ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Л. А. АВАКЯН, Л. И. АЛЕКСЕЕВА

ПЕРВАЯ НАХОДКА ПАЛЕОЛОКСОДОНТНОГО СЛОНА В АРМЯНСКОЙ ССР

В 1960 г. в песчаном карьере у северо-западной окраины с. Енгиджа (10—12 км на юго-запад от Еревана) были найдены остатки ископаемого слона (два верхних коренных зуба и обломок нижней челюсти). На этом месте сотрудниками Геологического Музея АН Армянской ССР им. О. Т. Карапетяна были проведены раскопочные работы. Удалось извлечь из породы значительное количество костей и обломков костей, в основном, принадлежащих посткраниальному скелету (обломки бивня, позвонки, ребра, фаланги и другие мелкие кости конечности).

Остатки этого скелета приурочены к верхней части песчаной толщи, широко развитой в Араратской долине (долина р. Аракс). У северо-западной окраины с. Енгиджа, где были найдены кости, эта толща имеет следующий разрез (сверху вниз):

1. Галечники серые, местами слабо сцементированные, диаметр галек 1—10 см; видимая мощность 0,5—3,0 м.

2. Пески буровато-серые, слюдистые, тонкозернистые с гравийными прослоями и линзовидными прослоями разнозернистых песков. Пески содержат большое количество вулканического материала. Заметна горизонтально-диагональная слоистость, местами — косая слоистость. В нижней части слоя гальки нередко представлены глинистыми окатышами (размеры галек не превышают 1 см). Участками пески слабо ожелезнены. Встречаются изредка прослои светлосерых глин. В галечном прослое этого горизонта песков были найдены описанные ниже остатки слона. Мощность 1—3,0 м.

3. Пески серые, тонкозернистые, богатые вулканическим материалом, диагонально-горизонтально слоистые, отдельные прослои ожелезнены. Пески содержат тонкие прослои белесоватых глин. Мощность 1—2 м.

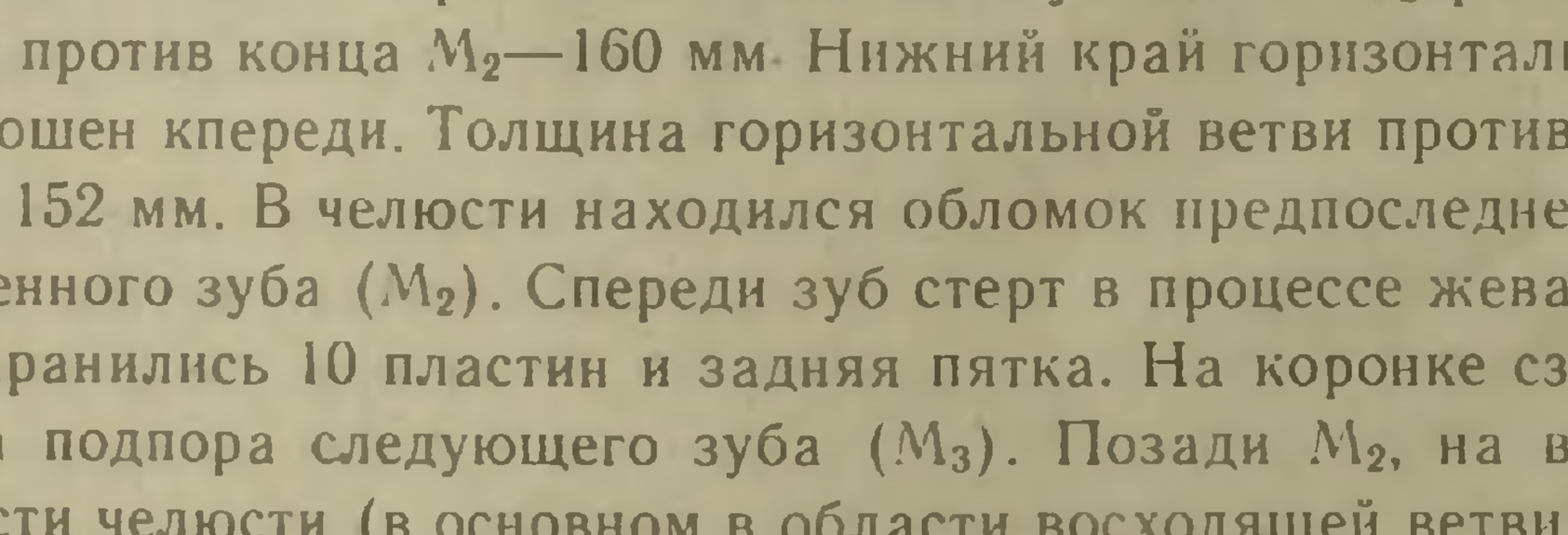
4. Пески серые, очень тонкозернистые с мелкой горизонтальной слоистостью, переслаивающиеся с тонкими прослоями белесоватых глин. Видимая мощность 1—2,5 м.

Общая мощность описанной песчаной толщи 5—8 м. Разрез ее почти однотипен повсюду в Араратской долине. Верхи сложены галечниками, покрывающими сплошным плащем отложения этой толщи. Ниже по разрезу галечники сменяются разнозернистыми песками с мелкой галькой. С этой верхней частью толщи связаны находки фауны млекопитающих в ряде мест Араратской долины. Постепенно книзу пески ста-

новятся более тонкозернистыми, хорошо отсортированными с тонкой горизонтальной слоистостью. Контакт с нижележащими отложениями обнажен плохо. Примерно 50—100 м на юго-запад от местонахождения в борту ирригационного канала обнажаются озерные серые глины, содержащие фауну пресноводных моллюсков. Там найдены по определению И. В. Данилевского *Dreissensia sp.*, *Unio sp.* и др. |14|. Эти глины относятся к верхнему плиоцену или к низам нижнего плейстоцена.

Как уже указывалось, остатки скелета слона залегали в верхней части песчаной толщи (слой 2). По всей видимости слон попал в русло древнего потока в виде полуразложившегося трупа. От черепа сохранились верхние зубы и обломок правой половины нижней челюсти с одним зубом. При раскопках было обращено внимание на то, что некоторые кости скелета испытали слабое смещение по поверхностям их разломов (особенно это было заметно на примере таких длинных костей, как ребра).

Все обнаруженные зубы и кости принадлежат одной особи. Строение коренных зубов как нижних, так и верхних позволяет определить, что эти остатки принадлежали слону рода *Palaeoloxodon*. От нижней челюсти сохранилась очень незначительная часть горизонтальной ветви и частично восходящая ветвь. Несмотря на значительную фрагментарность остатка, будет полезно привести некоторые измерения, которые удалось сделать. Высота горизонтальной ветви у начала M_2 равна 230 мм, высота ее против конца M_2—160 мм. Нижний край горизонтальной ветви сильно скошен кпереди. Толщина горизонтальной ветви против середины M_2 равна 152 мм. В челюсти находился обломок предпоследнего настоящего коренного зуба (M_2). Спереди зуб стерт в процессе жевания. В коронке сохранились 10 пластин и задняя пятка. На коронке сзади видна площадка подпора следующего зуба (M_3). Позади M_2, на внутренней поверхности челюсти (в основном в области восходящей ветви) сохранилась серия косонаправленных борозд, представляющих собой следы от формировавшейся коронки последнего коренного зуба. Коронка M_2 узкая и длинная (фиг. 1). Длина сохранившейся части коронки примерно в 3



Фиг. 1. Жевательная поверхность коронки предпоследнего нижнего коренного зуба (M_2) *Palaeoloxodon antiquus* (*Falconer*). Вигиджа. 1/6 нат. величины.

раза превышает ширину ее. Высота зуба значительна (даже на конце зуба она достигает 150—160 мм). Пластины имеют четко выраженный

локсодонтный синус (срединное расширение). Синус особенно хорошо развит на сильно стертых передних пластинах. Эмаль довольно тонкая (1,5—2,5 мм), плойчатая. Сильная плойчатость наиболее характерна для средней части пластин. Два верхних зуба представляют собой правый и левый M^2. На них сохранилось так же по 10 пластин и задняя пятка. Коронка сохраняет то же строение, что и коронка аналогичного нижнего зуба. Она довольно узкая и высокая (высота с корнями на конце зуба достигает 220 мм, без корней—190 мм). Срединный локсодонтный синус имеется, но не так четко выражен как на аналогичном нижнем зубе. Фигура стирания пластин типично антиквоидная (с боков кружки, в середине удлиненный овал). Сильная плойчатость эмали также приурочена к срединной части пластины. Во второй задней половине сохранившейся части коронки концы пластин несколько отогнуты назад.

Таблица промеров коренных зубов слонов рода Palaeoloxodon

Промеры в мм	P. antiquus			P. antiquus	P. turkmenicus	P. cf. namadicus
	Енгиджа			Москва (Красно-холмский мост) (Алексеева, 1965)	Худай-Даг (Дубраво, 1960)	Амга (Вангенгейм, 1961)
	M_2 прав.	M^2 лев.	M^2 прав.	M_3	M^3	M_3
1. Длина зуба	—	—	—	285	366	275
2. Длина жевательной поверхности	230	255	260	200	—	—
3. Наибольшая ширина зуба . .	76	90	89	76	109	90
4. Наибольшая высота зуба . . .	160	220	210	145	260	112
5. Полное число пластин	—	—	—	16	19	17
6. Сохранившееся количество пластин	$10^1/_3$	$10^1/_3$	$10^1/_2$	15	19	17
7. Количество пластин на 10 см .	$4^3/_4$	5	5	5	$4^1/_2$	$5^1/_3$—6
8. Толщина эмали	1,5—2	2—2,5	2—2.5	2—2,5	3,5	2,4

Как уже отмечалось, сравнение зубов слона из Енгиджи с аналогичными зубами слонов показало, что описываемые остатки принадлежат слону палеолоксодонтной группы.

На территории СССР слоны рода *Palaeoloxodon* встречаются очень редко сравнительно с находками остатков ископаемых слонов других родов. В литературе имеются указания о существовании в четвертичное время на территории СССР пяти видов слонов рода *Palaeoloxodon: antiquus*, *turkmenicus*, *namadicus*, *meridionaloides*, *ausonius*. Две последние формы были описаны первоначально только как разновидности *P. antiquus*.

По строению коренных зубов слон из Енгиджи обнаруживает большое сходство с *P. antiquus* (*Falc.*). Так же, как и для *P. antiquus*, для описываемых зубов характерна узкая, высокая коронка

(ширина коронки примерно в 3—4 раза меньше длины её), хорошо выраженный локсодонтный синус, сильная плойчатость эмали и антиквоидная фигура стирания.

На территории СССР кроме *P. antiquus* достоверно известны еще два вида слонов рода *Palaeoloxodon*: *namadicus* и *turkmenicus*.

P. cf. namadicus (*Falc. a. Cautl.*) был найден в Якутии в басейне р. Алдана (р. Амга) в отложениях, предположительно относимых к среднему эоплейстоцену (Вангенгейм, 1961). По строению постоянных коренных зубов слоны этого вида отличаются от европейских *P. antiquus* и, следовательно, от слона из Енгиджи. Для зубов *P. cf. namadicus* с р. Алдана характерна низкая коронка, несколько более широкая, чем у типичных *P. antiquus* и имеющая более высокую частоту пластин на 10 см длины коронки.

Зубы палеолоксодонтного слона из Енгиджи отличаются также хорошо от зубов *P. turkmenicus Dubravo*, описанного И. А. Дубраво (1960) из Туркмении (Худай-Даг в Кумдагском районе). Для зубов слона этого вида характерна очень высокая коронка и толстая эмаль.

Вопрос о возрасте палеолоксодонтных слонов территории СССР очень сложен: находки их остатков редки и обычно весьма фрагментарны (это отдельные зубы или чаще только их обломки) и большая часть известных находок не датирована. Суммируя данные о геологическом возрасте остатков палеолоксодонтных слонов, можно видеть, что время их существования на территории СССР примерно соответствует самому концу верхнего плиоцена—нижнему плейстоцену (средний-верхний эоплейстоцен схемы В. И. Громова, 1960 г.). К числу самых древних находок относятся находки отдельных зубов *P. antiquus* на Таманском полуострове (Е. И. Беляева, 1933, Н. К. Верещагин, 1957) в фауне таманского комплекса. Изучение остатков слонов этого комплекса и ревизия материалов старых сборов позволили И. А. Дубраво [11] придти к выводу, что в таманской фауне присутствует только один вид слона *Archidiskodon meridionalis tamanensis*.

Ко времени среднего эоплейстоцена Э. А. Вангенгейм [6] относит находки *P. cf. namadicus* в Якутии. Э. А. Вангенгейм указывает для этой территории три местонахождения, считая, что они связаны вероятнее всего с галечниками цоколя II надпойменной террасы р. Алдан. Эти цокольные отложения предположительно датированы средним эоплейстоценом.

