատանքները նշված հանքավայրերում և նրանց միջև ընկած շրջաններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
2. Амирян Ш. О. К минералогии золоторудных месторождений. Доклады АН АрмССР, т. XXXI, № 1, 1960.

3. Амирян Ш. О. О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений. Известия АН АрмССР (геологические и географические науки), т. XIII, № 3—4, 1960.
4. Амирян Ш. О. Характер оруденения золота на одном месторождении. Доклады АН АрмССР, т. XXX, № 4, 1960.
5. Карапетян А. И. Характер оруденения золота на одном медно-молибденовом месторождении. Известия АН АрмССР (геологические и географические науки), т. XIV, № 4, 1961.
6. Карапетян А. И. Теллуриды в рудах Анкаванского месторождения. Известия АН АрмССР (геологические и географические науки), т. XIV, № 6, 1961.
7. Карапетян А. И., Амирян Ш. О. Об обнаружении теллуридов золота, серебра, висмута и свинца в рудах Меградзорского золоторудного месторождения. Доклады АН АрмССР, т. XXXVIII, № 1, 1964.
8. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Известия АН Армянской ССР (с. геологических и географических наук), т. X, № 4, 1957.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С. С. ВАНЮШИН

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ
ОРУДЕНЕНИЯ В КАФАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Геологическое строение и закономерности оруденения Кафанского рудного поля впервые изучались в 1933—1936 гг. В. Г. Грушевым, М. П. Русаковым и В. Н. Котляром [5, 10], затем в 1944—1960 гг. Ю. А. Араповым, С. С. Ванюшиным, Б. С. Вартапетяном и И. Г. Магакьяном [1, 2—4, 5—8].

Данная статья обобщает все материалы по данному вопросу, на основе детального анализа на базе многолетних личных наблюдений автора, накопленных в период руководства им геологической службой на месторождении.

Оруденение Кафанского рудного поля контролируется комплексом геологических факторов, описываемых ниже.

Стратиграфический фактор

Стратиграфический фактор контроля размещения оруденения проявляется весьма отчетливо в приуроченности всей медной и полиметаллической минерализации рудного поля преимущественно к толще среднеюрских (байос) вулканогенно-осадочных пород, представленных: кварцевыми, кварцево-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами. Таким образом, верхней стратиграфической границей оруденения является туфогенно-осадочная толща верхней юры (оксфорд-кимеридж), в пределах которой очень редко отмечается рудная минерализация, обычно не промышленного значения.

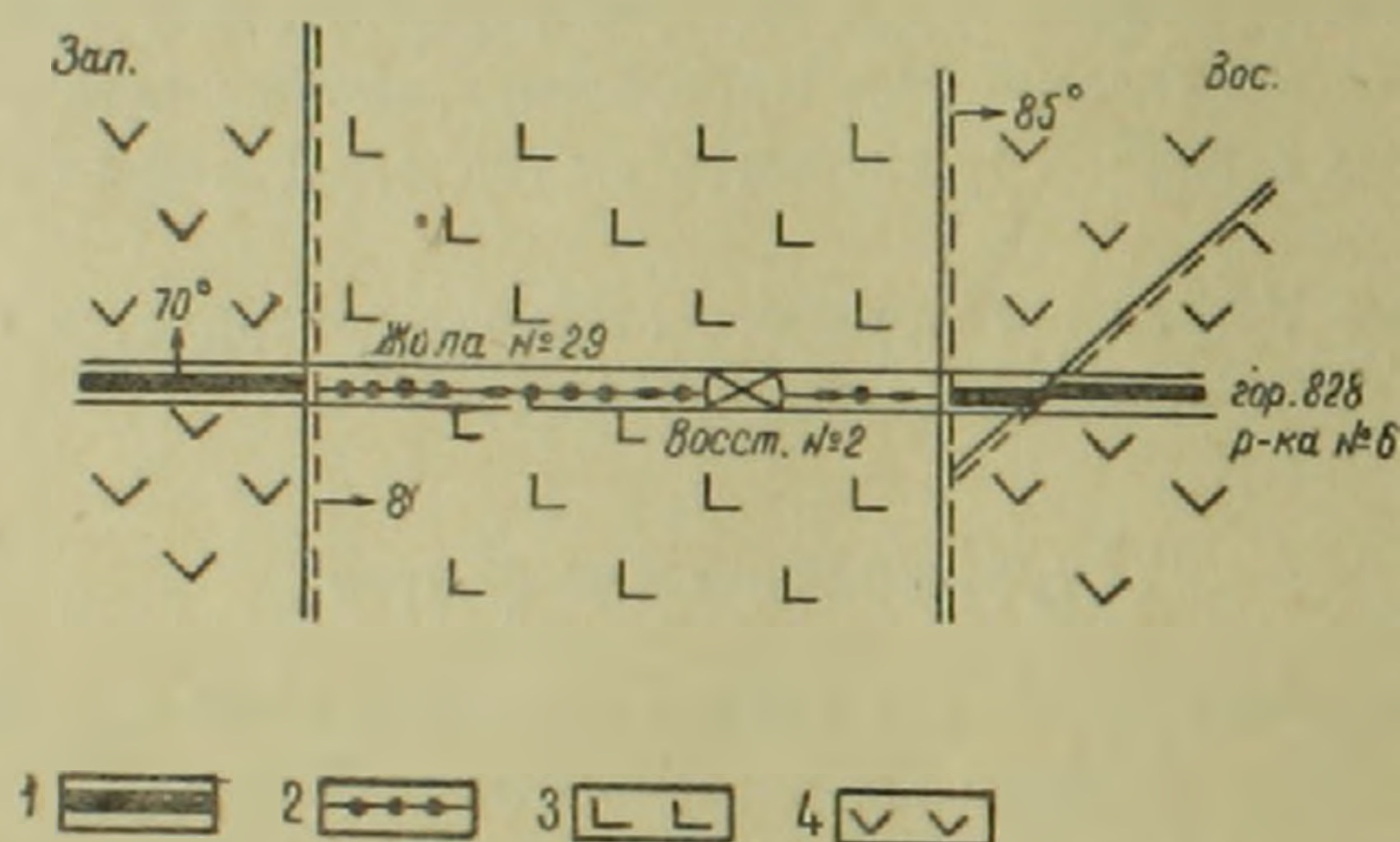
Стратификация оруденения в вулканогенно-осадочной толще средней юры (байос) объясняется нами генетической связью его с корнями магматического очага, породившего одновозрастные с ним эффузии кислого и умеренно-кислого состава, а также интрузии кварцевого порфира. Это подтверждается повышенным, против кларкового, содержанием меди, почти во всех среднеюрских эффузивных и дайковых породах, установленным металлометрической съемкой Кафанской ГРП, указывающим на определенную специализацию магмы первичного очага [12].

Приуроченность оруденения к среднеюрской толще является поисковым признаком.

Литологический фактор

В Кафанском рудном поле благоприятными рудовмещающими породами являются: кварцевые порфиры, вмещающие Шаумян-Халаджский полиметаллический участок; кварцево-плагноклазовые порфиры, вмещающие рудники № 6 и Нор-Хрда; плагноклазовые и миндалевидные порфиры, вмещающие рудники № 1—2, 7—10, рудные участки Катар и Лернанц; туфобрекчии порфиритов, вмещающие штокверковое тело рудника № 7—10 и, наконец, брекчиевидные эпидотизированные порфиры нижнего байоса, вмещающие рудник Нор-Барабатум (частично), Куртамякский участок и нижние горизонты рудника № 7—10 (?).

Неблагоприятными вмещающими породами являются туфопесчаники и дайки кварцевых порфиров, однако площадное развитие этих пород в рудных участках ничтожно. Рудные жилы, попадая в эти породы, теряют мощность и качественно ухудшаются за счет изменения халькопиритового состава на кварцево-пиритовый (фиг. 1).



ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Фиг. 1. План жилы № 29 на гор. 828 рудника № 6.

1 — жила халькопирит-пиритового состава, 2 — жила пиритового состава, 3 — дайка кварц-порфира (окварцованного), 4 — измененные порфиры.

Наиболее ярко отрицательная роль туфопесчаников проявилась на отрезке нижней половины Капитальной штольни № 1, на южном фланге рудника № 1—2, в руднике Нор-Барабатум и на участке Чинар. В целом литологический фактор контроля оруденения в большинстве рудных участков Кафана практически отсутствует, проявляясь узко локально для мелких отрезков жил, и не влияет на общее размещение оруденения.

Структурно-геологические факторы

Структурно-геологическим элементом регионального значения в Кафанском районе является Хуступ-Гиратахский разлом сбросо-надвигового типа, имеющий протяженность в пределах Армянской ССР более 70 км и амплитуду вертикального смещения около 0,7 км (по А. Е. Ко-

чаряну). По шву этого тектонического нарушения (второго порядка), имеющего характер глубинного разлома, приведены в контакт отложения девона и юры. Каких-либо прямых форм связи указанного дизъюнктива со структурами Кафанского рудного поля не установлено. В последнем развиты складчатые и трещинные структуры.

Основной складчатой структурной единицей рудного поля является крупная Кафанская брахиантиклиналь, общекавказского простирания, шириною 20—25 км, осложненная сеткой дорудных разрывных нарушений СЗ, СВ, широтного и меридиального простираний, определивших ее глыбовое строение. Брахиантиклиналь контролирует в целом все рудное поле, представляя собою благоприятную рудопоглощающую макроструктуру, что было отмечено еще В. Н. Котляром в 1936 г. [10]. Формирование ее происходило в интервале времени от нижнего байоса до среднего мела. Рудных участков, контролируемых элементами складчатой структуры, в Кафанском рудном поле не выявлено, однако автор, допуская по аналогии с Шамлугским медным месторождением, конвергентность месторождений в нем [14], считает возможным наличие таковых, в порядке поискового прогноза.

По типу своих рудовмещающих структур, имеющих исключительно секущий характер, описываемое рудное поле входит в группу рудных полей с трещинными структурами. Разрывные нарушения рудного поля морфогенетически являются трещинами разрыва и скола. Они выражены нарушениями третьего, четвертого, пятого, шестого и меньших порядков СЗ, СВ, меридионального и широтного простираний, с крутыми и средними углами падений в обе стороны. Наиболее крупные сколовые трещины, преимущественно северо-западного простирания, представленные: Западно-саяддашским, Восточно-саяддашским, Кавартсуйским (у рудника Нор-Барабатум) и Чинар-даринским разломами и такими крупнейшими нарушениями сколового типа близмеридионального простирания, как Мецмагаринский разлом, по-видимому являлись рудоподводящими и рудораспределительными, что, при отсутствии других прямых доказательств, подтверждается приуроченностью к ним 90% общего количества рудных участков. Из этого числа около 50% контролируется зоной Мецмагаринского разлома. На большинстве рудных участков трещины скола образовались ранее трещин тех же порядков, обычно сопрягающихся с первыми, однако на отдельных участках наблюдаются явления обратной последовательности. Господствующим типом рудолокализирующих структур в рудном поле являются трещины разрыва, протяженностью по вертикали и горизонтали в 100—200 м и реже до 250—400 м. В этих структурах локализовано 95% всех известных в нем рудных жил и штокверков. Сколовые же трещины в качестве рудовмещающих полостей весьма редки и количество их не превышает 3% общего числа рудных жил. К числу таковых относятся: 1) в руднике № 7—10—жилы №№ 2, 3, 4 и 5 сев.; 2) меридиональные жилы рудника № 6—жилы №№ 16, 17, 26, а также жила № 15—зап.; 3) в руднике им. С. Шаумяна—жилы №№ 1—4 южн.

Структурный контроль эндогенного оруденения в Кафанском рудном поле удивительно однотипен и проявляется весьма четко в пространственной связи всех разрабатывавшихся ранее и эксплуатируемых в настоящее время жильных и штокверковых рудных участков, с крупными дорудными деформационными структурами типа сбросо-сдвигов. Большинство рудных участков расположено в лежащих крыльях разломов третьего и четвертого порядков северо-западного простирания и, реже, в структурах, так называемых, «экранирующих крыш». Понятие о последних, в данном месторождении впервые было выдвинуто в 1933 г. В. Г. Грушевым и М. П. Русаковым [9].