В следующем, тираспольском фаунистическом комплексе тоже изредка встречаются палеолоксодонтные слоны. Так, *P. antiquus* был найден в «тираспольском гравии» в Колкотовой балке [13] и в Беляевке в отложениях V террасы Днестра [3]. Фауна этого комплекса характерна для верхнего эоплейстоцена. К этому же времени, по-видимому, относятся и местонахождения остатков *P. antiquus* в Волгоградской области (Цимлянская). На Северном Кавказе зубы слонов, близких к

P. antiquus, найдены в ряде мест (Гирей, Георгиевская, Армавир). Отложения, содержащие остатки животных тираспольского комплекса, сопоставляются с миндельским временем Западной Европы [10]. Несколько более молодыми (миндель-рисскими) являются местонахождения *P. antiquus* в районе Краснохолмского моста в Москве [8] и в Нижнем Поволжье (Никольское, Райгород). Интересная находка зубов *P. cf. antiquus* сделана в травертинах восточного склона горы Машук в Пятигорске [12], время образования которых отвечает миндель-риссу.

Таким образом, достоверно датированные находки остатков палеолоксодонтных слонов указывают, что время распространения слонов этой группы на территории СССР приходится на нижний плейстоцен (примерно конец миндельского оледенения и миндель-рисское межледниковье).

В отложениях, в которых был найден *P. antiquus* в Армении, неоднократно были найдены костные остатки фауны млекопитающих. Л. А. Авакян [2] описал интересные находки из местонахождения Эйлас (ныне территория совхоза Масис) в Араратской долине, недалеко от с. Енгиджа. Там были найдены остатки слона *Mammuthus trogontherii* (*Pohlig*) и обломки роговых стержней и черепов своеобразного быка, отнесенного Л. А. Авакяном к *Bos trochoceros Mayer*. Следует отметить, что зубы *M. trogontherii* из Эйласа довольно хорошо отличаются от аналогичных зубов *P. antiquus*. Они довольно ширококоронковые, низкие и не имеют локсодонтного синуса. Это позволяет утверждать, что в эйласской фауне Армении существовали два рода слонов. В окрестностях села Енгиджа в верхах этой же песчаной толщи были найдены кости слона, определенные Л. А. Авакяном, как принадлежащие *M. trogontherii*. Зуб слона этого же вида из окрестностей г. Еревана (песчаные карьеры Авана, близ территории Ботанического сада, описан Л. А. Авакяном [1]). В этих карьерах обнажены те же отложения, что и у сс. Эйлас и Енгиджа.

Л. А. Авакян считает, что эйласская фауна млекопитающих Араратской долины по составу и по возрасту вмещающих отложений, по всей видимости, синхронна ленинаканскому фаунистическому комплексу. Этот комплекс был установлен Л. А. Авакяном (1959) по материалам находок в Ленинаканской котловине. Местонахождения этого района так же, как и в Араратской долине, приурочены к верхней части разреза древней озерной толщи. Наиболее полно фауна этого комплекса представлена в местонахождении «Казачий пост» близ Ленинакана. Там найдены: слон *Mammuthus trigontherii*, верблюд *Camelus knoblochi*, носорог *Dicerorhinus mercki*, большерогий олень, древняя форма лошади. Ленинаканский комплекс имеет с одной стороны сходство с тираспольским комплексом, с другой — хозарским. Л. А. Авакян относит эту фауну к миндель-рисскому и, отчасти, к миндельскому времени. А. Т. Асланян [4], принимая во внимание весь комплекс геологических и палеонтологических данных, датирует верхи озерной толщи, с которой связаны находки форм ленинаканского комплекса, началом миндель-рисского межледниковья.

Находка *P. antiquus* в верхних частях древней аллювиально-озерной толщи, развитой широко в Араратской котловине, не противоречит предположению о датировке этих отложений началом миндель-рисса. Тем более, что это было время максимального распространения *P. antiquus* на территории Европы (К. Д. Адам, 1957). По всей видимости именно в период своего расцвета этот вид проник в Армению с территории Северного Предкавказья. Открытие остатков *P. antiquus* в Араратской котловине расширяет наши знания об ареале этого вида. *P. antiquus* в Армянской ССР пока является единственной находкой остатков палеолоксодонтных слонов на территории Закавказья.

P. antiquus был обитателем лесного ландшафта. Он является характерным представителем лесных фаун Западной Европы. Поэтому нередко западно-европейские исследователи именно его называют «лесным» слоном. Находка остатков слона этого вида в Араратской долине позволяет предполагать значительную залесенность берегов древнего озерного бассейна в период существования на территории Армянской ССР ленинаканского фаунистического комплекса млекопитающих.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21.VII.1965.

Լ. Ա. ԱՎԱԳՅԱՆ, Լ. Ի. ԱԼԵՔՍԵԵՎԱ

ՀԱՅԱՍՏԱՆՈՒՄ ՊԱԼԵՈԼՈՔՍՈԴՈՆՏՅԱՆ ՓՂԻ ԱՌԱՋԻՆ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում բերվում է պալեոլոքսոդոնտյան փղի մնացորդների պալեոնթոլոգիական նկարագրությունը և նրանց երկրաբանական պայմանները, մնացորդներ, որոնք հայտնաբերվել են Հայկական ՍՍՌ Գ.Ա երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի պրոֆ. Հովհ. Կարապետյանի անվան թանգարանի արշավախմբի կողմից, Մերձերևանյան շրջանի Ենգիջա գյուղի ավազահանքերից։

Հայտնաբերված բրածո փղի սեղանատամների բնույթն ու չափերը, ինչպես նաև նրանց համեմատումը համապատասխան այլ մնացորդների հետ, հիմք է տալիս հաստատելու, որ դրանք պատկանում են պալեոլոքսոդոնտ փղի սեռին։

Ենգիջա գյուղի ավազահանքերից հայտնաբերված բրածո փղի սեղանատամների համար բնորոշ են՝ նեղ, բարձր ատամնապսակը (ատամնապսակի լայնությունը 3—4 անգամով պակաս է նրա երկարությունից), լաքսոդոնտային սինուսի զարգացումը, էմալի ուժեղ ծալքավորություն և մաշման անթիկվորդային ձևը։ Այդ հատկանիշների հիման վրա Ենգիջայում հայտնաբերված փիղը վերագրվում է P. antiquus (Falconer) տեսակին։

Բրածո փղի մնացորդները հայտնաբերվել են Արարատյան դաշտավայրի գետա-լճային շերտախմբից, որի հասակը վերագրվում է մինդել-ռիսին։

Հայաստանում P. antiquus փղի մնացորդների հայտնաբերումը ունի

պալեոգեոլոգիական գծալի հետաքրքրություն, քանի որ նման հայտնաբերումներ մինչև օրս Անդրկովկասում հայտնի չեն։ Այդ մնացորդների հայտնաբերումը հիմք է տալիս ենթադրելու, որ Արարատյան դաշտավայրի հնագույն լճային ավազանը ծածկված է եղել անտառներով։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Авакян Л. А.** Новые данные о четвертичных млекопитающих Армении. Тр. Арм. Геол. Управления, Ереван, 1957, № 1.
2. **Авакян Л. А.** Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд-во Акад. наук Арм. ССР, Ереван, 1959.
3. **Алексеева Л. И.** Стратиграфический обзор хоботных эоплейстоцена (по материалам юга Европейской части СССР). Сб. статей «Четв. период и его история» к VII Конгрессу INQUA в США, Изд-во «Наука», М., 1965.
4. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
5. **Беляева Е. И.** Некоторые данные об ископаемых слонах Таманского полуострова. Изв. Акад. наук СССР, 1933, № 8.
6. **Вангенгейм Э. А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 48.
7. **Верещагин Н. К.** Остатки млекопитающих из нижнечетвертичных отложений Таманского полуострова. Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1957, 22.
8. **Громов В. И.** Остатки Elephas antiquus Facl. из четвертичных отложений г. Москвы. Тр. ин-та Геол. наук АН СССР, 1940, вып. 33. сер. геол. № 10.
9. **Громов В. И.** О схеме подразделений (антропогеновой) четвертичной системы на территории СССР и за рубежом. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.
10. **Громов В. И., Вангенгейм Э. А.** и **Никифорова К. В.** Граница между нижним и средним отделами антропогена. Сб. статей «Четв. период и его история» к VII Конгрессу INQUA в США, Изд-во, «Наука», М., 1965.
11. **Дубраво И. А.** Древние слоны СССР. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 1960, 85, вып. 1.
12. **Иванова И. К.** Остатки Elephas cf. antiquus Falc. из травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска. Тр. Моск. Геол.-разв. ин-та, 1948, 23.
13. **Павлова М. В** Les Elephas fossiles de la Russie, Nouv. Mem. Soc. Imper. Nat. Moscou, 1910. 17.
14. **Adam K. D.** Zur Phylogenie der pleistozanen Elephanten Europas. Actes IV Congr. Internat. Quatern., Roma. 1957.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

С. А. БУБИКЯН

ОСТРАКОДЫ ИЗ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

В данной статье приводятся предварительные результаты изучения остракод из плиоценовых отложений района им. Камо.

Согласно данным Е. Е. Милановского (1952), самыми древними породами в районе им. Камо являются мшанковые известняки, которые обнажаются в виде отдельных глыб и обломков, в 0,5 км СВ от с. Арцвакар.

Наряду с мшанковыми известняками встречаются и глыбы оолитовых и гастроподовых известняков.

Е. Е. Милановский указывает, что изучение Ю. М. Феофановой мшанок из известняков показало сходство их с мшанками из среднего сармата Кишиневского района.

В мшанковых известняках Армянской ССР А. Г. Эберзиным определено *Hydrobia sp.* В этих же известняках в 1951 г. нами были зарегистрированы остракоды: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*) — типичный вид для сарматских отложений Армении.

По Е. Е. Милановскому вышеуказанные известняки подстилаются и перекрываются глинами, относящимися к разному возрасту.

Под мшанковыми известняками в этом районе, скважиной № 150, на глубине 137—714 м, вскрыта толща глин, которая местами переслаивается с прослоями известняков. В этих глинах обнаружены остракоды: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*), *Limnocythere suzini Rubikian*, характерные для сарматского возраста Приереванского района.

Перекрывающую мшанковые известняки толщу глин Е. Е. Милановский относит к нижнему плиоцену; мощность ее нижней части свыше 30 м, представлена глинами с редкими *Dreissensia sp.* и микроскопическими обломками костей рыб.

Верхняя часть этой толщи, мощностью свыше 20 м, представлена ракушняками, известковистыми глинами, песками, с содержанием *Dreissensia ex gr. polymorpha Pall., D. ex gr. rostriformis Desh., D. cf. diluvii Abich.*

В 1956 г. в этих отложениях Д. М. Халиловым определены остракоды: *Ilyocypris gibba* (*Ramdohr.*), *Caspiocypris candida* (*Liv.*), *Leptocythere soljanica* (*Liv.*), *Leptocythere sp.*

Микропалеонтологические исследования, проведенные автором, показали, что мшанковые известняки перекрываются коричневато-серыми

глинами, мощностью 90 м, в низах они более рассланцованные, выше становятся более комковатыми и местами прослаиваются тонкими прослойками известняков, содержащими большое количество остракод *Cyprideis sarmatica (Zalanyi)*, *Cyprideis punctillata (Brady)*, *Candoniella schubinae Mandelst.*, *Limnocythere suzini Bubikian*, *Ilyocypris bradyi Sars.*

Кроме этого встречаются фораминиферы *Miliolidae sp.*, обломки гастропод, минерализованные остатки костей рыб и оолиты.

На основании определения остракод эту часть разреза мы сопоставляем со средней и низам верхней части сарматских отложений Приереванского района.

Выше над сарматскими глинами залегает толща ракушняков, глинистых известняков серовато-желтого цвета и пемзовых песков с обильным содержанием дрейссенсий и остракод. Видимая мощность толщи около 35—45 м. По литологическому составу, и по содержанию микрофауны эти отложения отличаются от залегающих ниже осадков сарматского возраста.

В надсарматской части разреза выявлен богатый плиоценовый комплекс остракод, из которых определены*: *Limnocythere contracta, sp. n., L. sevanensis sp. n., L. aculeata sp. n., Caspiocypris noraduzensis sp. n., C. nuculacea sp. n., Candoniella platigena Schneider. Candona neglecta Sars. Eucypris baiazetica sp. n., Advenocydris subtriangularis sp. n.*, и т. д.; из макрофауны встречаются *Dreissensia.*

По Е. Е. Милановскому выше этих отложений согласно залегает несколько сот метровая толща туфобрекчии. В нижней части толщи, в известняковой гальке туфоконгломерата, нами определены переотложенные, сильно минерализованные остракоды сарматского возраста: *Cyprideis sarmatica (Zalanyi)*.

Над туфобрекчиями, как указывает Е. Е. Милановский, с размывом и угловым несогласием залегает свита озерных отложений, представленная пемзово-липаритовым материалом, состоящая из песка, гравия, гальки с прослоями пеплов, диатомитов, известняков, ракушняков.

В этой толще встречаются те же дрейссенсии, что и в перекрывающих сарматских отложениях. Из гастропод обнаружены: *Limnaea sp.*, *Planorbis sp.*, *Hydrobia sp.* и др., а также многочисленные диатомовые водоросли: *Melosira arenaria Moore.*, *Cyclotella castracanae Eulenst.* Е. Е. Милановский эту толщу относит к среднему (?) плиоцену.

В ракушняках и диатомитах нами обнаружены следующие остракоды: *Ilyocypris bradyi Sars*, *Ilyocypris gibba (Ramdohr.)*, *Candona leninacanensis* sp. n., подтверждающие нижний-средний плиоценовый возраст этих отложений. Выше с размывом и угловым несогласием залегают туфогенные песчаники, алевролиты, гравий, перекрываемые

---

* Виды из родов: Candona, Candoniella, Caspiocypris Eucypris, Advenocypifs будут описаны в сообщении II.

диатомитами и алевритами и т. д., мощностью около 40 м. В этих отложениях микропалеонтологические исследования не были проведены.

Семейство *CYTHERIDAE W. BAIRD*, 1850

Род LIMNOCYTHERE, G. BRADY, 1867

Limnocythere contracta sp. n.

Табл. 1, рис. 1, 2, 3

Голотип № 267 происходит из окрестностей с. Арцвакар, района им. Камо, нижний плиоцен.

Материалы. В коллекции имеется большое количество правых и левых створок этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина удлиненная, слабо выпуклая с поперечной депрессией. Передний конец выше заднего и равномерно закруглен. Спинной край прямой, переходящий тупыми углами в полукруглый задний и передний концы. Брюшной край вогнутый. Створки покрыты ячейками и бугорками.

Описание. Раковина удлиненная, прозрачная. Длина вдвое превышает высоту. Створки слабо выпуклые. Передний конец высокий, равномерно закруглен и свисает книзу. Спинной край прямой, длинный, переходящий тупыми округлыми углами в передний конец, а также полукруглый задний конец. Порово-канальная зона широкая, с прямыми, тонкими, редко расположенными поровыми каналами. Скульптура створок состоит из округлого невысокого бугорка, расположенного у поперечной депрессии. Кроме этого створки покрыты 5—6 гранными ячейками.

Размеры раковины: длина—0,80 мм, высота—0,41 мм.

Общие замечания и изменчивость. Изменчивость выражается в разном количестве и степени развития бугорков, которые доходят до двух (табл. 1, рис. 1, 2). Скульптура стенки иногда состоит из неглубоких мелких ячеек (табл. 1, рис. 1), а в некоторых случаях заметны крупные, четко выраженные ячейки, которые в сторону переднего и заднего концов вытянуты (табл. 1, рис. 3).

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *L. tenuireticulata Suzin*, описанной из акчагыльских отложений р. Аксай, более широким задним концом и скульптурой створки.

Геологический возраст и распространение. Нижний плиоцен, Армянская ССР, район им. Камо.

Limnocythere sevanensis sp. n.

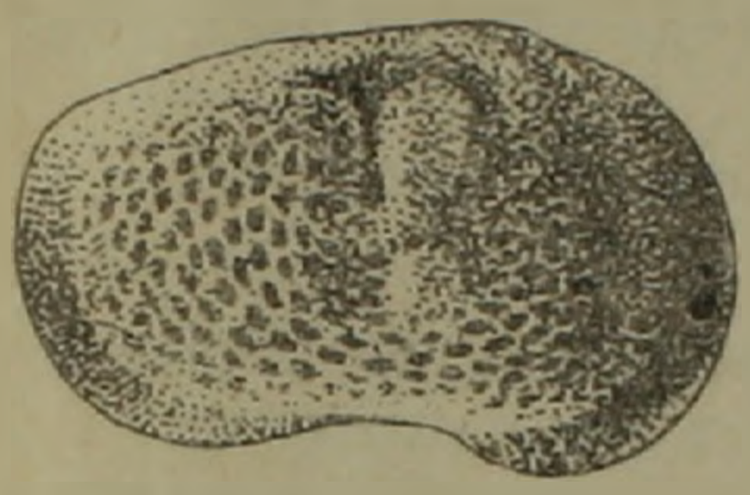
Табл. 1, рис. 4

Голотип № 270 происходит из окрестностей с. Арцвакар, района им. Камо, нижний плиоцен.

Таблица I

1

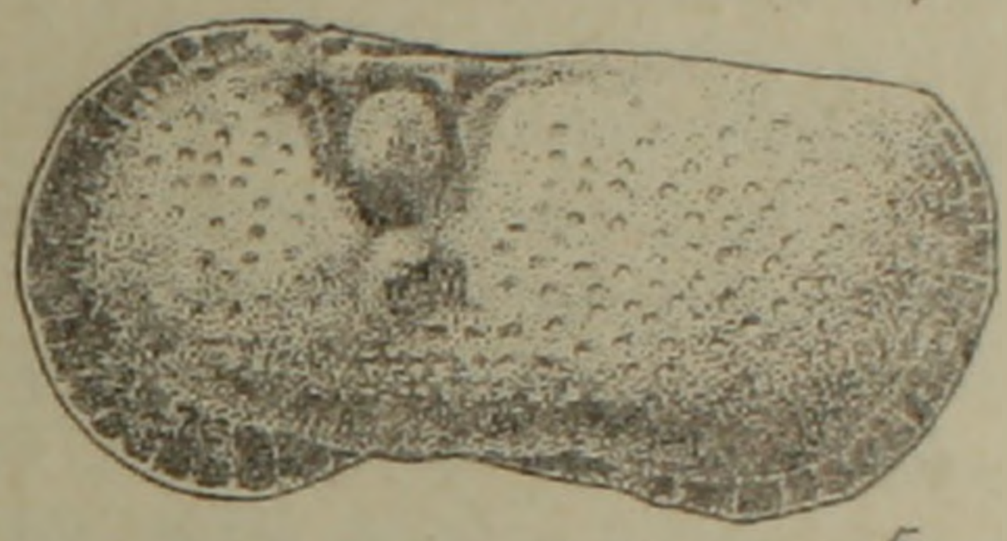
2



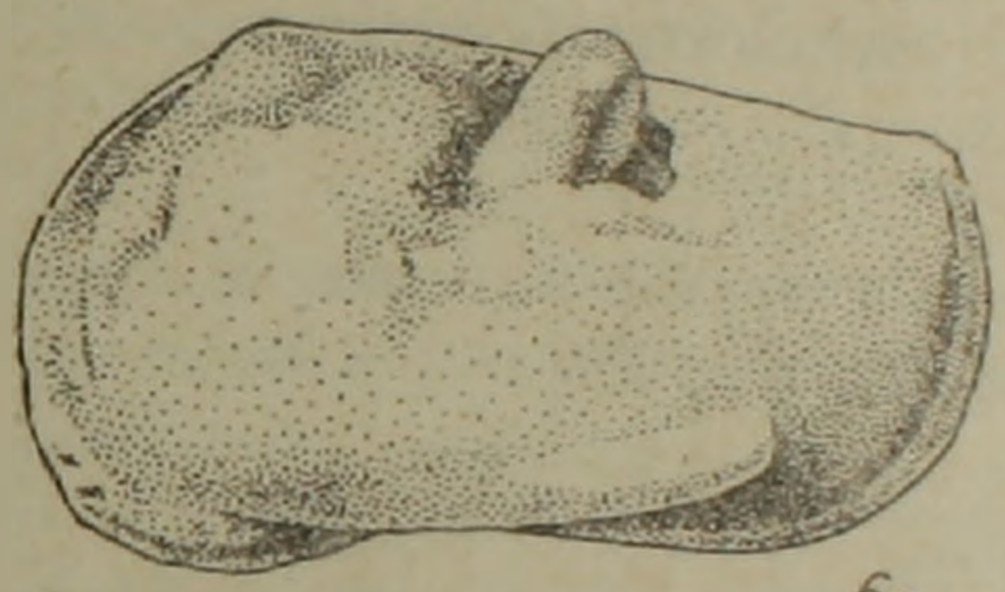
3

7

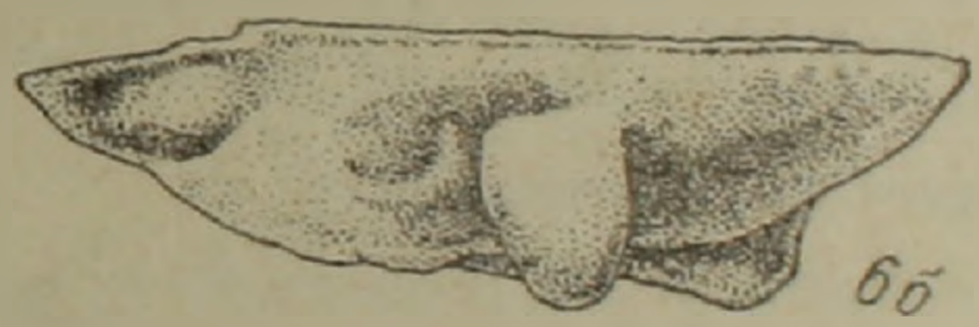
4



5



6а



6б

8

9

Таблица I

1. Limnocythere contracta sp. n.

Голотип № 267, район им. Камо, с. Арцвакар, шурф № 2, обр. № 171, нижний плиоцен (правая створка с внешней стороны), × 46.

2. Limnocythere contracta sp. n.

Голотип № 268, район им. Камо, с. Арцвакар, шурф № 2, обр. 165, нижний плиоцен (правая створка с внешней стороны), × 46.

3. Limnocythere contracta sp. n.

Голотип № 269, район им. Камо, «мыс с часовней», кан. № 2, обр. № 180, нижний плиоцен (правая створка с внешней стороны), × 46.

4. Limnocythere sevanensis sp. n.

Голотип 270, район им. Камо, «мыс с часовней», кан. № 2, обр. № 182, нижний плиоцен (правая створка с внешней стороны), × 46.

5. Limnocythere sp.

Оригинал № 271, район им. Камо, обр. № 7, нижний плиоцен (левая створка с внешней стороны), × 66.

6а, б. Limnocythere aculeata sp. n.

Голотип № 272, район им. Камо, с. Арцвакар, обн. № 1, обр. № 214, нижний плиоцен (а—левая створка с внешней стороны, б—та же створка со спинной стороны), × 66

7. Leptocythere erevanensis sp. n.

Голотип № 273, район им. Камо, «мыс с часовней», кан. № 2, обр. № 180, нижний плиоцен (левая створка с внешней стороны), × 66.

8. Ilyocypris gibba (Ramdohr.)

Оригинал № 274, район им. Камо, с. Арцвакар, обр. № 192, нижний плиоцен (левая створка с внешней стороны), × 66.

9. Ilyocypris bradyi Sars

Оригинал № 275, район им. Камо, с. Арцвакар, обр. № 192, нижний плиоцен (правая створка с внешней стороны), × 66.

Материалы. В коллекции имеется 20—30 отдельных створок этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина удлиненная. Передний конец выше заднего. Спинной край прямой. Брюшной край вогнутый в средней части Створки покрыты ячейками и бугорками в спинной части.

Описание. Раковина удлиненная, по очертанию неправильно четырехугольная, длина в два раза превышает высоту. Передний конец высокий, к спинному краю скошенный, к брюшному равномерно закруглен. Задний конец сильно скошенный к брюшному краю, к спинному—дугообразно закруглен. Спинной край прямой, переходящий тупыми округленными углами в передний и задний концы. Брюшной край вогнутый в средней части. Скульптура створок состоит из поперечной депрессии. По бокам депрессии, близ спинного края, расположено по одному бугорку. передний широко округлен, обычно несколько меньше, задний более высокий, заостренный. Порово-канальная зона широкая, снабжена тонкими, резко выраженными канальцами. Створки и бугорки покрыты 5—6-гранными ячейками.

Размеры раковины: длина—0,83 мм, высота—0,46 мм.

Сравнительные заметки. Раковина описанного вида отличается от раковины вида *Limnocythere alveolata Suzin*. из акчагыльских отложений Грозненского района, отсутствием третьего бугра в середине створки, покрытой ячеистой структурой, а также сильнее скошенным задним концом и более высоким задним бугром.

Геологический возраст и распространение. Нижний плиоцен. Армянская ССР, район им. Камо.

Limnocythere sp.

Табл. 1, рис. 5

Оригинал № 271 происходит из окрестностей с. Арцвакар. района им. Камо, нижний плиоцен.

Материал. В коллекции имеется 10—15 створок этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина удлиненная, слабо выпуклая. Передний конец более высокий, равномерно закруглен. Задний конец дугообразный. Спинной край прямой, длинный. Брюшной край вогнутый. Створки покрыты ячейками и буграми.

Описание. Раковина слабо выпуклая, удлиненная, тонкостенная, длина более чем в два раза превышает высоту. Передний конец немного шире заднего, равномерно закруглен, задний конец скошен к брюшному краю. Спинной край прямой, длинный, переходит постепенно в передний конец и под тупым углом в задний. Брюшной край в передней трети вогнутый и почти параллельный спинному. Скульптура створок состоит из неглубоких ячеек и невысокого округлого бугорка, расположенного в средней части поперечной депрессии, под которым находится небольшой, слабо заметный бугорок. Створки покрыты четырех-пятигран-

ными неглубокими ячейками. Порово-канальная зона широкая, четко выражена. Поровые каналы редкие.