По характеру контролируемых трещинных структур все известные в этом поле рудоносные участки нами объединены в следующие четыре типовые группы:

I. Рудные участки, прилегающие непосредственно к крупным тектоническим нарушениям и залегающие в сопряженных с ними оперяющих трещинных зонах. К ним относятся: 1. Жильные участки действующих рудников №№ 1—2, 6, 7—10, Нор-Барабатум и законсервированного рудника Нор-Хрда (быв. Южный); 2. Жильные участки старых рудников: Старая Хрда, Пача, Харлампий, Георгий-Нор (рудник № 5), Хин-Хазна, Гюней, Костин, Давалу, Россия (шахта), Куртамяк (?), Парсадановские, Лазаревские, Дагдаганский, Чинар-Дараси, Норашеник, Арачадзор и Дзорагет; 3. Штокверковые участки в действующих рудниках: а) восточный и западный штокверки в руднике № 6, б) штокверк рудника № 7—10, в) Катарский штокверк, г) Новый штокверк (южнее шахты Россия) и д) штокверк на участке Леризанц (севернее села Каварт). 4. Штокверки (мелкие) в старинных рудниках: Мецмагара, Беюк и Саралых.

II. Рудные участки, залегающие в участках замкнутых структур типа «экранирующих крыш», но контролируемые в них фактически только одним из слагающих их нарушений: 1) Восточный штокверк рудника № 6, 2) Жильный участок сев. фланга рудника № 6, 3) Жильный участок сев. фланга рудника № 1—2, 4) Жильный участок Нор-Хазна, на восточном фланге рудника № 1—2, 5) Жильный участок Нор Хрда и 6) Жильный участок Чинар-Дараси (северный фланг).

III. Рудные участки на площадях, расположенных в районах изгибов крупных тектонических нарушений: 1. Штокверк рудника № 7—10. 2. Жильное поле рудника Нор-Барабатум.

IV. Рудные участки несколько удаленные от крупных тектонических нарушений и залегающие на площадях развития боковых тектонических швов, оперяющих главные нарушения: 1. Жильные участки старых рудников: Карапет, Софик, Арфик, Сюник, Айрапет, Пехре (рудник № 4); 2. Жильный участок Шаумян-Халаджского рудника, 3. Жильный участок Гянджибут (восточнее с. Шгарджик), 4. Рудные участки в верхнем и среднем течениях р. Дзорагет (юго-западнее с. Арачадзор).

Первые два типа структурного контроля впервые были выделены

автором [3], а последние две группы структур заимствованы из классификации Ф. Н. Вольфсона.

Разнообразие типов структурного контроля в описываемом рудном поле исключает возможность упрощенного понимания его структуры, допускаемого Б. С. Вартапетяном, считающего, что в Кафане «оруденение локализуется под экранирующими крышами» [6, стр. 44], между тем, как фактически таковые контролируют лишь 6 рудных участков, содержащих 15% общих запасов меди, и следовательно являются не универсальной, а частной формой структурного контроля [3].

Представление Б. С. Вартапетяна [5] о наличии в Кафанском рудном поле, совершенно бесперспективных на оруденение, «отрицательных» структурных форм типа Саяддаш-Башкендской двухскатной экранирующей крыши, выраженной двумя пересекающимися внизу плоскостями дорудных нарушений, является ошибочным и опровергается открытием в 1958 г. богатого медью Катарского рудоносного участка, залегающего в аналогичной структуре.

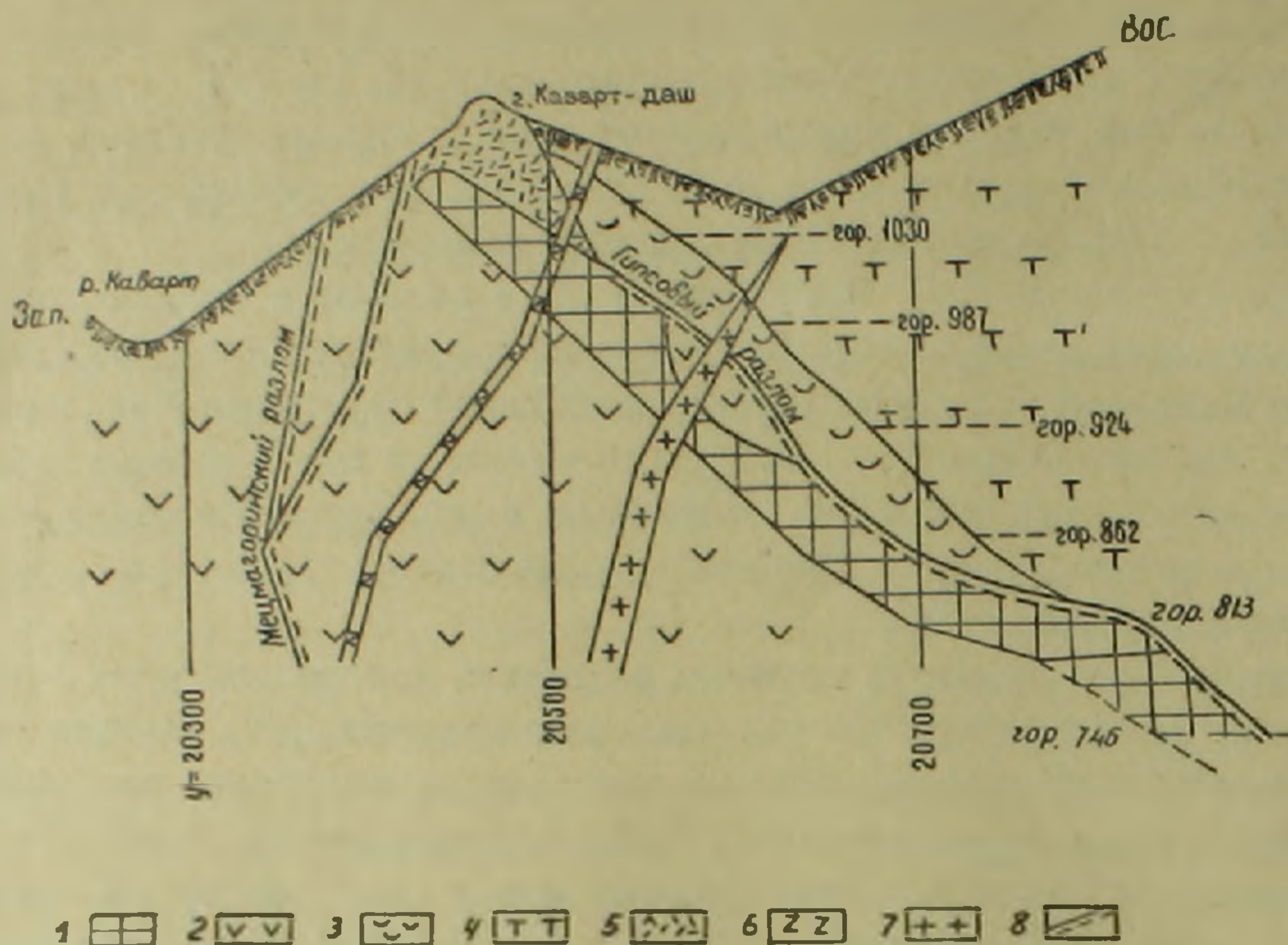
Морфология наиболее крупных разломов, контролирующих локализацию оруденения, указывает на большую интенсивность тектонических подвижек по ним, происходивших в процессе формирования разломов на небольшой глубине от поверхности. Все крупные дорудные разломы сопровождаются сопряженными с ними зонами трещиноватости, развивающимися локально, в блоках, подвергшихся наибольшему напряжению. При удалении от швов разломов на 150—200 м трещиноватость резко уменьшается, а затем целиком прекращается в связи с полной разрядкой принятого данным блоком механического напряжения (фиг. 2).

Оруденение в основном приурочено к рудовмещающим полостям в этих участках повышенной трещиноватости и развивается в пределах полосы, вышеуказанной ширины, вдоль разломов. Данная основная закономерность локализации оруденения, в конкретном пространственном выражении ее, в Кафанском рудном поле впервые установлена автором в 1946—1947 гг. и подтверждена дальнейшей практикой разведки рудного поля. Пострудная тектоника проявляется обычно в смещении рудных тел, в поперечном или диагональном к их простиранию направлениях, с амплитудами сдвигов по вертикали и горизонтали в 1,0—4,0 м и очень редко более. Структурный контроль оруденения отмечается также в резко выраженном склонении многих рудных жил в рудниках №№ 1—2, 6, 7—10 и Нор-Хрда и одного крупного штокверка — в руднике № 1—10 под главные дорудные разломы.

Автором наблюдались интересные явления двухстороннего склонения жилы № 1 в руднике Нор-Хрда, жилы № 29 в руднике № 6 и жилы Пехре в руднике № 1—2 в виде склонения их под каждый из двух, одновременно контролирующих эти жилы, дорудных разломов.

Характерной чертой локализации оруденения в Кафанском рудном поле является безрудность тектонических узлов взаимных пересечений и сопряжений дорудных разломов между собою и с дорудными дайками, оказавшихся абсолютно неблагоприятными структурами для формиро-

вания рудных столбов, полностью отсутствующих в нем. В трещинной тектонике рудного поля довольно отчетливо намечаются элементы структурной зональности, выражающиеся: 1) в интенсивном развитии трещин разрыва и зон трещиноватости в верхних горизонтах и значительном со-



СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Фиг. 2. Поперечный геологический разрез восточного штока в руднике № 6. 1—рудное тело, 2—кварц-плагиоклазовые порфиры, 3—огипсованные породы с линзами ангидрита, 4—туфопесчаники, 5—вторичные кварциты, 6—дайки диабаза, 7—дайки габбродиорита, 8—дорудные разломы.

кращении количества их с глубиной, что подтверждается сужением рудных полей на глубину в рудниках №№ 1—2, 6 и 7—10 и 2) в резком уменьшении мощностей зоны крупных дорудных разломов—Мецмагоринского Западно- и Восточно-саяддашского, а также Башкендского от 15—30 м до 2—5 м на нижних горизонтах горных работ рудников.

Наблюдается постепенное ослабление тектонических напряжений от начальных стадий гидротермальной минерализации к конечным, со смещением на юго-восток вновь образованных трещиноватых зон, вмещающих полиметаллическое оруденение (Шаумян, Халадж и другие). Развитие структуры Кафанского рудного поля, по данным детального анализа геологического материала, произведенного автором, шло в течение всего периода формирования таковой при сохранении общего плана деформации. Это доказывается: 1) северо-западным простиранием туфогенно-осадочных толщ верхней и средней юры, в частности пород нижнего и верхнего осадочного комплекса байоса, собранных одновременно в единую антиклинальную складку общекавказского направления; 2) отсутствием локальной взаимосвязи отдельных стадий минерализации с трещинными структурами различных направлений; 3) повторяемостью на-

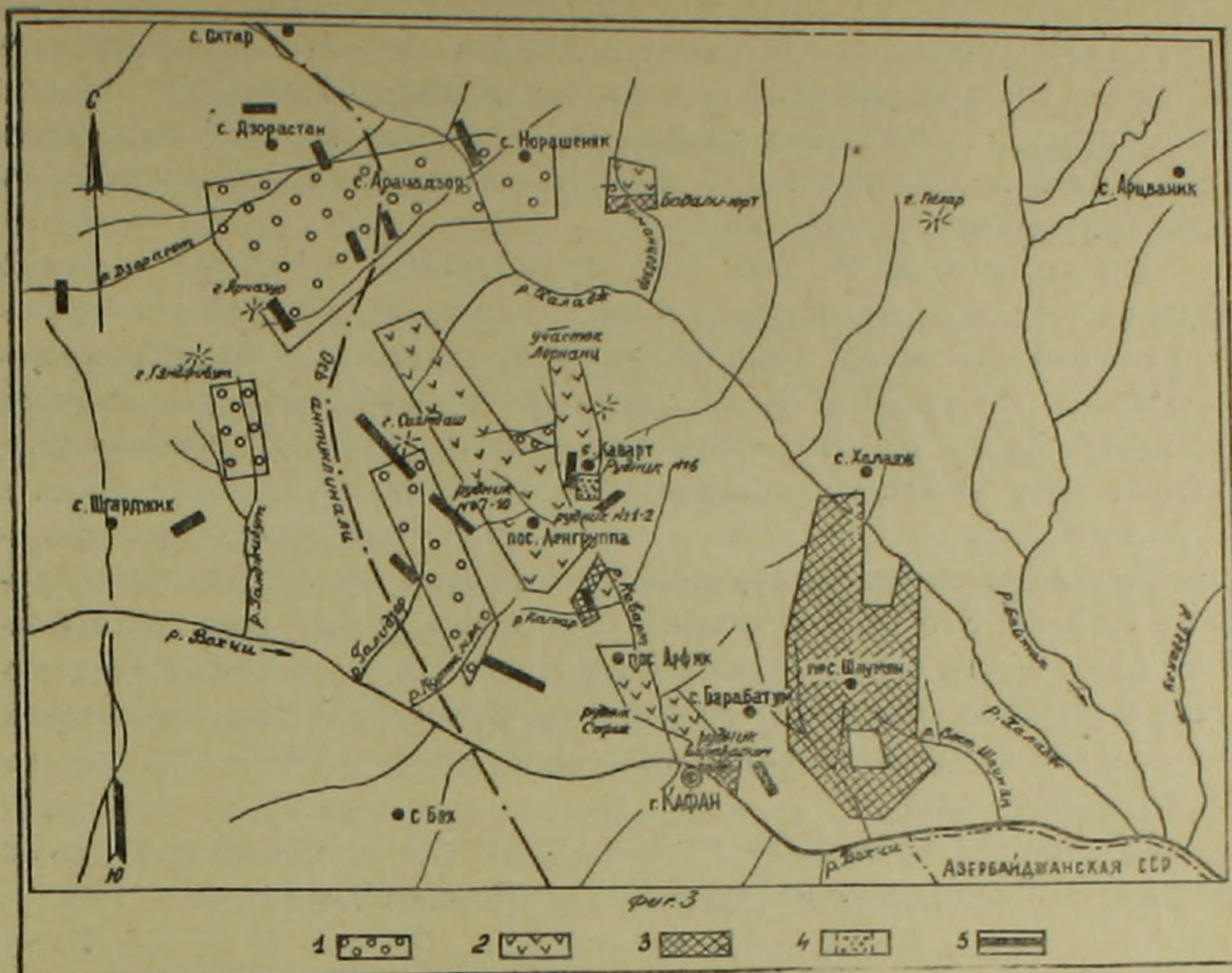
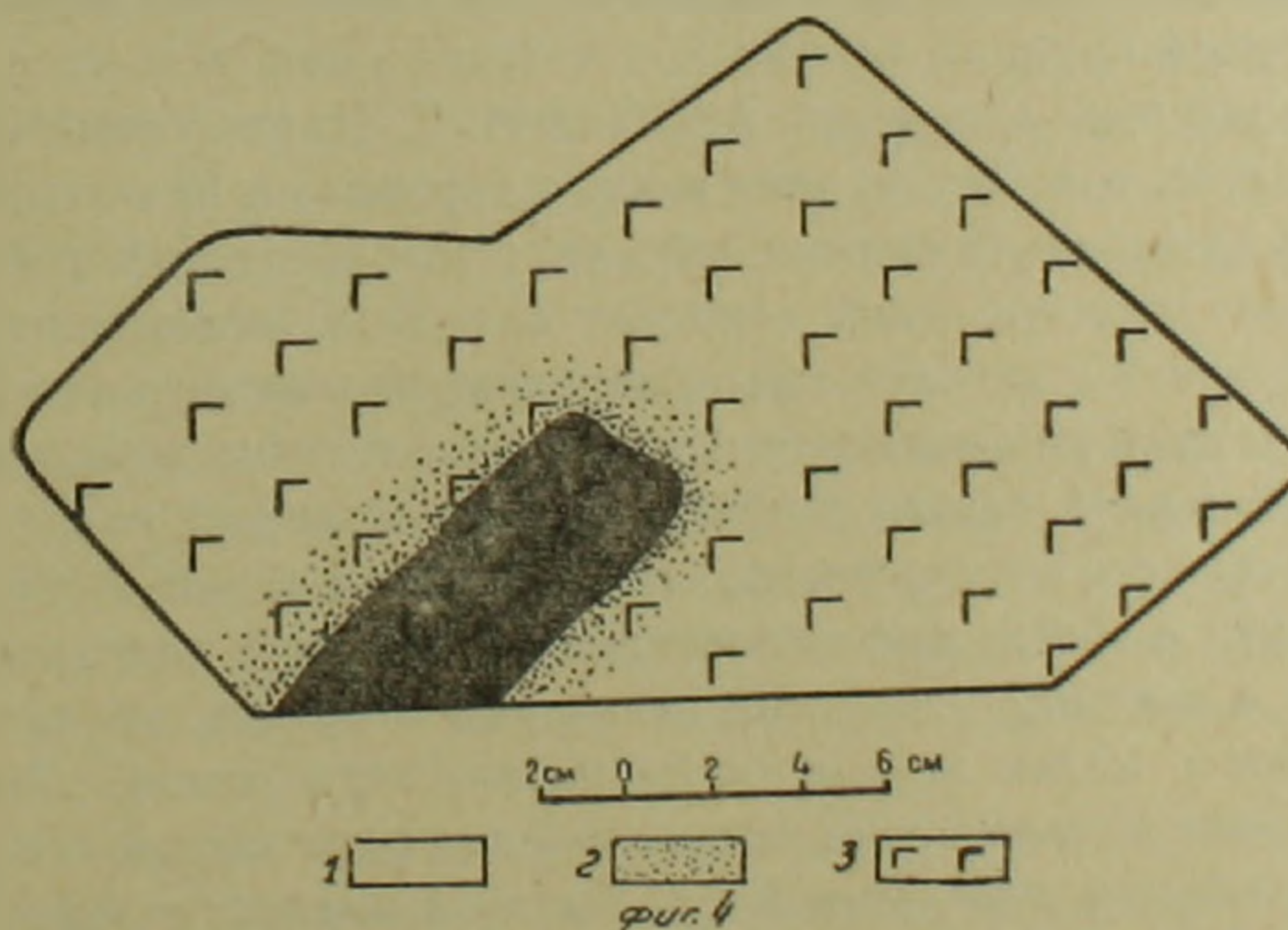


СХЕМА ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ В КАФАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ
 Фиг. 3. Типы минерализации: 1—кварц-пиритовая с небольшим количеством халькопирита, 2—халькопирит-пиритовая—с резко подчиненным количеством пирита, 3—полиметаллическая (сфалерит-халькопиритовая) — с незначительным количеством галенита, 4—пирит-халькозин-борнит-энаргитовая — с ничтожным количеством халькопирита, 5—дорудные дайки кварцевого порфира.



КСЕНОЛИТЫ ХАЛЬКОПИРИТА В ПОСТРУДНОЙ ДАЙКЕ
Фиг. 4. В восстающем № 12 по жиле № 29 на гор. № 746
рудника № 6. 1—халькопирит массивной текстуры, 2—ка-
пельная вкрапленность халькопирита в дайках, 3—дайка
габбро-диорита.

правлений трещиноватости разных порядков дорудного, внутрирудного и послерудного возрастов: 4) наличием в рудных участках, в подземных выработках, параллельных трещин, выполненных продуктами различных стадий минерализации: 5) дайками разновозрастных пород, имеющих одинаковые простирания.

Высказанное Ю. А. Лейе [11] представление о наличии в данном рудном поле двух структурных этажей (нижне-среднеюрского и верхне-юрско-нижнемелового), с направлением складчатости в них, пересекающейся под углом в 90° (СЗ—СВ), является умозрительным и базируется на произвольной трансформации этим автором мелкой вторичной складчатости северо-восточного направления, действительно существующей в туфопесчаниках верхнего байоса, в крупную верхнебайосскую антиклиналь северо-восточного направления, совершенно отсутствующую в природе Кафана. Это явно ошибочное положение убедительно опровергается фактическим северо-западным простиранием пород нижнего и верхнего осадочного комплекса средней юры, фиксируемым на протяжении 2,5—7,0 км, в подземных выработках (Кап. штольня № 1) и на поверхности рудного поля.

Пространственная связь рудных участков с крупными дорудными разрывами структурами является поисковым критерием.

Магматические факторы

а) **Металлогеническая специализация рудного поля.** Специфические черты металлогении каждого рудного района, как известно, определяются прежде всего принадлежностью его к определенному тектоно-магматическому комплексу, представляющему собою часть структурной зоны, слагающей крупный регион.

На территории Советской Армении И. Г. Магакьяном [12] впервые были выделены три структурные зоны, а внутри них 10 тектоно-магматических комплексов и 12 рудных районов, в том числе Кафанский. Кафанский тектоно-магматический комплекс сложен вулканогенными образованиями средней и верхней юры, прорванными интрузиями субвулканического и гипабиссального типа различного состава и возраста (юра—мел). Характерной чертой Кафанского рудного поля является медная специализация его металлогении, подтверждаемая монометаллическим составом руд и общей «зараженностью» медью всех слагающих его эффузивных и даечных пород среднеюрского возраста, указывающей на обогащенность медью исходного магматического очага. Аналогичная специализация металлогении характерна для ряда меднорудных районов Урала и полиметаллических районов Алтая, залегающих также, как и Кафан, в вулканогенно-осадочных породах. Полиметаллическая минерализация в общем балансе металлов рудного поля играет совершенно незначительную роль.

б) **Локальная связь оруденения с магматизмом.** Магматический фактор контроля локализации оруденения и площадей гидротермально из-

мененных пород в описываемом рудном поле проявляется довольно четко в пространственной связи 19 основных рудных участков, выполненных халькопирит-пиритовыми и пирит-халькозин-борнит-энаргитовыми рудами, с дайками и штоками интрузивного кварцевого порфира субвулканического характера. Это ставит последние в категорию поисковых признаков.

Совпадение фаций глубинности кварцевых порфиров и оруденения позволяет допускать парагенетическую связь между ними, в виде общности магматического очага, выделившего эффузии кислого и умеренно-кислого состава, субвулканические интрузии кварцевого порфира и кварцевого альбитофира, а также и оруденение.

Мнение Ю. А. Лейе [11] о пространственной связи экструзий кварцевого альбитофира с халькозин-борнит-энаргитовой формацией руд [3] находится в полном противоречии с фактами.

Б. С. Вартапетян [8, стр. 95] связывает оруденение Кафанского поля с гранитоидными интрузиями Мегринского плутона, расположенного в 40 км к западу от Кафана, в совершенно другом тектоно-магматическом комплексе, считая сателлитами данного плутона «мелкие выходы интрузивов диоритового и гранодиоритового состава» в рудном поле [7, стр. 44], а кварцевые порфиры и альбитофиры объявляет дериватами этой интрузии [8, стр. 62], с чем конечно никак нельзя согласиться. Гранодиоритовые интрузивы в Кафанах неизвестны и в нем имеются только мелкие интрузивы габбродиоритового состава и весьма маломощные дайки микродиорита [4]. Дайки габбродиорита встречаются по всей площади рудного поля и совместно с диабазами и диабазовыми порфиридами секут рудные штокверки и жилы, пострудный возраст их бесспорен и подтверждается еще наличием в дайках ксенолитов рудных жил, с ореолами капельной вкрапленности сульфидов, а также явлениями термального метаморфизма руд. Таким образом, указанные факты исключают какую-либо возможность связывать оруденение Кафана с проявлениями габбродиорита и микродиорита, не имеющими никакой генетической связи с ними.

в) Гипогенная зональность оруденения.

Вопросы зональности оруденения в Кафанском рудном поле впервые были рассмотрены В. Н. Котляром [10] и позже другими исследователями [1, 12]; в нашей статье они излагаются наиболее подробно.

В соответствии с понятиями гипогенной зональности эндогенного оруденения, развитыми В. И. Смирновым [13], здесь отмечаются три рода первичной зональности:

1. Зональность гидротермальных рудных полей проявляется в смене, в горизонтальном направлении, трех типов рудной минерализации.