Размеры раковины: длина—0,80 мм, высота—0,39 мм.

Геологический возраст и распространение. Нижний плиоцен, Армянская ССР, район им. Камо.

Limnocythere aculeata sp. n.

Табл. 1, с. 6а, 6

Голотип № 272 происходит из окрестностей с. Арцвакар, района им. Камо, нижний плиоцен.

Материалы. В коллекции имеется небольшое количество закрытых раковин и отдельных створок этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина удлиненная, среднего размера. Передний конец выше заднего, концы равномерно закруглены. Спинной край прямой, брюшной вогнутый. На поверхности створки, ближе к спинному краю, выступает высокий бугорок, вдоль брюшного края имеется килевидный выступ. Створки покрыты ячейками.

Описание. Раковина среднего размера, выпуклая, удлиненная, длина ее почти в два раза превышает ширину. Передний конец выше заднего, равномерно закруглен, и несколько свисает книзу. Спинной край прямой, длинный, образует более тупой угол с передним концом. Брюшной край вогнутый в передней трети, дугообразный, более резко закруглен на заднем конце. Внутренняя бесструктурная пластинка широкая. Порово-канальная зона уплощенная. Скульптура створки состоит в спинной части из одного большого высокого бугорка, расположенного близ средней части поперечной депрессии. Вдоль длины брюшного края имеется килевидный выступ, который к заднему концу более четко выражен. Створки покрыты неясно выраженными ячейками.

Размеры раковины: длина—0,80 мм, высота—0,36 мм.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Limnocythere inculenta Livental*, из отложений плиоцена Азербайджана, более высоким передним и скошенным задним концами, а также наличием высокого бугорка в задней трети створок, покрытых ячеистой скульптурой.

Геологический возраст и распространение. Нижний плиоцен, Армянская ССР, район им. Камо.

Род *LEPTOCYTHERE G. O. SARS*, 1928

Leptocythere erevanensis sp. n.

Табл. 1, рис. 7

Голотип № 273 происходит из окрестностей с. Арцвакар, района им. Камо, нижний плиоцен.

Материалы. В коллекции имеется небольшое количество закрытых раковин и отдельных створок этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина маленькая, удлиненная. Передний конец равномерно закруглен, задний, к спинному краю, образует тупой угол. Спинной край прямой, брюшной—в передней трети вогнутый. Створки покрыты ячейками.

Описание. Раковина удлиненная, слабо выпуклая. Длина вдвое или немного больше превышает высоту. Передний конец выше заднего, дугообразно закруглен и свисает к брюшному краю. Задний конец вытянутый, закругленный, к брюшному краю скошенный. Спинной край прямой, длинный, постепенно переходит в передний конец и под тупым углом в задний конец. Заднезамочное ушко развито. Брюшной край в передней трети вогнутый. Створки слабо выпуклые, полого уплощаются к краям с неясновыраженными бугорками, покрыты концентрически расположенными, слабо выраженными пятигранными ячейками. Внутренняя бесструктурная пластинка широкая.

Размеры раковины: длина—0,49 мм, высота—0,23 мм.

Общие замечания и изменчивость. На некоторых формах присутствует небольшой бугорок, также в заднеспинной части створок.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от раковины вида *Leptocythere Propinqua Livental*, описанной из отложений нижнего подъяруса апшерона Азербайджана, ячеистой скульптурой и отсутствием борозды у спинного края.

Геологический возраст и распространение. Нижний плиоцен, Армянская ССР, район им. Камо.

Семейство *CYPRIDIDAE W. BAIRD*, 1845

Род ILYOCYPRIS BRADY, 1889

Ilyocypris gibba (Remdohr)

Табл. 1, рис. 8

1808. Cypris gibba F. Ramdohr. Magaz., d. Gesellsch. Natur. Fr. Berlin. Band II, S. 91, Taf. III, Fig. 13—17.
1900. Ilyocypris gibba G. Müller. Deutsch. Susswaser-Ostracoden. Zoologica. Heft 30, S. 88, Taf. 19, Fig. 7, 12
1928. Ilyocypris gibba Sars. Begrens Museum. pl. 39, Taf. IX, Fig.2.
1961. Ilyocypris gibba Д. А. Агаларова, Э. К. Кадырова, С. А. Кулиева. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана, Азгосиздат, стр. 50, табл. XX, рис. 3.

Оригинал № 274 происходит из окрестностей с. Арцвакар, района им. Камо, нижний плиоцен.

Материалы. В коллекции имеется 20 отдельных створок этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина крупная, продолговатая с двумя поперечными депрессиями со стороны спинного края. Створки покрыты бугорками и мелкими ямками.

Описание. Раковина крупная, удлиненная, длина вдвое больше высоты, слабо выпуклая, прозрачная. Левая створка незначительно больше

правой и охватывает последнюю. Передний конец высокий, дугообразно закруглен. Задний конец несколько ниже переднего, равномерно закруглен. Спинной край прямой, длинный, слегка наклонен к заднему концу, округленным тупым углом переходит в передний конец и более тупым в задний. Брюшной край широко вогнут в средней части, плавно переходит в передний и задний концы. Порово-канальная зона узкая, охватывает оба конца и весь брюшной край. Канальцы порово-канальной зоны прямые, редкие. Створки снабжены двумя поперечными депрессиями, которые доходят до середины створки и в сторону спинного края сливаются. В средней части этих депрессий расположен низкий, округлый бугорок. По сторонам депрессий, близ приподнятых частей переднего и заднего концов, расположены крупные, округлые бугорки, последний из них более высокий, заостренный и изогнут к заднему концу. Два более мелких бугорка расположены близ вогнутой части брюшного края. Поверхность бугорков гладкая. В средней части створки имеется глубокая ямка, где расположены мускульные отпечатки, остальные части створки покрыты мелкими, четко выраженными округлыми ямками. Вдоль заднего конца расположены мелкие шипики.

Размеры раковины: длина—1,11 мм, высота—0,54 мм.

Геологический возраст и распространение. Акчагыльский, апшеронский, бакинский ярусы Азербайджана, нижнего Поволжья (Астраханский район) и Северного Кавказа (Грозненский район), нижний плиоцен Армянской ССР, район им. Камо. Вне пределов СССР, современные формы обитают в пресноводных бассейнах Евразии и Америки.

Ilyocypris bradyi G. O. Sars

Табл. 1, рис. 9

1890. Ilyocypris bradyi G. O. Sars. Oversight of Nordes Crustacea, II, p. 59.
1947. Ilyocypris bradyi З. С. Бронштейн. Фауна СССР, АН СССР. т. II, вып. 1, стр. 94—95.
1961. Ilyocypris bradyi Л. А. Агаларова, З. К. Кадырова, С. А. Кулиева. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана, Азгосиздат, стр. 49, табл. XIX, фиг. 3а, б, в.

Оригинал № 275 происходит из окрестностей с. Арцвакар, района им. Камо, нижний плиоцен.

Материалы. В коллекции имеется большое количество правых и левых створок этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина крупная, удлиненная с двумя поперечными депрессиями. Створки покрыты мелкими круглыми ямками.

Описание. Раковина крупная, слабо выпуклая, прозрачная, удлиненная. Длина вдвое и более превышает высоту. Передний конец незначительно превосходит высоту заднего конца и равномерно закруглен. Задний конец выпуклый, закругленный. Спинной край слабо волнистый, постепенно переходит в передний и под округлым тупым углом в задний конец. Брюшной край широко вогнут в средней части. Порово-канальная зона нечетко выражена. Створки снабжены двумя глубокими вдавления-

ми, недоходящими до середины створки. В центре створки расположено неглубокое углубление, где помещаются мускульные бугорки. Створки покрыты мелкими, округлыми ямками. Вдоль концов створок расположены мелкие шипики.

Размеры раковины: длина—0,91 мм, высота—0,44 мм.

Сравнительные заметки. Описанный вид по форме раковины приближается к *Ilyocypris gibbe* (*Ramdohr*), описанной из плиоценовых отложений района им. Камо, отличается более округлым передним концом, плохо выраженной порово-канальной зоной и отсутствием бугорков на поверхности створки.

Геологический возраст и распространение. Акчагыльский ярус нижнего Поволжья (Астраханский район) плиоцен (продуктивная толща) Азербайджана, верхний сармат—плиоцен Армении. Современные формы обитают в пресноводных бассейнах Евразии и Америки.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.X.1963.

Ս. Ա. ԲՈՒԲԻԿՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ՊԼԻՈՑԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՕՍՏՐԱԿՈԴՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում բերվում է Կամոյի շրջանի պլիոցենի նստվածքներում հայտնաբերված օստրակոդների ուսումնասիրությունը։

Ըստ Ե. Ե. Միլանովսկու տվյալների, Կամոյի շրջանի ամենահնագույն ապարները հանդիսանում են մամոակենդանային կրաքարերը, որոնք առանձին բեկորների ձևով մերկանում են Արծվաքար գյուղից 0,5 կմ. դեպի հյուսիս-արևելք։ Այս կրաքարերի հետ միասին մերկանում են նաև օոլիտային և փորոտանիների կրաքարեր։

Ինչպես Ե. Ե. Միլանովսկու նշումները, այնպես էլ 1956 թ. մեր ուսումնասիրությունները հաստատում են այն, որ վերը նշված կրաքարերը ծածկված են կավային շերտախմբով, որի կարողությունը Արծվաքար գյուղի մոտ հասնում է 90 մ.։

Նշված կրաքարերի և կավային շերտախմբի մեջ հայտնաբերված են օստրակոդներ Cyprideis sarmatica (Zalanyi), Limnocythere suzini Bubikian, որոնք բնորոշ են Հայկական ՍՍՌ սարմատի հասակի նստվածքների համար։

Նույն շրջանում կավերի վրա տեղադրված է 35—45 մ. կարողություն ունեցող շերտախումբ, որը ներկայացված է խեցաքարերով, բաց մոխրա-դեղնավուն կավային կրաքարերով, պնդզային ավազներով Dreissensia-ների և օստրակոդների մեծ պարունակությամբ։

Ըստ լիթոլոգիական կազմի և օստրակոդների պարունակության այս շերտախումբը տարբերվում է սարմատի շերտախմբից։

Կտրվածքի այս մասում, ինչպես նշվեց, հայտնաբերված է ստորին պլիոցենին պատկանող օստրակոդների հարուստ կոմպլեքս՝ Limnocythere contracta sp. n., L. sevanica sp. n., L. aculeatus sp. n., Leptocythere erevanensis sp. n., Candona neglecta Sars, C. camoensis sp. n., Candoniella platigena Schneider, Caspiocypris noraduzensis sp. n., Eucypris baiazetica sp. n., Advenocypris subtriangularis sp. n.

Ըստ Ե. Ե. Միլանովսկու կազմած ստրատիգրաֆիական կտրվածքի, վերը նշված շերտախմբի վրա ներդաշնակ կերպով տեղադրված են մի քանի հարյուր մետր կարողություն ունեցող տուֆոկոնգլոմերատներ և տուֆոբրեկչիաներ, որոնց լվացված մակերեսի վրա անկյունային աններդաշնակությամբ տեղադրված են 35 մ. կարողությամբ լճային նստվածքներ—ներկայացված պեմզա-լիպարիտային նյութերով (ավազներով, խիճով, դիատոմիտներով, խեցեքարերով, կրաքարերով միջին (?) պլիոցենի հասակի)։

Խեցաքարերում և դիատոմիտներում հայտնաբերված են հետևյալ օստրակոդները՝ Ilyocypris bradyi Sars, I. gibba (Ramdhor), Candona leninacanica sp. n., որոնց առկայությունը կրկին անգամ հաստատում է շերտախմբի պլիոցենի հասակին պատկանելը։

Լճային նստվածքների լվացված մակերեսի վրա, ըստ Ե. Ե. Միլանովսկու, անկյունային աններդաշնակությամբ տեղադրված են 40 մ կարողությամբ միջին-վերին պլիոցենի տուֆային ավազաքարեր, ալեվրոլիտներ, ավազներ, տուֆեր և այլն։ Այս շերտախմբում միկրոպալեոնթոլոգիական հետազոտություններ չեն կատարված։

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаларова Д. А., Кадырова З. К., Кулиева С. А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана, Азгосиздат, 1961.
2. Сузин А. В. Остракоды третичных отложений Северного Предкавказья. Гостоптехиздат, 1956.
3. Ливенталь В. Э. Остракоды акчагыльского и апшеронского ярусов по Бабазананскому разрезу. Изд. Азерб. политехнического ин-та, 1929.
4. Мандельштам М. И., Шнейдер Г. Ф. Ископаемые остракоды СССР. сем. Cyprididae. труды ВНИГРИ, вып. 203, 1963.
5. Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1952.
6. Швейер А. В. Основы морфологии и систематика плиоценовых и постплиоценовых остракод. Гостоптехиздат, 1949

---

* Candona, Candoniella, Caspiocypris, Eucypris, Advenocypris *սեռերին պատկանող ձևերը նկարագրվելու են հաջորդմամբ։*

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

А. А. ГАБРИЕЛЯН, Л. К. ТАТЕВОСЯН

СХЕМА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР И СМЕЖНЫХ ЧАСТЕЙ АНТИКАВКАЗА

В основу существующих схем геотектонического расчленения территории Армянской ССР положены геологические критерии — региональные разрывные нарушения, структурно-формационные особенности, элементы магматизма, возраст складчатых движений и др. историко-геологические признаки [4, 5, 6]. Вместе с тем, до сих пор почти во всех обобщающих работах, касающихся расчленения Армянской ССР на естественные геологические районы и описания важнейших структурных элементов, в недостаточной степени использованы данные геофизических исследований. В настоящее время геофизическая наука настолько продвинулась вперед и применением геофизических методов исследований добываются такие интересные данные о внутреннем строении земной коры, что ни одна обобщающая работа по тектонике и региональной геологии не может считаться полноценной, если в ней не учтены данные гравиметрических, магнитометрических, сейсмометрических и др. геофизических методов. Этими методами добывается ценейший материал, позволяющий выяснить глубинное геологическое строение земной коры и ряд важнейших геологических вопросов, обусловленных процессами, происходящими в нижних горизонтах земной коры и в верхней мантии.

Авторы настоящей работы делают попытку геологически интерпретировать данные геофизических исследований (преимущественно гравиметрических) и под этим углом зрения подойти к вопросу геотектонического районирования терриотрии Армянской ССР.

Впервые схема геолого-геофизического районирования Малого Кавказа была предложена Э. Б. Аджимамудовым в 1957 г. [1], выделившим три зоны общекавказского простирания — зона северо-восточного максимума, зона центрального минимума и зона юго-западного максимума, отличающиеся характером гравитационного поля.

Последующие более детальные гравиметрические исследования, произведенные Л. К. Татевосян, Ш. С. Оганисяном и др., в целом подтверждают схему Э. Б. Аджимамудова и вместе с тем позволяют уточнить границы зон. На основании этих новых данных на крайнем юго-востоке Армянской ССР выделяется несколько обособленная область максимума силы тяжести — Кафанский гравитационный сегмент.

Основными критериями для гравиметрического районирования по-

служили зоны высоких горизонтальных градиентов и общий характер аномального поля ускорения силы тяжести.

Гравитационное поле территории Антикавказа в целом характеризуется повсеместно отрицательными аномалиями силы тяжести (в редукции Буге), вычисленными для средней плотности промежуточного слоя, равной 2,67 г/см^3, с преобладающим северо-западным простиранием изоаномалий. На фоне этого регионального минимума выделяются указанные выше зоны относительных максимумов и минимума.

В первом приближении эти гравитационные зоны соответствуют трем геотектоническим зонам, выделенным К. Н. Паффенгольцем (Сомхето- Карабахская, Армянская и Нахичеванская), А. Т. Асланяном (Антикавказский, Севанский и Араксинский оротектонические пояса) и А. А. Габриеляном (области раннеальпийской, среднеальпийской и позднеальпийской складчатостей).

При сопоставлении схемы геолого-гравиметрического районирования с аэромагнитной картой, составленной А. И. Завьяловой (1955), бросается в глаза их общее совпадение, хотя связь магнитных аномалий с геологическим строением более сложна, ибо поверхностные неоднородности геологических образований оказывают большое влияние на магнитное поле [2].

Границами указанных гравиметрических зон служат в большинстве случаев отчетливо выраженные гравитационные ступени, которые обусловлены резко выраженным вертикальным контактом отличающихся по плотности пород и соответствуют разломам глубокого заложения. Так, на всем своем протяжении отчетливо выраженная гравитационная ступень (полоса густого расположения изолиний силы тяжести), ограничивающая зону северо-восточного относительного максимума с юго-запада, прослеживается с северо-запада на юго-восток примерно по линии Степанаван-Дилижан—северо-восточное побережье оз. Севан. Далее на восток, в пределах Азербайджанской ССР, она заворачивает на юг и почти в меридиональном направлении прослеживается через Сисиан-Каджаран до р. Аракс у районного центра Мегри. Эта граница хорошо совпадает с южной границей северной зоны магнитного поля ΔTa, выделенной А. И. Завьяловой по линии гор. Степанаван—с. Туманян — гор. Дилижан—севернее Красносельска.

С геологической точки зрения линия эта очерчивает юго-западную границу Сомхето-Кафанской области раннеальпийской складчатости и совпадает с Севано-Акеринской и Южно-Зангезурской зонами глубинных разломов [5]. Вдоль первой из указанных зон разломов, как известно, развита интрузивная формация ультрабазитов (офиолитовый пояс Малого Кавказа) доверхнесеноиского возраста, большая часть которой последующими тектоническими движениями, вдоль разломов внедрилась в окружающие более молодые отложения. верхнего сенона и эоцена в холодном виде и представляет собой, таким образом, не интрузии, а протрузии. Пояс ультрабазитов восточнее оз Севан непрерывно прослеживается в юго-восточном направлении до р. Аракс. Юго-восточное про-

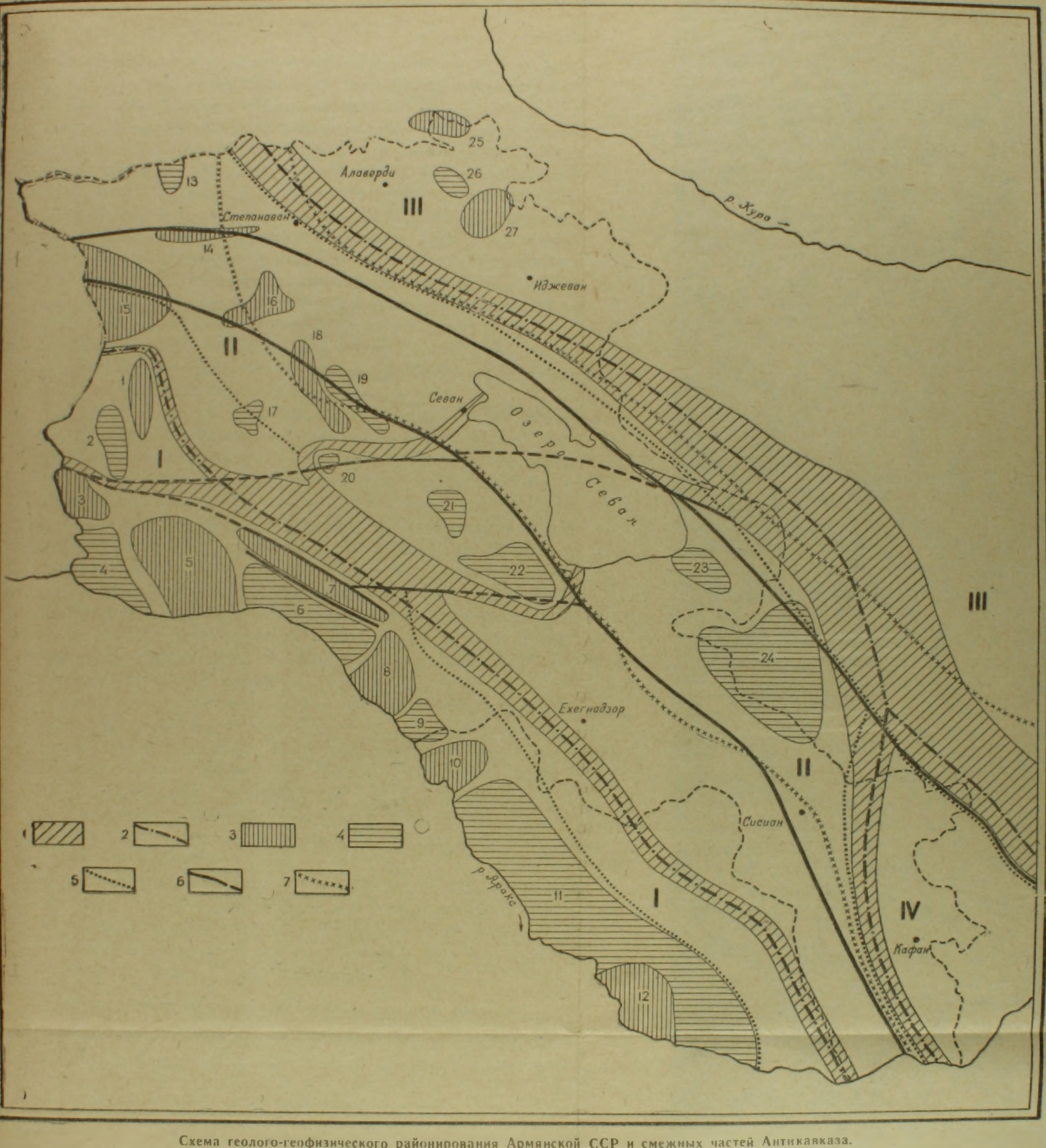


Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа.

Условные обозначения

1. Зоны высоких горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести.

2. Границы региональных гравитационных зон.

3. Относительные максимумы силы тяжести.

4. Относительные минимумы силы тяжести.

5. Границы геотектонических комплексов.

6. Главнейшие разломы, установленные и предполагаемые.

7. Границы сейсмических зон.

I. Зона юго-западного максимума (область верхнеальпийской складчатости).

Относительные максимумы. 1. Мараликский. 3. Анийский. 5. Октемберянский. 7. Паракар-Енгиджинский. 8. Араратский. 10. Волчьих ворот. 12. Джульфинский.

Относительные минимумы: 2. Артенийский, 4. Нижнеахурянский, 6. Арташатский, 9. Садаракский, 11. Нахичеванский.

II. Зона центрального минимума (область среднеальпийской складчатости).

Относительные максимумы: 14. Базумский, 16. Спитакский, 18. Цахкуняцкий, 23. Цовакский.

Относительные минимумы: 13. Джавахетский, 15. Ширакский 17. Арагацский, 19. Анкаванский, 20. Араилерский, 21. Атисский, 22. Гегамский, 24. Истисуйский.

III. Зона северо-восточного максимума (область раннеальпийской складчатости).

Относительные максимумы: 24. Ламбалуйский. 27. Кошкотанский.

Относительные минимумы: 26. Шнохский.

IV. Юго-восточный сегмент относительного максимума (Кафанский антиклинорий).

должение Севанского офиолитового пояса выделяется на гравитационной карте также в виде гравитационного уступа, ответвляющегося от вышеописанной региональной ступени на участке между Сисианом и Степанакертом. Этим самым Кафанский антиклинорий обособляется как самостоятельный гравиметрический сегмент, что вполне соответствует геологическим данным. Область киммерийской (раннеальпийской) складчатости или Сомхето-Кафанский тектонический комплекс представляла единую геотектоническую зону в нижнеальпийском (юра-неоком) геосинклинальном этапе развития. В верхнем мелу (вероятно в альбе), в результате заложения и дальнейшего развития Севано-Акеринского мелового наложенного геосинклинального прогиба, ограниченного с северо-востока одноименным глубинным разломом, этот комплекс распадается на две части: Сомхето-Карабахскую и Кафанскую.

Таким образом, можно предположить, что указанные выше гравитационный и магнитный уступы обусловлены внедрением в верхние слои земной коры плотных пород ультраосновной магмы.

Вместе с тем, бросается в глаза некоторое несовпадение указанных геофизических границ с геологичской и, в частности, с поясом выхода на поверхность ультраосновных интрузий, при этом, геофизические границы проходят несколько севернее офиолитового пояса. Это обстоятельство можно объяснить тем, что глубинный разлом, вдоль которого внедрялись интрузии ультрабазитовой формации, имеет, по-видимому, характер крутого надвига, с падением плоскости на север—северо-восток. Отсюда можно заключить, что магнитный и гравитационный уступы отражают не современные выходы ультраосновных интрузий, оторвавшихся от основной массы ультрабазитов и выведенных на дневную поверхность вдоль разломов, а более крупные и большие по размеру интрузии, залегающие в несколько более глубоких горизонтах земной коры севернее указанных выходов протрузии.

Сравнительно менее четко вырисовывается гравиметрическая граница между зонами центрального минимума и юго-западного максимума, что обусловлено, по-видимому, более гетерогенным геологическим строением этих зон и, в частности, наличием молодых, неоген-антропогеновых наложенных впадин (Нахичеванская, Ереванская, Ширакская, которые секут структуры донеогенового возраста, создают свои локальные геофизические поля и тем самым маскируют геофизические показатели более древних структурных ярусов.

Несколько более отчетливо граница эта проходит на участке Аштарак—Ереван—басс. р. Веди и совпадает с погребенным выступом эопалеозойского субстрата, приподнятым вдоль Ереванского глубинного разлома. Далее на восток—юго-восток она в замаскированном виде прослеживается по линии сс. Веди—Шахбуз—Ордубад.

Краткая геолого-геофизическая характеристика зон

Зона юго-западного максимума соответствует среднеараксинскому верхнеальпийскому межгорному прогибу и прилегающим районам юж-

ного склона Антикавказа. Она характеризуется относительно повышенным значением силы тяжести и спокойным, безградиентным, близким к нормальному магнитным полем с наличием слабых положительных и отрицательных аномалий.