Первая (с запада) зона кварцево-пиритовой минерализации (с незначительным количеством халькопирита) охватывает 4 участка. Самый южный из них протягивается с юга на север полосой, шириною 400—500 м и длиною более 2,0 км по западному склону Саяддашского хребта.

от среднего течения р. Куртамяк до г. Саяддаш. Второй участок аналогичной минерализации находится на юго-восточном склоне г. Гянджибут, третий — между селами Норашеник и Дзорастан и г. Арачадзор, протягиваясь полосой в широтном направлении, шириною 40—1500 м и длиною 4,5—5,0 км и четвертый — в низовьях Башкендского ручья. Вторая зона медной минерализации с рудами халькопирит-пиритового состава включает 19 рудных участков и образует полосу шириною от 300—700 м до 1000—1700 м и длиною 5,5—6,0 м, вытянутую на север от гор. Кафан, вверх по долине р. Каварт до ее истоков. Третья зона — полиметаллической минерализации охватывает полосу, включающую 7 рудных участков (Шаумян, Чинар и др.), расположенную на юго-восточном фланге рудного поля, суммарной протяженностью 1,8—2,0 км и шириною 300—500 м и два небольших участка в рудниках Хин-Барабатум и Айрапет (фиг. 3).

Горизонтальная зональность оруденения в Кафанском рудном поле связана как с пространственным удалением рудных участков от магматического очага к периферии, так, в основном, и со временем, т. е. с более поздним открыванием трещин, для доступа в них продуктов очередных стадий минерализации, подготовленных процессом дифференциации рудного флюида. Этот вывод хорошо увязывается с пульсационной теорией С. С. Смирнова.

2 и 3. Зональность второго и третьего порядков стадийная и фациальная, выраженная зональными структурами отдельных рудных тел в продуктах главных стадий минерализации рудного поля, проявляется с различной степенью частоты и контрастности в виде чередования по вертикали или по горизонтали участков, выполненных различными ассоциациями рудообразующих минералов. Автором наблюдались следующие типы стадийной и фациальной зональности:

Зональность повторных тектонических разрывов подмечена нами повсеместно и выражена: 1) выполнением зальбандов жил и их центральных частей различными минеральными составами, 2) чередованием в жилах лент различного минерального состава и 3) наличием в забоях штреков ряда мелких параллельных жил, выполненных продуктами различных генераций и стадий минерализации.

Зональность тектонического раскрытия, связанная с постепенным приоткрыванием рудных полостей в процессе рудоотложения, наблюдается довольно часто, будучи выражена на флангах рудных жил резкой или постепенной сменой халькопирит-пиритового состава их на пиритовый и кварцевый — в медных рудниках и на пиритовый и кальцитовый — в полиметаллических рудниках.

Зональность состава пород, зависящая от активного влияния на процесс рудоотложения вмещающих пород, наблюдалась автором лишь в единичных случаях в рудниках №№ 1—2, 6, 7—10, Нор-Хрда и на участке Чинар-дара, на коротких отрезках рудных жил, в местах пересечения ими даек кварцевого порфира и пачек туфопесчаников (фиг. 1).

Зональность отложения или вертикальная зональность в большинстве рудных участков с пирит-халькопиритовой формацией руд, проявляется весьма слабо и выражается лишь в относительно незначительном увеличении роли пирита и кварца в нижних частях рудных тел. Это особенно четко видно на примере штокверка рудника № 7—10, сохраняющем, по данным буровой разведки Кафанской ГРП, минеральный состав руд без изменения на протяжении 450—500 м по вертикали. Указания Ю. А. Арапова [1] и Э. А. Хачатуряна [15] о закономерном увеличении роли борнита в нижних горизонтах жил рудников №№ 1—2 и 6 нашими детальными наблюдениями не подтверждаются. Зональность отложения в Кафанском рудном поле наиболее четко проявлена лишь на двух рудных частях—рудниках № 6 и им. С. Шаумяна.

В восточном штокверке рудника № 6, выполненном рудами халькозин-борнит-энаргитовой формации, отмечается: 1) увеличение количества энаргита в двух направлениях, по вертикали—на верхних горизонтах (1030, 987, 960) и по горизонтали —в восточном направлении, по мере приближения к шву гипсового разлома и 2) уменьшение количества сфалерита и халькозина в штокверке с глубиной, вплоть до полного исчезновения сфалерита на горизонте 924 и халькозина на гор. 813. В руднике им. С. Шаумяна В. Н. Котляром и Н. М. Прокопенко и нашими повторными наблюдениями было установлено: 1) уменьшение роли свинца в руде с глубиной и почти полное отсутствие галенита в ней на гор.—75 и 2) постепенное уменьшение цинка в руде на более глубоких горизонтах, с одновременным увеличением в ней меди.

Мнение Б. С. Вартапетяна [6] о переходе полиметаллических жил рудника им. С. Шаумяна с глубиной в чисто халькопиритовые и о преобладании галенита в рудах Халаджского участка является неправильным, таких фактов не наблюдается. Указание Ю. А. Лейе [11, стр. 23] о наличии в Кафанском рудном поле «взаимных переходов друг в друга, в вертикальной и горизонтальной плоскостях, галенит-халькопирит-сфалеритовых руд в пирит-халькопиритовые» является абсолютно неверным, так как таковых нигде в разведочных и эксплуатационных выработках геологами ни разу не отмечалось. Говоря о них, автор эклектически объединяет три рода первичной зональности В. И. Смирнова [13] — рудных полей, стадияльную и фациальную, что недопустимо.

Описывая вопросы зональности оруденения в Кафанском рудном поле и в целом по всей республике, В. С. Вартапетян рассматривает территорию Армянской ССР как единую структуру, а все гранитоидные интрузии, с которыми связано оруденение, считаются им синхронными и относятся по возрасту к послезоценовому циклу. Это представление противоречит данным большинства остальных геологов, а также определениями абсолютного возраста пород, установивших наличие в Армянской ССР гранитоидов юрского, нижне- и верхнемелового, эоценового, олигоцен-миоценового и, наконец, плиоценового возрастов, приуроченных к разным структурно-металлогеническим зонам, имеющим свою специфику минерализации.

Предложенная Б. С. Вартапетяном единая для всей Армянской ССР схема зональности оруденения составлена им с учетом только одного фактора эрозионного среза и, по существу, является лишь упрощенным вариантом теории зональности В. Эммонса, отвергнутой 25—30 лет назад геологами нашей страны.

Стадии минерализации. Процесс формирования Кафанского рудного поля был длительным, прерывисто-непрерывным и имел пульсационный характер, его следует разделить на два различных периода—дорудный и рудный этапы. Дорудный этап развития процессов автометаморфизма связан с газогидротермами сольфатарного порядка и проявляется: а) в регионально распространенных явлениях дорудного метаморфизма пород района и б) продуктами двух стадий минерализации алунито-каолинитовой и серно-колчеданной, генетически не связанными с рудным флюидом.

Гидротермальный рудный этап подразделен автором на семь стадий минерализации: 1) кварцево-пиритовую, 2) пирит-халькопиритовую, 3) сульфатную, 4) пирит-халькозин-борнит-энаргитовую, 5) полиметаллическую, 6) алтант-галенит-сфалеритовую, и 7) карбонатно-кварцевую—завершающую. Из них три стадии—2, 4 и 5-я отложили из слабощелочных растворов ($\text{pH}=8$) все количество разведанных в рудном поле запасов меди, цинка и свинца, 1, 3, 7-я стадии были безрудными, а шестая—выделила ничтожное количество металлов.

Интересной закономерностью гидротермальной минерализации Кафанского рудного поля является существование между двумя рудными стадиями (второй и четвертой) безрудной сульфатной стадии, выделившей на флангах рудников №№ 6 и 7—10 огромное количество гипогенного ангидрита и частично гипса. Возникновение данной стадии минерализации, в соответствии с учением о природе рудообразующего флюида, блестяще разработанным академиком А. Г. Бетехтиным, автором связывается с резкими колебаниями pH среды, а также концентраций сульфидообразующих анионов S^{2-} и $[\text{S}_2]^{2-}$ и сульфатообразующих катионов S^{4+} и S^{6+} , формирующихся в окислительных условиях, путем перехода из первых.

Внутрирудные сульфатные стадии, как известно, установлены также и на некоторых колчеданных месторождениях Урала (Левиха, Ю. Кузнечиха и др.) и в Казахстане (Майкаин, Джусалы), в которых ангидрит, гипс и барит отлагались между серноколчеданной и колчеданно-полиметаллической стадиями. Отложение продуктов всех девяти стадий минерализации, синхронно или разновремено по всему рудному полю, локально или наложено в отдельных, тектонически неодинаково подготовленных и гипсометрически различно перемещенных, блоках—глыбах обусловило все разнообразие рудных формаций и многочисленность рудных участков в Кафанском рудном поле.

Ս. Ս. ՎԱՆՅՈՒՇԻՆ

ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱՔԱՇԽՄԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հանքայնացման տեղաբաշխման օրինաչափությունները Ղափանի հանքադաշտում որոշվում է ստրատիգրաֆիական, լիթոլոգիական, ստրուկտուր-երկրաբանական և մագմատիկական գործոններով: Հանքայնացման վերահսկման ստրատիգրաֆիական գործոնը արտահայտվում է բոլոր 34 հանքային տեղամասերի տեղադրմամբ բայոսի հրաբխային-նստվածքային ապարների շերտախմբում և վերին յուրայի վերհանքային ապարների շերտախմբում արդյունաբերական հանքայնացման բացակայությամբ:

Լիթոլոգիական գործոնն ունի տեղական նշանակություն: Հանքայնացման վերահսկման ստրուկտուր-երկրաբանական գործոնները կարևորագույններն են համարվում և արտահայտվում են հանքային տեղամասերի տարածական հատումով առավելապես հյուսիս-արևմտյան տարածում ունեցող միջհանքային խախտումների կարերին:

Մագմատիկական գործոնները արտահայտվում են՝

ա) հանքային տեղամասերի մեծ մասի (70 տոկոս) տարածական հարումով հանքայնացման հետ պարագենետիկորեն կապված ինտրուզիվ կվարցային պորֆիրների ելքերին:

բ) մետաղադենիայի պղնձային մասնազիտացմամբ:

վ) հանքայնացման առաջնային զոնալության առկայությամբ:

գ) հանքային պրոցեսի բազմափուլությամբ, որը բաժանվում է հանքայնացման 9 փուլի:

Հանքայնացման հետաքրքիր օրինաչափություն է հանդիսանում հանքայնացման 2 փուլերի մեջ ոչ-հանքային սուլֆատային փուլի գոյությունը, որը անջատել է հսկայական քանակությամբ հիպոգեն անհիդրիտ և մասամբ գիպս:

Հղվածում նշված է Բ. Ս. Վարդապետյանի և Յու. Ս. Լեյբյի մի քանի պատկերացումների սխալ լինելը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арапов Ю. А. Структурно-геологический и минералого-геохимический очерк рудников Кафанского медного месторождения. Рукопись, Фонды АрмГУ, 1944.
2. Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г. Кафанское медное месторождение. Изд. НТО Цветмета, Ереван, 1957.
3. Ванюшин С. С. Геологические условия формирования штокверков в Кафанском рудном поле. Изд. АН АрмССР, сер., геол., № 4, 1957.
4. Ванюшин С. С. Место даечного комплекса Кафанского рудного района АрмССР в тектономагматической истории развития Сомхето-карабахской геосинклинали ДАН АрмССР, т. XXIX, № 2, 1959.
5. Вартапетян Б. С. К вопросу о контролирующей структуре Кафанского месторождения. Изд. АН АрмССР, т. I, 1948.
6. Вартапетян Б. С. О горизонтальной минералогической зональности в оруденении на территории АрмССР, т. XI, № 2, 1958.

7. Вартапетян Б. С. Магматический контроль эндогенного оруденения на территории АрмССР. Изд. Высш. Уч. Завед., Геология и разведка № 2, 1960.
8. Вартапетян Б. С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении, Сов. геол. № 10, 1960.
9. Грушевой В. Г., Русаков М. П. Зангезур, его промышленное лицо и перспективы. Разведка недр. № 19 и 20, 1934.
10. Котляр В. Н. Некоторые вопросы изучения структуры рудных полей. Проблем Сов. Геологии, № 6, 1936.
11. Лейе Ю. А. Кафанское рудное поле. Автореферат, кандид. диссерт. 1962.
12. Магакьян И. Г. О металлогенической специализации в некоторых типах тектономагматических комплексов. ДАН АрмССР, № 1, 1952.
13. Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. Вест. Моск. Универс. № 2, 1960.
14. Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Сборн. Генетические проблемы руд. Москва, 1960.
15. Хачатурян Э. А. О минералогическом составе руд Кафанского месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол., т. XII, № 6, 1959.

ГИДРОГЕОХИМИЯ

А. Р. ГАЛСТЯН

ВЛИЯНИЕ АНИОННОГО И КАТИОННОГО СОСТАВА ВОД
НА ПЕРЕХОД ХРОМА ИЗ РУД В ВОДНЫЙ РАСТВОР

Растворение и переход хрома в природные растворы из руд и минералов зависят от ряда факторов, среди которых наиболее важными следует считать: 1) химический и газовый состав природных вод, 2) концентрация водородных ионов этих вод, 3) вещественный состав пород и руд; форма нахождения хрома в породах, подвергающихся воздействию этих растворов и 4) гидродинамика подземных вод.

Нами экспериментально изучалось влияние основных ионов природных вод на растворение и переход хрома из хромшпинелидов (Севанский рудный пояс) в водный раствор.

Для проведения этих экспериментов были взяты магнохромит и хром-пикотит из Шоржинского месторождения хромистого железняка.

Хромшпинелиды встречаются, в основном, в перидотитах и дунитах Севанского пояса ультраосновных пород как в виде вкрапленности, так и в виде сплошных скоплений большей частью неправильной гнездообразной, линзообразной и столбчатой формы. Хром в рудах находится в виде Cr_2O_3 . Содержание его колеблется в широких пределах. Остальная часть состава приходится на долю изоморфных примесей: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO и др. Размеры зерен сплошных руд колеблются от 0,5 до 1,5—2 мм. Часто встречаются крупнозернистые агрегаты руды. Размеры отдельных зерен достигают 2—3 см в поперечнике.

В ассоциации с хромшпинелидами постоянно наблюдается серпентин, оливин, хромгранат, хромдиопсид, хромхлориты, кальцит, магнезиальные карбонаты, сульфиды никеля и т. д.

Химический состав пробы № 235 хромшпинелидов Шоржинской группы приведен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав пробы № 235

Руды	Содержание в %								Сумма
	SiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	
Магнохромит	0,62	8,52	51,20	8,70	14,35	10,55	1,92	0,40	96,27
Хром-пикотит	1,54	20,65	41,35	7,10	10,64	14,54	2,02	0,20	99,99

Пробы хромшпинелидов были измельчены до порошка и по одному грамму помещены в стеклянные цилиндры. Дальнейшие работы проводились в гидрохимической лаборатории ИГН АН Армянской ССР под руководством химика-аналитика канд. хим. наук Э. А. Кюрегян, которой автор приносит глубокую благодарность. Пробы руд заливали растворами, содержащими различные концентрации ионов SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na . Для анионов были приготовлены соответствующие соли натрия: Na_2SO_4 , NaCl и NaHCO_3 . Для катионов были приготовлены соответственно соли: CaCO_3 , MgCO_3 и Na_2CO_3 различных концентраций. Полученные при опытах растворы анализировались на хром колориметрическим методом.

Влияние иона SO_4^{2-} . Для проведения опытов были приготовлены растворы Na_2SO_4 с содержанием SO_4^{2-} в 20, 100 и 1000 мг/л. Данные опытов говорят о том, что при значениях pH 6,6—7,0 (табл. 2)

Таблица 2

Влияние анионов SO_4^{2-} , Cl^- и HCO_3^- на миграцию хрома из руд в водный раствор (при продолжительности опытов в пять суток)

Раствор	Содержание Cr^{6+} в растворе после опытов в мг/л при pH 6,6—7,0	Содержание Cr^{6+} в растворе после опытов в мг/л при pH=8
Na_2SO_4		
1) 20 мг/л SO_4^{2-}	не обн.	0,30
2) 100 мг/л SO_4^{2-}	не обн.	0,34
3) 1000 мг/л SO_4^{2-}	не обн.	0,41
NaCl		
1) 20 мг/л Cl^-	не обн.	0,27
2) 100 мг/л Cl^-	не обн.	0,34
3) 1000 мг/л Cl^-	не обн.	0,34
NaHCO_3		
1) 400 мг/л HCO_3^-	не обн.	0,30
2) 2000 мг/л HCO_3^-	не обн.	0,34
3) 20000 мг/л HCO_3^-	не обн.	0,36

ион SO_4^{2-} в воде не влияет на переход хрома из руд в раствор. При более высоких значениях pH (для увеличения pH прибавляли раствор NaOH п/10 0,25—0,3 мг/л) данные анализов показывают, что ион SO_4^{2-} интенсивно влияет на переход хрома из руд в раствор и при pH=8 содержание хрома составляет 0,41 мг/л.

Влияние иона Cl^- . Серия опытов была проведена также с растворами NaCl с концентрациями ионов Cl^- в 20, 100 и 1000 мг/л.

Данные анализов (табл. 2) показывают, что хлор-ион при значениях pH растворов, близких к нейтральным, не влияет на переход хрома из руд в воду. При значениях $\text{pH} > 7$ наблюдается влияние Cl^- на миграцию хрома из руд в раствор.

Влияние иона HCO_3^- . Для изучения влияния иона HCO_3^- на переход хрома из руд в раствор применялись растворы NaHCO_3 с концентрациями ионов HCO_3^- в 400, 2000 и 20000 мг/л. Как показывают полученные данные (табл. 2), присутствие в растворе гидрокарбонат-иона при значениях pH 6,8—7,0 совершенно не влияет на растворимость хрома. При $\text{pH} = 8$ гидрокарбонат-ион в значительной степени влияет на переход хрома из руд в раствор.

Аналогичная серия опытов была проведена с растворами солей главных катионов для изучения влияния их на миграцию хрома из руд в воду.

Влияние иона Na. Для опытов были приготовлены растворы Na_2CO_3 с концентрациями 60, 200 и 3000 мг/л ионов Na. Полученные данные показывают, что в ходе увеличения концентрации ионов Na в растворе содержание хрома заметно повышается. Интенсивность миграции хрома из руд в воду при более высоких значениях pH, также увеличивается (табл. 3).

Таблица 3

Влияние катионов Na, Ca^{2+} и Mg^{2+} на миграцию хрома из руд в водный раствор (при продолжительности опытов в пять суток)

Раствор	Содержание Cr^{6+} в растворе после опытов в мг/л при pH 7,5—8,4	Содержание Cr^{6+} в растворе после опытов в мг/л при pH=9
Na_2CO_3		
1) 60 мг/л Na	0,20	0,25
2) 300 мг/л Na	0,24	0,27
3) 3000 мг/л Na	0,34	0,38
CaCO_3		
1) 60 мг/л Ca^{2+}	0,14	0,20
2) 300 мг/л Ca^{2+}	0,14	0,20
3) 3000 мг/л Ca^{2+}	0,14	0,27
MgCO_3		
1) 40 мг/л Mg^{2+}	0,20	0,27
2) 200 мг/л Mg^{2+}	0,27	0,34
3) 2000 мг/л Mg^{2+}	0,34	0,41

Влияние иона Ca^{2+} . Растворы CaCO_3 были приготовлены также из расчета содержания в них 60, 300 и 3000 мг/л ионов Ca^{2+} . Влияние иона кальция при тех же значениях pH и концентрация на

растворимость хрома, по сравнению с натрием, заметно слабее. Полученные данные приведены в табл. 3.

Влияние иона Mg^{2+} . Для изучения влияния иона магния на переход хрома из руд в раствор были приготовлены растворы $MgCO_3$ с концентрациями ионов Mg^{2+} в 40, 200 и 2000 мг/л. Полученные данные показывают, что с увеличением рН и концентрации Mg^{2+} интенсивность поступления хрома из руд в раствор увеличивается (табл. 3).

Нам не удалось провести аналогичных опытов на растворимость хрома с кислородом и углекислотой, однако роль этих компонентов чрезвычайно важна при миграции хрома из руд в раствор.

Хром, находясь в рудах и минералах в виде Cr_2O_3 , где он трехвалентен, относится к труднорастворимым соединениям и лишь при интенсивном окислении, когда он переходит в свой наивысший окисел, дает растворимые соединения в виде $[CrO_4]^{2-}$, которые и мигрируют из руд в водные растворы. Следовательно, кислороду, как атмосферному, так и растворенному, при процессах миграции хрома в зоне гипергенеза, должно отдаваться первостепенное значение.

При миграции хрома из руд и минералов в природные воды роль углекислоты несомненно также должна быть велика. Углекислота в природных водах, создавая карбонатную среду, где хром заведомо находится в шестивалентной форме, может благоприятствовать образованию растворимых комплексных соединений, способных мигрировать.

Таким образом, результаты экспериментальных работ позволяют нам говорить о том, что степень воздействия анионов на переход хрома из руд в водный раствор почти одинакова, а среди катионов на первом месте Mg^{2+} и Na, на втором Ca^{2+} .

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.V.1963.

Ա. Ռ. ԴԱԼՍՏՅԱՆ

ՋՐԵՐԻ ԱՆԻՈՆԱՅԻՆ ԵՎ ԿԱՏԻՈՆԱՅԻՆ ԿԱԶՄԻ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ ՔՐՈՄԻ
ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻՅ ՋՐԱՅԻՆ ԼՈՒԾՈՒՅԹԻ ՄԵՋ ԱՆՑՆԵԼՈՒ ՎՐԱ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Հանքանյութերից և միներալներից բրոմի տարրալուծումը և բնական լուծույթների մեջ անցնելը կախված է մի շարք գործոններից, որոնցից ամենակարևորները պետք է համարել՝ 1) բնական ջրերի քիմիական և գաղաչին բաղադրությունը, 2) այդ ջրերում ջրածին իոնի խտությունը, 3) ապարների և հանքանյութերի նյութական կազմը, այդ լուծույթների ներդրությունը հնթարկվող ապարների մեջ բրոմի գտնվելու ձևը, 4) ստորերկրյա ջրերի հիդրոդինամիկան, Սենք փորձնական ձևով ուսումնասիրել ենք բնական ջրերի հիմ-

նական իոնների ազդեցության տակ քրոմշպինելիդներից (Սևանի հանքային գոտի) քրոմի տարրալուծման ու ջրային լուծույթի մեջ անցնելու հնարավորությունները նշված պրոցեսում O_2 և OC_2 -ի ազդեցությունը ստուգող փորձեր դժբախտաբար չեն կատարվել՝ հնարավորություններ չլինելու պատճառով:

Քրոմշպինելիդները հիմնականում հանդիպում են պերիդոտիտների և դունիտների մեջ: Հանքանյութերում քրոմը գտնվում է Cr_2O_3 -ի ձևով և նրա պարունակությունը տատանվում է: Շորժայի խմբի քրոմշպինելիդների քիմիական բաղադրությունը բերված է № 1 աղյուսակում:

Քրոմշպինելիդների նմուշները փոշիացվել են ու անջատվել մեկական գրամով և լուծվել ալյուսի լուծույթների մեջ, որոնցում պարունակվում են տարբեր խտության SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} և Na իոններ:

Անիոնների համար պատրաստվել են նատրիումի համապատասխան աղեր՝ Na_2SO_4 , $NaCl$ և $NaHCO_3$, կատիոնների համար տարբեր խտության համապատասխան աղեր՝ $CaCO_3$, $MgCO_3$ և Na_2CO_3 :

Կատարված փորձերը ցույց են տվել, որ վերոհիշյալ իոններն ազդում են քրոմի անցմանը հանքանյութերից լուծույթին, երբ ջրում pH-ի արժեքը լինում է 6,6—7-ից բարձր (աղյուսակ № 2): Նույնը կարելի է ասել նաև նշված կատիոնների վերաբերյալ (աղյուսակ № 3):