В геологическом отношении описываемая зона имеет четырехярусное строение. Нижний из них сложен глубокометаморфизованными образованиями эопалеозоя, а вышележащий структурный ярус—интенсивно дислоцированными и относительно плотными карбонатными и терригенными отложениями среднего и верхнего палеозоя и триаса. В строении третьего яруса участвуют карбонатные, терригенные и терригенно-туфогенные отложения верхнего мела и палеогена (до среднего олигоцена включительно), а верхнего, четвертого яруса — молассовые, соленосные и терригенные отложения миоцена и озерно-речные и вулканогенные образования плиоцена-антропогена. Указанные комплексы отложений разграничены регионально выраженными несогласиями и перерывами, соответствующими силуру, юре—нижнему мелу и эоцену—среднему олигоцену (в Араксинской впадине).

Гравитационное поле зоны юго-западного максимума также не однородное. Здесь выделяется ряд отчетливо выраженных аномалий второго и более низких порядков (относительные максимумы и минимумы), отражающих положение палеозойского фундамента. По гравиметрическим данным выделяются следующие относительные максимумы силы тяжести: Мараликский, Анийский, Октемберянский, Паракар-Енгиджинский, Араратский, Волчьи ворота, Джульфинский. Они разделены участками, характеризующимися относительными минимумами силы тяжести; Артенинский, Нижнеахурянский, Арташатский, Садаракский, Нахичеванский. Сопоставляя гравиметрическую карту с тектонической, легко можно убедиться в том, что все указанные относительные максимумы второго порядка соответствуют или обнаженным частям палеозойского субстрата (выступы герцинского основания в районах Джульфы, Волчьих ворот, ст. Арарат) или же погребенным выступам последних, установленными буровыми скважинами. Так, например, на Паракар-Енгиджинском погребенном горстовом поднятии (одноименный гравитационный максимум, установленный еще в 1948—1949 гг.), эопалеозойский субстрат залегает на глубине 550—1000 м, в то время как в Ереванском и Арташатском прогибах, ограничивающих указанное поднятие с севера и юга, он находится на глубинах около 4—5 км. Участки относительных минимумов, напротив, представляют неоген-антропогеновые наложенные прогибы, заполненные молассовыми, соленосными и озерно-речными отложениями, мощность которых, по данным буровых скважин, составляет 2,5—3,5 км.

Таким образом, в зоне юго-западного максимума наблюдается прямая связь между локальными относительными максимумами и минимумами силы тяжести и тектоническими структурами второго порядка (выступами и прогибами палеозойского основания).

Подобное прямое соотношение между гравиметрическими аномалиями и геологическими структурами обусловлено, по-видимому, значительной разностью в плотностях палеозойского субстрата, породы которого интенсивно дислоцированы, уплотнены и значительно метаморфизованы, и кайнозойского (неоген-антропогенового) чехла, который сложен слабо дислоцированными, более рыхлыми и менее плотными породами.

Буровые скважины, заложенные за последние годы в пределах Араратской котловины, полностью подтвердили наличие в ее пределах погребенных поднятий и прогибов палеозойского основания, установленных гравиметрическими исследованиями.

Это обстоятельство позволяет в ряде случаев уточнить скрытые геологические структуры по гравиметрическим данным, что имеет важное практическое значение в связи с проводившимися геолого-поисковыми работами на нефть и газ. Так, например, Нижнеахурянский и Артенинский прогибы характеризуются примерно одинаковым уровнем аномалии силы тяжести, что свидетельствует об одинаковой глубине залегания фундамента в обоих прогибах, а равно и о равных мощностях, заполняющих их неоген-антропогеновых отложений.

Сходными гравитационными показателями характеризуются также кулисообразно расположенные относительно друг друга и ограничивающие указанные выше прогибы с востока Октемберянское и Мараликское поднятия. С юго-востока к ним кулисообразно же причленяется Паракар-Енгиджинское погребенное поднятие (одноименный гравитационный максимум).

Зона центрального минимума характеризуется интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести, при этом особенно пониженным является поле силы тяжести в районах Арагацского и Гегамского вулканических сооружений и Ширакской котловины

Магнитное поле описываемой зоны неоднородное и по А. И. Завьяловой представлено тремя подзонами — западной, восточной и юго-восточной. Первая из них характеризуется резко переменным магнитным полем с наличием значительных по интенсивности и размерам положительных и отрицательных аномалий. Магнитное поле восточной подзоны более спокойное, с небольшим горизонтальным градиентом аномалий.

Третья — юго-восточная подзона характеризуется переменным магнитным полем, однако, в отличие от западной подзоны интенсивность аномалий здесь небольшая. Граница между западной и восточной подзонами проходит примерно по линии Ереван—Раздан—Дилижан. Восточная подзона охватывает бассейн оз. Севан, и граничит с юго-восточной подзоной южной береговой линией оз. Севан.

Восточная граница западной подзоны четко вырисовывается и на гравитационной карте в виде узкой полосы высоких градиентов аномалии силы тяжести широтного простирания. Что же касается границы между восточной и юго-восточной подзонами, то она на гравиметриче-

ской карте не отмечается, по-видимому, по той причине, что мы не располагаем гравиметрическими данными на поверхности оз. Севан.

Отличительной чертой геологического строения зоны центрального минимума является эвгеосинклинальный тип развития. В строении ее участвуют вулканогенные, терригенные и карбонатные формации нижнего и верхнего мела, вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации эоцена. Отложения олигоцена и миоцена развиты локально и сохранились от размыва лишь в некоторых верхнепалеогеновых и неогеновых остаточных прогибах (Дилижанский, Севанский и др.). Все эти отложения интенсивно дислоцированы, слагая вытянутые в общекавказском направлении с ундулирующими шарнирами антиклинальные и синклинальные складки, прорванные основными, гранитоидными и щелочными интрузиями палеогенового возраста. Широко развиты вулканические образования плиоцена и антропогена. В районе Цахкуняцского хребта из-под верхнемеловых отложений выступает консолидированный субстрат зоны центрального минимума, сложенный различного состава глубоко метаморфизованными образованиями эопалеозоя. Суммарный эффект всех этих сложных геологических процессов, по-видимому, и обусловил резко переменную картину наблюдаемых в этой зоне гравитационных аномалий.

Но тем не менее, здесь также, как и в юго-западной зоне, на общем фоне пониженного поля силы тяжести, выделяется ряд относительных максимумов и минимумов второго и более низших порядков, достаточно четко оконтуренных изгибами изолиний.

Бросается в глаза приуроченность наибольших относительных минимумов к молодым вулканическим сооружениям Арагаца, Гегамского нагорья, Кечутского хребта и Аранлера, что, вероятно, обусловлено дефицитом масс, вызванным извержением огромного объема лавы.

Примечателен тот факт, что эти относительные минимумы совершенно исчезают на карте регионального гравитационного поля, построенной для учета неоднородностей в верхних слоях земной коры до глубины в 10 км. Отсюда можно заключить, что распределение масс, вызвавшее минимумы под вулканическими сооружениями, расположено не глубже десяти километров. По мнению многих вулканологов, очаги разогретой магмы под действующими и потухшими вулканами расположены на глубине от 2 до 7 км [12]. В камерах разогретой магмы плотность вещества значительно превосходит среднюю плотность земной коры (2,95—3,2 г/см^3). Поэтому над большинством действующих вулканов наблюдаются относительные максимумы силы тяжести. Картина распределения плотностей резко меняется после извержения или излияния магмы. На относительно небольших глубинах от земной поверхности появляются участки с дефицитом масс вплоть до образования пустот. Ряд исследователей доказывают, что образование кальдер происходит не только грандиозными взрывами в периферических магматических очагах, но и обрушением и проседанием горных пород в полости, образо-

вавшейся после извержения или оттока магмы на место близповерхностных резервуаров.

В зоне центрального минимума также выделяются локальные участки относительных максимумов и минимумов, соответствующих геологическим структурам.

Так, например, очень четко вырисовывается Ширакский гравитационный минимум, соответствующий одноименному неоген-антропогеновому наложенному прогибу, выполненному миоценовыми, плиоценовыми и постплиоценовыми вулканогенно-обломочными и озерно-речными отложениями значительной мощности.

Большие горизонтальные градиенты аномалии силы тяжести на северном, восточном и южном бортах Ширакского гравитационного минимума указывают на наличие в этих участках структур типа ступеней, что подтверждается и геологическими данными. Ширакская впадина с севера и востока на глубине ограничена разломами, которые на поверхности отражены надвигами, опрокинутыми складками и флексурообразными погружениями в сторону впадины палеогеновых и неогеновых отложений.

Количественная интерпретация гравитационного поля показывает, что палеозойский субстрат в центральной части впадины находится на глубине порядка 6—7 км [13, 14]. Ширакская впадина на западе не замыкается, а прослеживаясь за пределы СССР соединяется с более обширной Карсской верхнеальпийской впадиной.

С юга Ширакская впадина ограничена Мараликским поднятием (одноименный гравитационный максимум), которое на востоке кулисообразно сочленяется с Паракар-Енгиджинским гравитационным максимумом. Относительные локальные гравитационные максимумы Апаранского, Спитакского и Гукасянского районов соответствуют антиклинорным структурам меловых и палеогеновых отложений, в ядрах которых (Цахкуняцский хребет, Спитакский перевал) выступают более плотные метаморфизованные породы палеозоя, интрудированные основными и гранитоидными интрузиями. Спитакский гравитационный максимум характеризуется также, согласно данным наземной магнитной съемки, интенсивными магнитными положительными аномалиями.

На гравитационной карте видно влияние Артвинской глыбы в плане пространственного расположения пликативных структур в северо-западной части зоны центрального минимума. В районе Лорийской котловины пликативные структуры Севано-Ширакского синклинория разветвляются. Одна группа складок прослеживается в северо-западном направлении (район сс. Сарчапет-Привольное и др.) и характеризуется пологими (10—20°) падениями пластов, что обусловлено, вероятно, близповерхностным залеганием нижнеальпийского консолидированного субстрата. Другая, южная группа складок, слагающая Базумский горст-антиклинорий, имеет широтное простирание и характеризуется большой интенсивностью дислокаций и прорвана интрузиями и субвулканами.

Изолинии аномалий силы тяжести почти полностью повторяют описанный план расположения структур. Сравнительно густо расположенные гравитационные изолинии, тянущиеся от басс. оз. Севан в северо-западном направлении, у гор. Степанаван разветвляются. Одна группа изолиний прослеживается в СЗ направлении, а другая — в виде гравитационного уступа тянется в широтном направлении вдоль Базумского хребта. Между этими группами изолиний отчетливо вырисовывается Базумский горст-антиклинорий. На гравитационной карте хорошо видны крупные тектонические разрывы в виде гравиметрических ступеней. Один из этих гравиметрических уступов прослеживается по линии гор. Севан-Раздан—южный склон Арагаца и соответствует крупному разлому, ограничивающему Севано-Разданский верхнеальпийский прогиб с запада [5]. Последний с востока ограничивается Джрвеж-Аргичинским разломом, также отраженным на гравиметрической карте в виде уступа. Расположенный между указанными двумя разломами (гравитационными уступами) участок представляет крупный грабен-синклинорий (Еревано-Севанский соленосный бассейн), выполненный терригенными и соленосными отложениями палеогена, неогена и антропогена, суммарная средняя мощность которых составляет свыше 5 км. На гравитационной карте этот синклинорий выражен в виде большого относительного минимума, при этом на участке наибольшего минимума (у с. Фонтан) расположены экструзивный конус Атиса и другие более молодые вулканические конусы. Любопытно отметить, что и другие крупные субвулканы (экструзии) Армянского вулканического нагорья — Артени, Спитакасар и др. также расположены на участках наиблольших гравитационных минимумов.

Еревано-Севанский грабен с юга ограничен Паракар-Енгиджинским погребенным горстовым поднятием, где эопалеозойский консолидированный субстрат находится на глубине 500—1000 м.

С целью определения глубины залегания кристаллического фундамента Еревано-Севанского грабен-синклинория, была проведена количественная интерпретация гравитационных аномалий [14]. По полученным данным подошва палеогеновых отложений южнее Еревана, в районе Тазагюхского максимума залегает на глубине около 0,8 км, что вполне соответствует геологическим данным. Далее к северу она резко погружается и в районе с. Фонтан достигает глубины 8 км. К северу от последнего она вновь постепенно воздымается.

Зона северо-восточного максимума характеризуется повышенным полем силы тяжести, при этом общий фон гравитационного поля выше, чем в зоне юго-западного максимума. Описываемая зона соответствует северной зоне магнитного поля Армении (А. И. Заньялова), которая характеризуется наличием пологих, с небольшим горизонтальным градиентом, аномалии, на фоне которых выявляются более локальные аномалии. Общий фон гравитационного поля вырисовывается в виде крупной моноклинали северо-западного простирания, ограниченной с юга гравитационной ступенью (граница с зоной центрального минимума). По на-

правлению к северо-северо-востоку, т. е. в сторону Куринской впадины, происходит постепенное уменьшение значения изолинии аномалии силы тяжести. В геологическом строении зоны принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования юры и мела, составляющие сравнительно более крупные и пологие антиклинорные и синклинорные складки, прорванные (в антиклинориях) интрузиями гранитоидов. В плане новейшей тектоники зона северо-восточного максимума также представляет моноклиналь с приподнятым и крутым юго-западным крылом и более пологим, постепенно погружающимся к Куринской депрессии, северо-восточным крылом. Наблюдающиеся на общем, относительно повышенном аномальном поле, более локальные минимумы и максимумы отражают антиклинорные и синклинорные структуры зоны. Алавердский и Бердский (Шамшадинский) антиклинории характеризуются относительными максимумами силы тяжести, а Иджеванский синклинорий — относительным минимумом.