Ինչպես վերը նշեցինք, մեզ չի հաջողվել քրոմի լուծելիության փորձեր կատարել թթվածնի և ածխածնի հետ, բայց նրանց դերը կարևոր է այն պրոցեսում, երբ քրոմը հանքանյութերից անցնում է լուծույթի մեջ:

Քրոմը հանքանյութերում և միներալներում գտնվում է Cr_2O_3 -ի ձևով, այն դժվար է լուծվում, միայն ուժեղ օքսիդացման դեպքում, երբ ստանում է ավելի բարձր վալենտականություն, տալիս է լուծվող $[CrO_4]^{2-}$ —միացություն, որը և միգրացիայի է ենթարկվում հանքանյութերից՝ ջրային լուծույթները: Հետևաբար թե մթնոլորտային և թե լուծված թթվածնին սկսած է առաջնային նշանակություն տրվի հիպերգենեզի զոնայում քրոմի միգրացիայի պրոցեսների ժամանակ: Մեծ է նաև այդ պրոցեսներում ածխածնի դերը, որովհետև նա բնական ջրերում առաջացնում է կարբոնատային միջավայր, որտեղ քրոմը, նախասկս գտնվելով վեցվալենտային ձևով, կարող է օժանդակել քրոմի՝ հեշտ լուծվող և հետևաբար միգրացվող միացությունների առաջացմանը: Այսպիսով կատարված փորձերը ցույց են տալիս, որ քրոմի՝ հանքանյութերից լուծույթին նպաստող անիոններից առաջին տեղը գրավում է SO_4^{2-} , երկրորդը՝ HCO_3^- , ապա Cl^- , իսկ կատիոններից՝ առաջին տեղը Mg^{2+} և Na , երկրորդը Ca^{2+} :

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г. Хромиты СССР, том I, изд. АН СССР, 1937.
2. Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза, изд. Госатомиздат, 1962.
3. Сауков А. А. Геохимия, Госгеолиздат, 1950.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

К. А. МКРТЧЯН, Л. А. БАРСЕГЯН, Дж. А. ОГАНЕСЯН,
А. Р. АРУТЮНЯН, С. М. АЙВАЗЯН

ДРЕВНЕЙШЕЕ ГОРНО-МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОЕ СООРУЖЕНИЕ
МЕЦАМОРА (АРМЕНИЯ)

Мецаморский холм (Зейва) представляет собой вулканический аппарат среднечетвертичного времени, возвышающийся над Араратской равниной и сложенный, в основном, кусковым вулканическим кружевным шлаком красно-бурого цвета. На отдельных участках сохранились реликты первоначально, по-видимому, сплошной «корки» из литоидных шлаков, мощность которой не превышает 1,0—1,5 м. Местами литоидные шлаки переходят в ошлакованные базальты темносерого цвета. И те, и другие являются хорошим строительным материалом и по настоящее время, к сожалению, в ущерб памятникам обнаруженной здесь древнейшей культуры, добываются окрестными жителями и используются для кладки стен.

Западные низкие склоны, вплоть до седловины между основным и побочным конусами, перекрываются диатомитовыми глинами и суглинками, являющимися водоупорной крышкой. На склонах холма разбросаны многочисленные гальки, остатки ныне размытой высокой террасы р. Аракс.

Артезианские воды, проходя через канал шлакового конуса, в виде мощных пресных родников вытекают из трещин восточного подножья Мецаморского холма, где в настоящее время построен пруд, а воды используются для нужд орошения.

При геологических исследованиях в Эчмиадзинском районе в 1950 г. А. Т. Асланяном на холме Мецамор были обнаружены остатки древней культуры, в числе которых упоминаются зернотерки, ручные рубила, обсидиановые скребки и др., отнесенные к медному веку. Здесь им отмечаются также древние надписи [1].

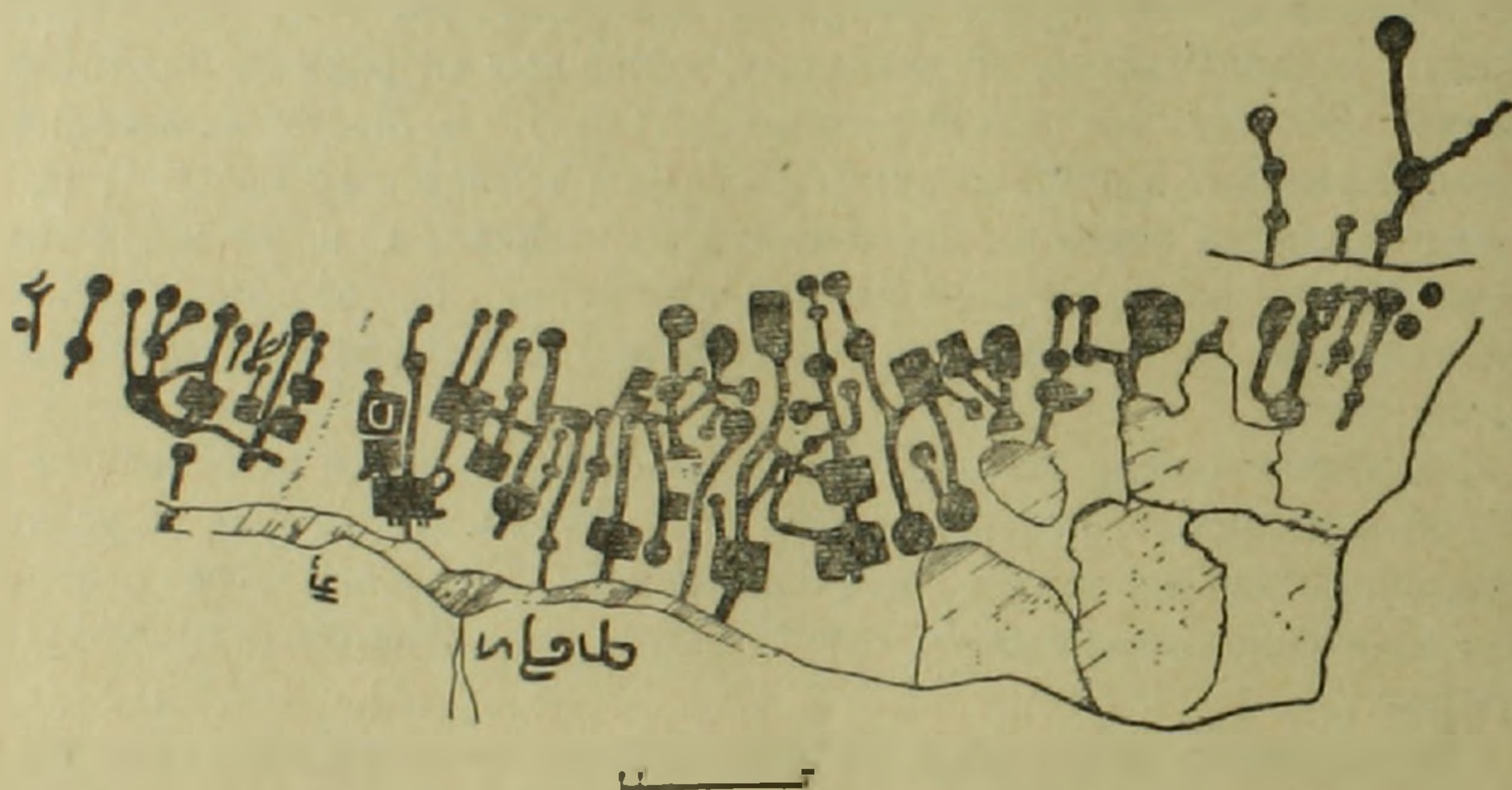
Древнее русло р. Аракс от района Армавирского холма в восток—северо-восточном направлении прослеживается до холма Мецамор, проходя несколько южнее его. Армавирский и Мецаморский шлаковые конусы расположены на расстоянии 13 км друг от друга в идентичных орграфических условиях и благодаря господствующему положению над равниной и нахождению на берегу водообильного Палеоаракса, с древнейших времен (во всяком случае с позднего неолита) служили местом поселения.

В последние годы на территории Мецаморского холма проводила исследования группа научных сотрудников Института археологии и этнографии АН Армянской ССР под руководством Л. А. Барсегяна.

Летом 1961 г. на Мецаморском холме при археологических исследованиях были обнаружены многочисленные остатки материальной культуры.

С историко-археологической точки зрения Мецаморский холм почти не исследован, несмотря на то, что он в свое время являлся объектом внимания многих исследователей. Обнаруженные археологические памятники в основном датируются нами от конца II тыс. до н. э. до позднего средневековья.

Из обнаруженных памятников особый интерес представляют наскальные изображения (выбоины) вблизи от вершины холма. Еще в 1913 г., описывая эти наскальные изображения, армянский ученый — монах М. Тер-Мовсисян ошибочно принимал их за иероглифические знаки и сравнивал с хеттским иероглифическим письмом [3]. В 1937—1938 гг. наскальные изображения были неполностью описаны археологом Евг. Байбуртяном в одном из его неопубликованных работ [4].



Фиг. 1.

У вершины Мецаморского холма наскальные изображения образуют различные геометрические фигуры: квадратные, сферические и полусферические углубления (фиг. 1). Изображения можно разделить на 9 групп; основанием для такого разделения служит соединение и изолированность отдельных квадратов, сфер и полусфер. Первую группу наскальных изображений составляют две отдельные фигуры, которые не выражают какого-либо понятия. Во вторую группу входят четыре квадрата, которыми заканчиваются канавки с девятью сферами. В этой группе изображений особенно выделяется знак в виде фигуры человека, имеющий многочисленные параллели с наскальными изображениями древнего мира (восьмое изображение слева, фиг. 1). На фигуре четко выделяются голова человека, ноги, соединяющиеся без туловища с головой и исходящий член. В третьей группе изображений пять квадратов и пятнадцать сфер. В левой части этой группы имеется квадратное изображение, соединяющееся со сферическим углублением маленькой канавкой — «шейкой». По нашему мнению, это изображение является схематическим аналогом глиняного идола, найденного у подножья холма [5]. В четвертой группе изображений имеются четыре квадрата и девять сфер, а в пятой — четыре квадрата и восемь сфер, также соединяющиеся канавками. В шестой группе канавками соединяются четыре квадрата и семь сфер; в седьмой — два квадрата и четы-

ре сферы, в восьмой — двенадцать сфер. В верхней части скалы находится девятая группа, состоящая из десяти сфер. Под наскальными изображениями имеется арабская надпись*.

Положение скалы с изображениями и сохранившиеся под ней остатки древнейшего помещения, одну из стен и часть кровли которого составляет та же скала, позволяют высказать некоторые соображения о назначении и смысле наскальных изображений. Не исключена возможность, что скала в целом представляет собой культовое сооружение, а его часть с изображениями служила алтарем. В этих изображениях, возможно, следует искать выражение культовых обрядов, связанных с культом солнца или воды.

Осенью 1963 г. при геологическом обследовании шлакового конуса Мецамор авторами настоящего сообщения также было обращено внимание на остатки древней цивилизации. Здесь были найдены обсидиановые скребки, следы древних плавов, сложная система любопытных наскальных выбоин, иероглифические письмена и др.

Вдоль северо-восточного подножья холма отчетливо прослеживается основание внешней крепостной стены древнего поселения, которая совместно с обрывами побочного конуса, по-видимому, специально вырытым ровом-каналом и руслами Палеоаракса и р. Мецамор (Сев-джур) с их болотистыми берегами, составляла единую мощную оборонительную систему.

Для наскальных выбоин Мецаморского холма использованы выровненные площадки останцев корки литоидных шлаков (фиг. 2). В большинстве случаев выбоины круглой, реже овальной формы: диаметр их обычно 0,3—0,5 м, редко достигает 0,7—1,0 м, глубина—5—10 см, реже 20—30 см. Круглые выбоины часто соединяются канавками, также высеченными в литоидных шлаках, создавая сложную объединенную систему. Глубина канавок, как правило, меньше глубины круглых выбоин, ширина достигает 20—25 см.

В 20—25 м к юго-востоку от вершины холма на выровненной наклонной площадке (около 14 м²), сложенной литоидными шлаками, высечена более сложная система углублений и соединительных канавок, общая конфигурация которых указывает на использование системы для промывки россыпей (фиг. 3). В обоих случаях углубления округлой или угловатой формы в процессе промывки россыпей служили отстойниками для задержки тяжелой фракции, а канавки—для подачи воды в отстойники и отвода воды вместе с легкой фракцией. Отстойники и канавки крупных размеров имеются в нескольких участках холма, почти во всех пунктах, где сохранилась «корка» из литоидного шлака (фиг. 2). В них, по всей вероятности, производилась первичная промывка или грубое обогащение россыпи**. Система же более мелких и плоских (глубиной 3—5 см) отстойников и канавок (фиг. 3) является единственной на холме и была основным сооружением, куда приносился материал из установок

* Л. А. Барсегян не считает эту надпись иероглифической, как остальные авторы данного сообщения.

** По мнению Л. А. Барсегяна, они служили для обработки зерна.

грубого обогащения для «доводки» и получения конечного продукта — концентрата.

Техническое водоснабжение обогатительных установок, по-видимому, осуществлялось из специально построенного водосборного сооружения у подошвы основного холма на его северном склоне, в наиболее удобном пункте, возможно близко расположенном от обогатительных установок. Водосборное сооружение вырыто в вулканических шлаках с целью перехвата подземных вод на глубинах 3–4 м от верхней бровки. Стенки его выложены камнем. Для отвода излишков вод и с целью предотвращения заболачивания равнинного участка в непосредственной близости от поселения, вырыт специальный водоотводный канал.

Следы древних плавов, обнаруженные на южном склоне основного конуса (фиг. 2), представлены многочисленными кусками металлургических шлаков, некоторые из которых покрыты медной зеленью, а также одним небольшим слитком бронзового полуфабриката, также покрытым медной зеленью. Данные их спектрального и химического анализов приводятся ниже (табл. 1).

Таблица

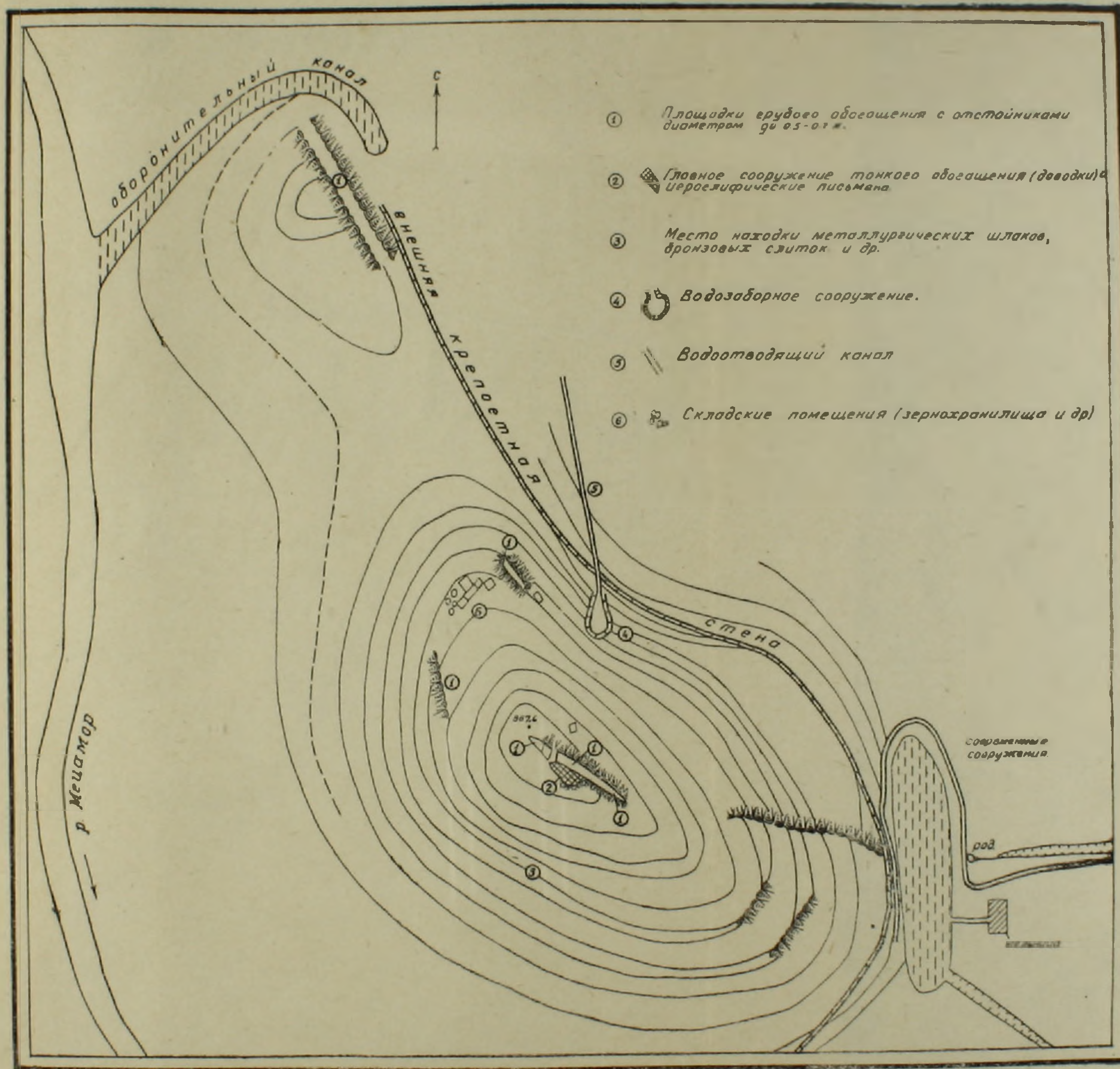
Элементы	Данные спектрального анализа		Данные химического анализа	
	пр. 235*	пр. 236*	пр. 235	пр. 236
Si	>1	>1	—	—
Al	>1	>1	—	—
Fe	>1	>1	—	—
Ca	>1	>1	—	—
Mg	>1	>1	—	—
Na	>1	0,3–1,0	—	—
Ti	0,3	0,1–0,3	—	—
Mn	0,03–0,1	0,03	—	—
Cr	0,03	—	—	—
Ni	0,003–0,01	0,03–0,1	—	—
Co	0,001–0,003	0,001–0,003	—	—
V	0,01–0,03	0,003–0,01	—	—
Mo	0,001–0,005	0,001–0,005	—	—
Cu	0,01–0,05	>1	0,02	66,87
Pb	0,005	0,05–0,1	0,11	сл.
Zn	—	0,01–0,05	0,01	сл.
Bi	—	0,003–0,01	—	—
As	—	>1	—	—
Sn	0,005	>1	—	0,85
Sr	~0,1	0,01–0,05	—	—
P	~1	0,3–1,0	—	—
Ba	0,1–0,3	—	—	—

* пр. 235 — металлургический шлак.
пр. 236 — бронзовый полуфабрикат.

На восточном склоне холма, кроме того, обнаружен плоско-округлой формы бронзовый слиток, длиной в 4,0 см, покрытый тонкой коркой, внешне напоминающий плоскую гальку. Бронза не была затронута окислением. Остатки металлургического передела и их состав указыва-

ДРЕВНЕЙШЕЕ ГОРНО-МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОЕ СООРУЖЕНИЕ МЕЦАМОРА (Армения) Схематическая карта

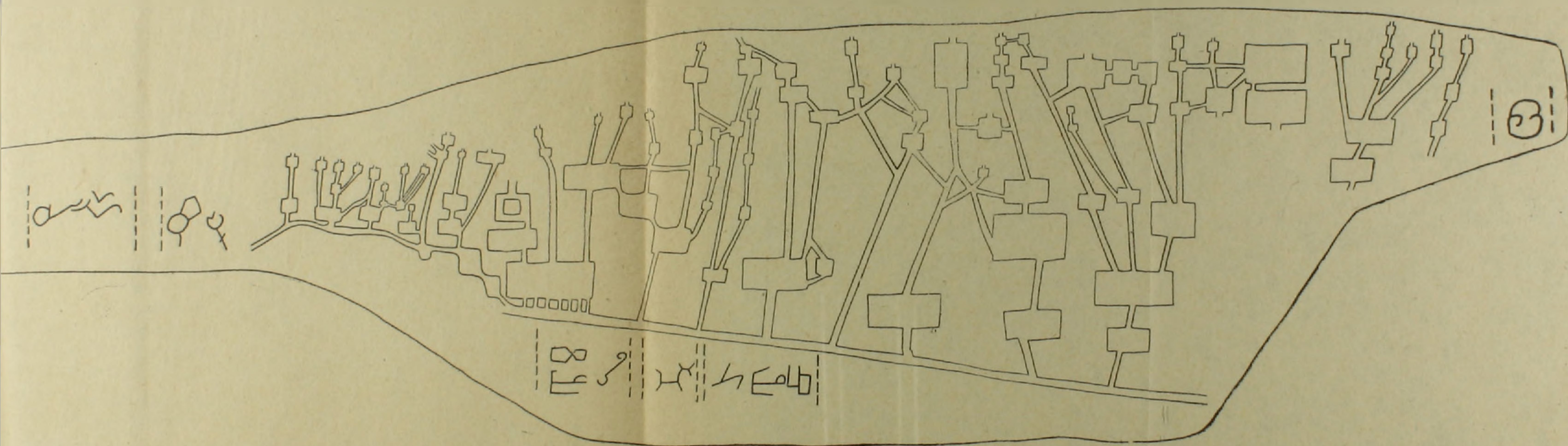
1983.8



Фиг. 2

**СХЕМАТИЧЕСКИЙ ПЛАН
ГЛАВНОГО СООРУЖЕНИЯ ТОНКОГО ОБОГАЩЕНИЯ (ДОВОДКИ)
И ИЕРОГЛИФИЧЕСКИЕ ПИСЬМЕНА**

10 20 30 40 50 60 70 80 90 100



Фиг. 3

ют, что на холме Мецамор производилась выплавка бронзы и вместе с другими данными подтверждают правильность представления о крупном горно-металлургическом хозяйстве на холме. Выплавка бронзы, кроме того, наводит на мысль, что на обогатительных сооружениях промывались оловянные россыпи, возможно золото и серебро. Вопрос этот требует дальнейшего изучения, в первую очередь путем шлихового опробования участка холма и близко расположенных аллювиальных и других отложений долины р. Аракс.

На площадке тонкого обогащения обнаружены иероглифические письма (фиг. 3), расшифровка которых, выполненная С. М. Айвазяном, подтверждает сделанное предположение о характере наскальных выбоин, как установок для промывки (обогащения).

Отдельные знаки, составляющие Мецаморскую иероглифическую надпись, встречаются на всей площади Мецаморского холма, однако в окружности обогатительной установки они сведены в четко обнаруживаемую, хотя и плохо сохранившуюся, надпись. Система письма пикто-идеографическая, время написания — не позднее XIX в. до н. э., период — бронзовый век. Дальнейшее развитие этого письма через несколько веков приведет к появлению древнеармянского (гиксосского) иероглифического алфавита — детища железного века (*brqshwqr* — «письмо железного века»).

Надпись легко расшифровывается: слева направо первый знак — «поле»; второй — «лето»; оба слова последовательно входили в предложение, начало и конец которого не сохранились. Третий знак — «сребролюбец»; «корыстолюбец»; четвертый — «бранный», «преходящий»; далее надпись обрывается. Пятый знак — «основа», «волшебство»; шестой — «богатое помещение», «дом огня» (?); седьмой — «богатый»; далее надпись обрывается. Восьмой знак — «рогатый скот (мелкий, крупный)»; надпись обрывается. Девятый знак — «путь»; десятый — «богатое помещение»; одиннадцатый — «всея», «любой». Далее надпись обрывается — видимо, следовала какая-то формула проклятия. Двенадцатый знак — «ад»; возможно, это идеограмма божества.

Итак, текст надписи следующий*: «...поле летнее... Сребролюбец преходящий, [это] основное богатое (обогатительное!) помещение... Рогатый скот [принесен в жертву] ...Путь [в] богатое (обогатительное!) помещение всем [воспрещен]... Ад...».