Юго-восточный сегмент относительного максимума охватывает район Кафанского антиклинория, сложенного плотными вулканогенными образованиями средней и верхней юры, а также нижнего мела, интрудированными в его южной части гранодиоритами и кварцевыми диоритами Цавского интрузивного комплекса. С запада и востока этот геолого-гравитационный сегмент, как уже указывалось выше, ограничивается гравитационными уступами (Зангезурский и Севано-Акеринский разломы). По характеру гравитационного поля и величине аномалий силы тяжести этот сегмент обнаруживает большое сходство с зоной северо-восточного относительного максимума, что вполне соответствует всем историко-геологическим данным. Кафанский антиклинорий по возрасту слагающих его отложений (юра—мел), типу формаций, возрасту складчатости, а также металлогеническим особенностям исключительно сходен с Сомхето-Карабахской зоной и вместе с ней в нижне-альпийском этапе развития представлял единую Сомхето-Кафанскую или Антикавказскую эвгеосинклинальную зону. В нижнем мелу возникновением Севано-Акеринского наложенного прогиба, диагонально пересекающего указанную зону, Кафанский сегмент отделяется от Сомхето-Карабахского мегаантиклинория.

Выводы

1. Геологическое истолкование аномалий силы тяжести в региональном плане иногда затрудняется из-за наличия локальных аномалий. Как материал, дающий дополнительные сведения при истолковании гравиметрических данных, большую ценность представляет карта регионального гравитационного поля Армянской ССР, освобожденная от влияния геологических неоднородностей, расположенных в верхних десяти километрах от поверхности земли. На карте регионального гравитационного поля в общих чертах сохраняются выделенные зоны максимумов и минимумов силы тяжести. Гравитационные структуры второго и низших

порядков, которые отчетливо выделяются на карте в редукции Буге, здесь совершенно исчезают. Это свидетельствует о том, что факторы, их обусловившие, расположены выше, чем выбранный радиус осреднения (10 км).

2. На региональной карте значительные изменения претерпевают зоны высоких градиентов. Так, например, Артик-Ордубадская зона (граница между центральным минимумом и юго-западным максимумом) превращается в полосу плавного перехода, а Калинино-Кельбаджарская зона высоких градиентов, теряя большую интенсивность, сохраняет свои общие черты. Этот факт указывает на то, что граница эта (между центральным минимумом и северо-восточным максимумом) имеет более глубокое геологическое значение и выражена в виде более крупного и регионального глубинного разлома. Эти данные подтверждают высказанное ранее мнение А. А. Габриеляна [5] о выделении на территории Антикавказа двух крупных тектонических комплексов—Сомхето-Кафанского и Армянского.

3. На карте регионального гравитационного поля общий низкий уровень аномального поля центрального минимума силы тяжести изменяется незначительно (порядка 15%), что указывает на то, что основная часть поля обусловлена более глубокими факторами.

4. Построенная по гравиметрическим данным схематическая карта мощностей земной коры в области Кавказа (карта эффективных мощностей) в значительной мере объясняет причину наблюдаемых региональных аномалий на территории Антикавказа [14]. Карта эта указывает на более глубокое залегание поверхности Мохоровичича в центральной части Армянской ССР (зона центрального относительного минимума). Суммарная мощность земной коры в этой зоне колеблется в пределах от 52 до 55 км, в то время как в зоне северо-восточного максимума она варьирует от 48 до 50 км.

5. Выделенные три гравитационные зоны общекавказского простирания отражают глубинное геологическое строение Антикавказа, соответствуют трем разновозрастным структурно-формационным областям [6] и отражают характер рельефа поверхности M, а равно и мощности земной коры. Таким образом, поверхность M в зоне центрального минимума расположена более глубоко, а в зонах северо-восточного и юго-западного максимумов она приподнята. Вместе с тем устанавливается тесная связь между аномалиями силы тяжести и новейшими тектоническими движениями и обусловленными ими мегаформами рельефа.

Зона центрального минимума соответствует центральной, наиболее приподнятой части Антикавказа, а зоны юго-западного и северо-восточного максимумов—менее приподнятым и относительно опущенным участкам последнего. Обращенное соотношение между поверхностью M и современным рельефом в настоящее время установлено почти для всех орографических единиц поверхности земли. Все высокогорные хребты характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести, а депрессии, морские котловины, а тем более океанические впадины,— наоборот,

положительными аномалиями силы тяжести. До сих пор нет удовлетворительного объяснения причины этого явления. Существуют только различные мнения. Ряд исследователей объясняют это тем, что в областях поднятий происходит расширение масс и разуплотнение пород, а также внедрение гранитных интрузий, а в прогибах, наоборот, уплотнение масс и внедрение основных интрузий, обусловливающих более высокие градиенты силы тяжести. По В. В. Федынскому, наибольшей величины отрицательные аномалии достигают в зонах интенсивной складчатости (зона центрального минимума Антикавказа) и, наоборот, в районах сравнительно более пологого залегания пород аномалии силы тяжести увеличиваются, как это имеет место в зонах юго-западного и северо-восточного максимумов Антикавказа.

Относительное повышение аномалии силы тяжести в Среднеараксинском межгорном прогибе возможно обусловлено отчасти и высоким гипсометрическим залеганием эопалеозойского плотного субстрата, о чем свидетельствуют также слабые магнитные аномалии этой зоны (близнормальное магнитное поле). Изучение магнитных свойств горных пород фиксирует практическую немагнитность или очень слабую магнитность нижнепалеозойских метаморфических пород.

6. Аномалии силы тяжести 2-го порядка находятся в прямой зависимости от структур верхних слоев земной коры. Выступы (обнаженные и погребенные) палеозойского основания характеризуются относительными максимумами силы тяжести, в то время как участки с более глубоким залеганием фундамента (прогибы), наоборот, вырисовывают относительные минимумы силы тяжести.

Отсюда можно заключить, что районы вулканических сооружений Арагаца и Гегамского нагорья, характеризующиеся наибольшими значениями относительного минимума силы тяжести, представляют крупные прогибы, которые выполнены мощными толщами палеогеновых и неогеновых отложений и заслуживают внимания в связи с производящимися геолого-поисковыми работами на нефть и газ.

7. На гравитационной карте достаточно отчетливо вырисовываются разломы глубокого заложения в виде протяженных, линейных полос гравитационных уступов, часто сопровождаемых интенсивными магнитными аномалиями.

8. Выделенные на территории Армянской ССР три сейсмические зоны с VI, VII и VIII баллами [8, 9] в общем соответствуют вышеописанным трем тектоно-геофизическим зонам. Показательно, что интенсивность сейсмичности возрастает от севера к югу, т. е. от районов более ранней консолидации к участкам более поздней, молодой складчатости.

Таким образом устанавливается тесная связь между интенсивностью проявления сейсмичности и возрастом консолидации. Районы более древней консолидации (Сомхето-Карабахская зона) характеризуются сравнительно слабой сейсмичностью (VI баллов). И наоборот, в Приараксинской зоне позднеальпийской складчатости, где интенсивные тектонические движения продолжаются и поныне, сейсмическая активность

более высокая (VIII баллов). Возможно, что высокая сейсмичность в Араксинской зоне обусловлена также ее глыбовым и гетерогенным строением.

Ереванский государственный университет

Поступила 5.IX.1965.

Ա. Հ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ, Լ. Կ. ԹԱԴԵՎՈՍՅԱՆ

ՀՍՍՌ ԵՎ ԱՆՏԻԿՈՎԿԱՍԻ ՀԱՐԱԿԻՑ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ-ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՇՐՋԱՆԱՑՄԱՆ ՍԽԵՄԱ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

1. ՀՍՍՌ-ի տերիտորիայում հեղինակները անջատում են երեք երկրաբանական-երկրաֆիզիկական զոնաներ, որոնք արտահայտում են երկրակեղևի խորքային կառուցվածքը։ Այդ զոնաներն են՝ հյուսիս-արևելյան հարաբերական գրավիտացիոն մաքսիմումի զոնա (վաղ ալպիական ծալքավոր մարզ), կենտրոնական հարաբերական գրավիտացիոն մինիմումի զոնա (միջին ալպիական ծալքավոր մարզ) և հարավ-արևմտյան հարաբերական գրավիտացիոն մաքսիմումի զոնա (վերին ալպիական ծալքավոր մարզ)։

2. Նշված երկրաբանական-երկրաֆիզիկական զոնաները միաժամանակ արտահայտում են նորագույն տեկտոնական շարժումների բնույթը և նրանցով պայմանավորված ռելեֆի մեգաձևերը։

3. Ծանրության ուժի երկրորդ կարգի անոմալյաները դրսեվորում են երկրակեղևի վերին հորիզոնների տեկտոնական ստրուկտուրաները։ Պալեոզոյան հիմքի ելուստները (մերկացվող և ստորերկրյա) բնորոշվում են ծանրության ուժի հարաբերական մաքսիմումներով, իսկ իջվածքներում, որոնցում պալեոզոյան ֆունդամենտը գտնվում է մեծ խորություններում և ծածկված է մեծ հզորությամբ ներկայացված մեզո-կայնոզոյան նստվածքների ծածկոցով հարաբերական մինիմումներով։

4. Գրավիտացիոն քարտեզի վրա ցայտուն կերպով արտահայտվում են խորքային բեկվածքները (գրավիտացիոն և մագնիսական անոմալ գծերի խիտ գոտիներ), որոնք սահմանազատում են վերը նշված զոնաները։

5. Երկրաբանական-երկրաֆիզիկական զոնաները ընդհանուր գծերով համընկնում են ՀՍՍՌ-ի տերիտորիայում անջատվող երեք սեյսմիկ զոնաների հետ։ Բնորոշ է, որ սեյսմիկականության ինտենսիվությունը մեծանում է հյուսիսից հարավ ուղղությամբ, այսինքն ավելի հին կոնսոլիդացված զոնաներից դեպի ավելի երիտասարդ ծալքավոր շրջանները, որոնցում տեկտոնական շարժումները մինչև այժմ էլ շարունակվում են։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. **Аджимамудов Э. Б.** О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 4, 1957.
2. **Акопян Ц. Г.** Магнитное поле Армении и его связь с тектонической зональностью. ДАН Арм. ССР, т. XXIX, № 5, 1959.
3. **Акопян Ц. Г.** О некоторых закономерных соотношениях между магнитным и гравитационным полями в Араратской котловине Арм. ССР. ДАН Арм ССР, т. XXVI, № 4, 1958.
4. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Ереван, 1957.

5. **Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
6. **Габриелян А. А.** Тектоническое районирование Антикавказа и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 4, 1961.
7. **Габриелян А. А.** Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XVI, № 4—5, 1963.
8. **Горшков Г. П.** Землетрясения на территории Советского Союза. М., 1949.
9. **Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е.** Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., 1960.
10. **Оганисян Ш. С.** О плотностях горных пород Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. IX, № 3, 1958.
11. **Оганисян Ш. С.** О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 1, 1958.
12. **Ривош Л. А., Штейнберг Г. С.** Геофизическое изучение Камчатских вулканов. Геология и геофизика, № 7, 1964.
13. **Татевосян Л. К.** Использование детальной гравиметрической съемки при изучении глубинного строения земной коры в Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVI, № 4, 1958.
14. **Татевосян Л. К.** Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по гравиметрическим данным. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 5, 1961.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ЛИТОЛОГИЯ