УГ и ОН при СМ Армянской ССР
Академия наук Армянской ССР

Поступила 25.1.1964.

* В квадратных скобках приводятся смысловые добавления.

Կ. Ն. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Լ. Ա. ԲԱՐՍԵՂՅԱՆ, Զ. Ա. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ա. Ռ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ,
Ս. Մ. ԱՅՎԱԶՅԱՆ

ՄԵԾԱՄՈՐԻ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ) ՀՆԱԴՈՒՅՆ ԼՆՈՆԱ-ՄԵՏԱԼՈՒՐԴԻԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Մեծամոր քլրի շրջակայքում հայտնաբերված է հնագույն լնոնա-մետա-
լուրդիական կառուցվածք՝ հանքահարստացման և բրոնզի ձուլման տեղամա-
սերով:

Նույն տեղում հայտնաբերված գաղափարագիր արձանագրության վերժա-
նումը և բրոնզի ձուլման առկայությունը հնարավորություն են տալիս կառուց-
վածքը թվագրել XIX դ. մ. թ. ա.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Արտեմյան Ա. Գ. Հայ գրի և գրչության պատմություն: Հայպետհրատ, Երևան, 1959.
3. Մ. Եպ. Տեր-Մովսիսյան. Արարատի և Արագածի գագաթներին: «Արարատ», 1913, № 1, էջ 66.
4. Евг. Байбуртян Последовательность древнейших культур Армении, 1939. Архив Ин-
ститута археологии и этнографии АН Армянской ССР, дело 148 (90), стр. 81—
82, рукопись.
5. Բաղսեղյան Լ. Ա. Ուշ բրոնզե էպոխայի մի քանի նորահայտ պաշտամունքային հուշարձաններ,
«Պատմա-բանասիրական հանդես», 1962, № 3, էջ 259.
6. Айвазян С. М. Об этнической принадлежности гиксосов. «Доклады» АН Армянской
ССР, том XXXIV, № 5, 1962.

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

ОТВЕТ НА РЕЦЕНЗИЮ* А. А. ГАБРИЕЛЯНА, И. А. КОРОБКОВА
И Л. В. МИРОНОВОЙ НА КНИГУ А. К. АЛЕКСЕЕВА
«ПАЛЕОГЕНОВАЯ ФАУНА МОЛЛЮСКОВ СЕВЕРНОГО
ПРИАРАЛЬЯ»

Пространная, явно тенденциозная рецензия, касающаяся в основном лишь «Добавления редактора», требует в целях выяснения истины некоторых кратких разъяснений и пояснений по существу.

1. Отрадно отметить, что авторы признают, вопреки мнению некоторых исследователей (см. «Введение» в работе Н. К. Овечкина (1962, стр. 8), научный редактор И. А. Коробков), что многострадальная монография А. К. Алексеева не устарела и представляет высокую научную ценность; следовательно цель издания книги оправдана, а это главное. Жаль лишь, что не выражена признательность Издательству АН Армянской ССР за высокое качество таблиц, представляющих существенное значение для каждой палеонтологической работы.

2. Авторы считают, что читатель дезориентирован нашим указанием (основанным на внимательном изучении литературы района), что горизонт, из которого происходит описанная А. К. Алексеевым фауна, является основанием чеганской свиты (по схеме А. Л. Яншина, 1953). Они пытаются утверждать, что этот горизонт приурочен к верхней ее части (к так называемой туранглинской свите Н. К. Овечкина).

А. К. Алексеев неоднократно подчеркивает, что «описываемая им фауна происходит из одного только горизонта» (подчеркнуто нами; К.П.) — «из светло-серого тонкозернистого песчаника со включениями очень мелких зернышек глауконита». Этот маркирующий песчаник, сплошь переполненный, по автору (стр. 153), раковинами как гастропод, так и пелеципод, залегает среди зеленоватых и сероватых глин. К сожалению, к рукописи не приложены разрезы изученных автором обнажений, почему возникают споры о положении упомянутого маркирующего горизонта.

Однако из предельно ясной литологической характеристики саксаульской и чеганской свит, данной А. Л. Яншиным (1953), отчетливо явствует, что пачка сероватых и зеленоватых глин залегает на границе упомянутых свит (видимо, венчая собою саксаульскую свиту). Н. К. Овечкин вначале различал в чеганской свите две подсвиты, проводя между

* «Известия» АН АрмССР, (науки и Земле), т. XVII, № 1, 1964.

ними границу по «нижнему пласту песчаника, охарактеризованному массовым захоронением пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков» (1962, стр. 31). Это и есть горизонт с фауной А. К. Алексеева, отвечающий также горизонту «раковистого песчаника» В. В. Богачева (1909). Н. К. Овечкин (1954, стр. 17) подтверждает наличие в последнем форм как эоценового, так и олигоценового комплексов. Но из сравнения разрезов Терменбеса Н. К. Овечкина (1954, стр. 44—45) и А. Л. Яншина (1953, стр. 329—330) отчетливо видно, что нижняя подсвита чеганской свиты выделена за счет уменьшения объема саксаульской свиты (26 м вместо 70 м). Отсюда и начало путаницы в определении возраста свит.

Верхнюю часть собственно чеганской свиты Н. К. Овечкин выделил в самостоятельную туранглинскую свиту (1962, стр. 258, рис. 10). Авторы рецензии считают, что горизонт с фауной А. К. Алексеева приурочен к последней, превратно интерпретируя при этом также приведенную нами на стр. 169 цитату из опубликованной работы автора (1945, стр. 17) — «из одного более высокого стратиграфического горизонта». Ведь, ясно, что это надо понимать: — выше горизонта с среднеэоценовой фауной основания разреза Терменбес, а не над чеганской свитой (Sic!).

Горизонт с фауной, описанной А. К. Алексеевым в данной монографии, присутствует реально как в разрезе Терменбеса, так и Джаксыклыча; туранглинская же свита, по данным самого Н. К. Овечкина (1954, стр. 46; 1962, стр. 111, научный редактор И. А. Коробков), в этих пунктах полностью отсутствует. Спрашивается, где же тогда там располагается указанный маркирующий горизонт (?!; *sapienti sat*).

3. Джаксыклычская свита отнюдь не может быть синхроничной низам или верхам ащеайрыкской согласной свиты, установленной на Устюрте; первая моложе и является резко трансгрессивной.

4. В списке дополнительной литературы приведены, естественно, лишь работы сводного характера. Большая часть указанных авторами статей (в том числе А. П. Ильиной и Р. Л. Мерклина) имеется в упомянутых сводках, а другие касаются районов вне исследованной А. К. Алексеевым области.

5. Касаясь пресловутого сармата в Армении, авторы обвиняют редактора в приверженности давно устаревшим, даже безусловно ошибочным заключениям по стратиграфии и возрасту ряда толщ Малого Кавказа. В ответ на многословные доказательства авторов позволительно задать лишь один вопрос: почему не указаны новейшие данные о стратиграфическом положении так называемой «белесоватой свиты», ранее считавшейся А. А. Габриеляном (1947) нижне-среднеплиоценовой? Ныне в ней обнаружены и описаны нижнеолигоценовые нуммулиты (А. Т. Вегуни. О вулканогенном олигоцене южной Армении. Докл. АН АрмССР, т. XXX, № 3, 1960. С. М. Григорян, 1963; кандидатская диссертация, научный руководитель А. А. Габриелян). Комментарии излишни.

6. Рецензентом рукописи А. К. Алексеева при представлении ее в печать была А. П. Ильина; она правильно решила никаких изменений в

работу не вносить, поэтому форма *Raporaea intermedia* Sow. не заменена новым названием. Под этим же названием она фигурирует и у Н. К. Овечкина (1954, стр. 15 и 1962, стр. 15 — научный редактор И. А. Коробков).

7. Упрек редактору в том, что он, не будучи палеонтологом, берется разрешать вопросы стратиграфии, является неосновательным. Один из авторов — палеонтолог — занимается ведь вопросами тектоники и магматизма (А. А. Габриелян, «Основные вопросы тектоники Армении», 1959; «Эффузивный вулканизм и тектоника», 1960); почему не может иметь место обратное явление?

8. Пункты Туранглы, Тогузкен и др. обозначения взяты с государственной карты довольно крупного масштаба.

9. Опечатки в указаниях номеров таблиц и фауны в тексте являются, конечно, досадными, но не столь уж существенными, так как в пояснениях к таблицам все ссылки верные.

10. Расположенные на обложке раковины показаны для напоминания некоторым палеонтологам, что надо считаться не только с фауной, но и с ее положением в разрезе. При решении крупных стратиграфических вопросов в областях развития разнофациальных и разновозрастных отложений, необходима также их детальная геологическая карта.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт (ВСЕГЕИ)

Институт геологических наук
Академии наук Арийанской ССР

Поступила 5.III.1964.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

68

Պալեոբոսանիկա

- Ն. Գ. Գողթունի. Քոթուրվանի քրածո ֆլորան 3

Սահափգրաֆիա

- Ռ. Ն. Մամեդզադե. Կոչկարչայի և Դեբեդի միջագետքի ֆաջիաները, պալեոբիոնիկան և պալեոաշխարհագրությունը ստորին սենոնյան ժամանակաշրջանում 17

Գեոսեկսոնիկա

- Հ. Ս. Ավագյան. Հարուժների տեղաբաշխումը երկրի կեղևի ճկման դեֆորմացիայի ժամանակ 29

Գեոֆիմիա

- Շ. Հ. Ամիրյուն, Ա. Ի. Կարապետյան. Մեղր-ձորի ոսկու հանքավայրի հանքանյութերի միներալոգո-գեոքիմիական բնութագիրը 37

Օգտակար հանածոներ

- Ս. Ս. Վանյուշին. Հանքայնացման տեղաբաշխման հիմնական օրինաչափությունները Հափանի հանքավայրում 49

Հիդրոգեոֆիմիա

- Ա. Ռ. Գալստյան. Ջրերի առնոնային և կատիոնային կազմի ազդեցությունը բրոմի հանքանյութերից ջրային լուծույթի մեջ անցնելու վրա 63

Գիսական նոթեր

- Կ. Ա. Մկրտչյան, Լ. Ա. Բարսեղյան, Ջ. Ա. Հովհաննիսյան, Ա. Ռ. Հարությունյան, Ս. Մ. Այվազյան. Մեծամորի (Հայաստան) հնագույն լեռնա-մետալուրգիական կառուցվածքը 69

ՔՆՃԱԳԱՏՈՒՅՈՒՆ և գրախոսություններ

- Կ. Ն. Պաֆենուլց. Գատասխան Ա. Կ. Ալիկսեևի „Палеогеновая фауна моллюсков Северного Приаралья“ գրքի վերաբերյալ Ա. Հ. Գաբրիելյանի, Ի. Ա. Կորոբկովի և Լ. Վ. Միրոնովայի կողմից գրած զրախոսականին 75

СОДЕРЖАНИЕ

Стр

Палеоботаника

- Н. Г. Гохтунц.* Котурванская ископаемая флора 3

Стратиграфия

- Р. Н. Мамедзаде.* Фации, палеобионоμία и палеогеография междуречья Кошкарчай и Дебед в нижнесенонское время (Малый Кавказ) 17

Геотектоника

- Г. С. Авакян.* О распределении напряжений при изгибных деформациях земной коры 29

Геохимия

- Ш. О. Амирян, А. И. Карапетян.* Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения 37

Полезные ископаемые

- С. С. Ванюшин.* Основные закономерности локализации оруденения в Кафанском рудном поле 49

Гидрогеохимия

- А. Р. Галстян.* Влияние анионного и катионного состава вод на переход хрома из руд в водный раствор 63

Научные заметки

- К. А. Мкртчян, Л. А. Барсегян, Дж. А. Оганесян, А. Р. Арутюнян, С. М. Айвазян.* Древнейшее горно-металлургическое сооружение Меца-мора (Армения) 69

Критика и рецензии

- К. Н. Паффенгольц.* Ответ на рецензию А. А. Габриеляна, И. А. Коробкова и Л. В. Мироновой на книгу А. К. Алексеева „Палеогеновая фауна моллюсков Северного Приаралья“ 75