М. А. САТИАН, Ж. О. СТЕПАНЯН

О ФАЦИЯХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЕРЕВАНО-ВЕДИНСКОГО ПРОГИБА В ДАНИИ-ПАЛЕОЦЕНЕ

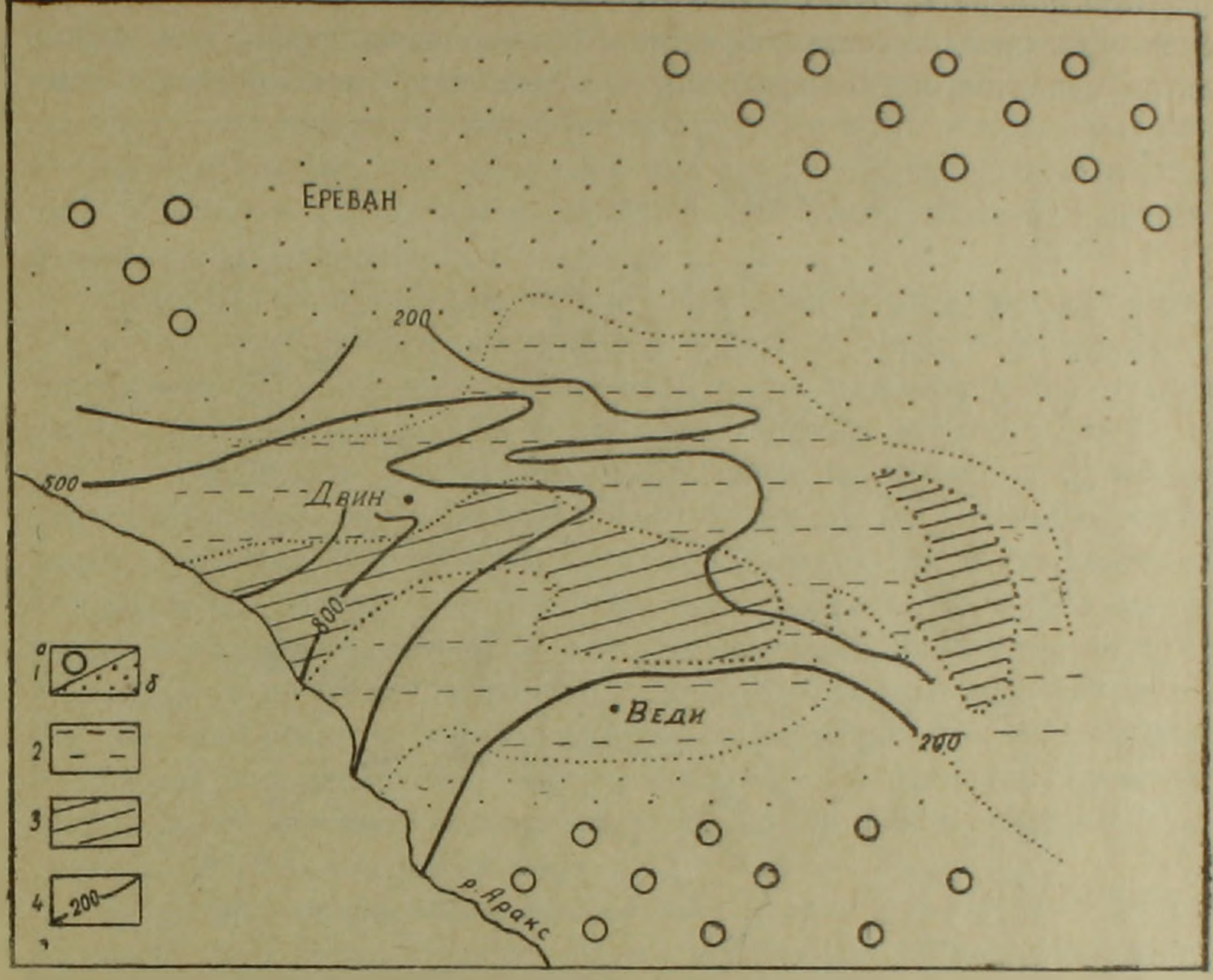
Литолого-палеогеографические исследования отложений дания-палеоцена приобретают все более актуальное значение в связи с поисково-разведочными работами на нефть и газ. Основой для этих исследований служат региональные фациально-палеогеографические схемы дания-палеоцена, предложенные А. А. Габриеляном, а также детальная схема стратиграфии, разработанная за последнее десятилетие (А. А. Габриелян, Ю. А. Мартиросян, В. Л. Егоян, Л. В. Захарова, В. Т. Акопян и др.). В последнее время опубликованы материалы по петрографии отложений дания-палеоцена Вединского района и о ритмичности этих отложений в басс. р. Азат [2, 10]. Все эти данные, как и результаты проведенного нами в 1960—1964 гг. изучения естественных обнажений в басс. рр. Веди, Азат, а также кернов скважин экспедиции «Нефтеразведка»: № 1—Чатма, № 1—Арташат, № 1—Карабахлар, послужили основой для составления литолого-палеогеографической карты прогиба, приближающейся по своей нагрузке к среднемасштабным.

1. **О формировании прогиба.** Еревано-Вединский прогиб представляет одну из важных палеоседиментационных структур Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальной зоны, наложенной на раннемезозойскую геоантиклиналь (Армянскую, по А. А. Габриеляну, 1959).

Время заложения Еревано-Вединского прогиба датируется сеноманом (?) — туроном. При протяженности не более 50—60 км и ширине 15—25 км, прогиб был раздроблен на палеоседиментационные структуры меньшего порядка (Двин-Карабахларскую, Хосров-Армикскую). Это обстоятельство, обусловленное блоковым строением доальпийского основания, определило, как будет показано ниже, разнообразие и невыдержанность по простиранию фациальных зон. Зоны максимальных мощностей отложений турон-сенонского и датско-палеоценового седиментационных циклов примерно совпадают в плане для западной части прогиба (сс. Арташат, Двин), в отличие от его восточной части (фиг. 1).

2. **Фациальная зональность. Области сноса.** Обширное верхнесенонское море в маастрихте регредирует в результате охватившего прогиб поднятия. Контакт отложений дания и сенона несет признаки перерыва в осадконакоплении, складчатости и размыва отложений сенона. Наиболее отчетливо эти признаки наблюдаются вдоль прибортовых зон про-

гиба и в пределах внутренней полосы сокращенных мощностей и мелких островных поднятий (фиг. 2). Здесь можно наблюдать налегание отложений дания-палеоцена с размывом на различные горизонты сенона, участками и на туроне (гг. Кешишдаг, Еранос).



Фиг. 1. Схема распределения мощностей отложений турона-сенона и дания-палеоцена Еревано-Вединского прогиба.

1. а) Области устойчивого поднятия. б) Участки нулевых и резко сокращенных мощностей верхнего мела-палеоцена. 2. Участки мощностей турона-сенона от 200 до 800 м. 3. Участки максимальных мощностей турона-сенона (800—2100 м). 4. Изопахиты отложений дания-палеоцена.

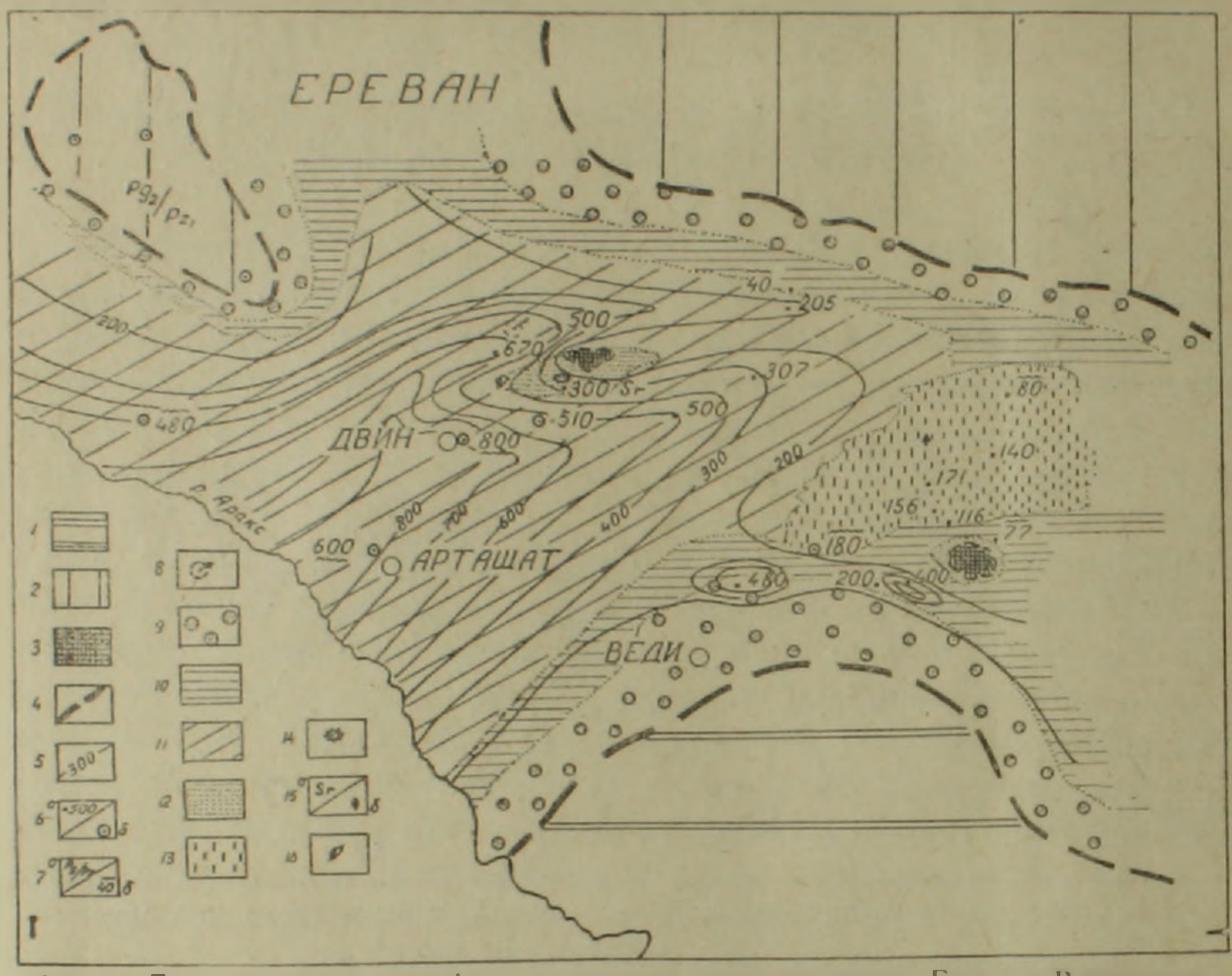
Наследуя в общих чертах конфигурацию турон-сенонского прогиба, датско-палеоценовый прогиб оказывается заключенным между Урцским поднятием с юга и Гегамским—с севера.

Рассмотрим осадки датско-палеоценового морского бассейна.

Брекче-конгломератовые накопления прибрежья («дикий» флиш) распространены лишь на небольшой площади к северо-востоку от с. Веди, хотя весьма вероятно их более обширное распространение в условиях узкого прогиба, окаймленного возвышающимися сушами. Вдоль бортов прогиба накапливались прибрежные отложения гравелитов, полимиктовых песчаников, алевролитов с линзами конгломератов и прослоями органогенно-детритовых известняков. Эти отложения несут признаки флишевой ритмичности. Гальки конгломератов, окаймлявших Урцское поднятие, представлены по наблюдениям В. Л. Егояна, В. П. Асратяна, В. Т. Акопяна и нашим пелитоморфными и кристаллическими (сахаро-

видными), фузулинидовыми известняками, песчаниками, яшмами, спилитами и кварцитами. Наряду с преобладающими среднегалечными конгломератами, встречаются линзы крупнообломочных конгломератов, а также валуны.

Конгломераты, окаймляющие Гегамское поднятие, обычно мелко- и среднегалечные, по составу представлены гальками порфиритов, вариолитов, спилитов, метаморфических сланцев, яшм, пелитоморфных изве-



Фиг. 2. Литолого-палеогеографическая карта дания-палеоцена Еревано-Ведийского прогиба.

1. Суша, сложенная преимущественно карбонатными породами среднего палеозоя. 2. Суша, сложенная преимущественно метаморфическими сланцами (нижний палеозой?), а по южной периферии—терригенно-карбонатными породами сенона. 3. Суша, сложенная преимущественно карбонатно-терригенными породами верхнего мела. 4. Граница суши и моря. 5. Изопахиты. 6. а) Разрез по обнажениям и мощность пород в м. б) Разрез по скважине. 7. а) Отложения дания-палеоцена отсутствуют с налеганием более молодых на древние отложения. б) Мощность неполная. 8. Направление течений. 9. Конгломераты, песчаники, реже алевролиты, известняки. Прибрежье, окаймляющее главные поднятия. 10. Мелководье. Зона резко изменчивых мощностей. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов, реже гравелитов и конгломератов, известняков. 11. Мелководье. Зона максимальных мощностей. Алевролиты, участками чередующиеся с известковыми глинами, известняками, реже песчаниками, гравелитами и весьма редко—конгломератами. 12. Прибрежное мелководье, окаймляющее внутренние острова. Чередование песчаников, алевролитов, органогенно-детритовых известняков, конгломератов, участками брекчии обрушения, коралловые рифы. 13. Мелководье. Зона малых мощностей. Известняки шламовые с прослоями известковых алевролитов, реже пелитоморфных известняков и песчаников. 14. Коралловые рифы. 15. а) Целестин. б) Глауконит. 16. Участки обитания разнообразной фауны.

стняков, реже песчаников. А. А. Садоян (1965), детально изучивший состав галек в отложениях дания-палеоцена, слагающих северное крыло Ераносской антиклинали, установил в составе их редкие обломки гранитоидов.

Таким образом, в составе конгломератов определяются обломки пелитоморфных известняков сантона—верхнего сенона, породы яшмово-спилитовой формации коньяка, обломки известняков палеозоя и древних метаморфических сланцев, изредка обломки гранитоидов. Показательно то, что гальки метаморфических сланцев и гранитоидов тяготеют к полосе конгломератов, опоясывавших Гегамское палеоподнятие. Напротив, широкое площадное распространение имеют обломки осадочных и вулканогенно-осадочных толщ сенона.

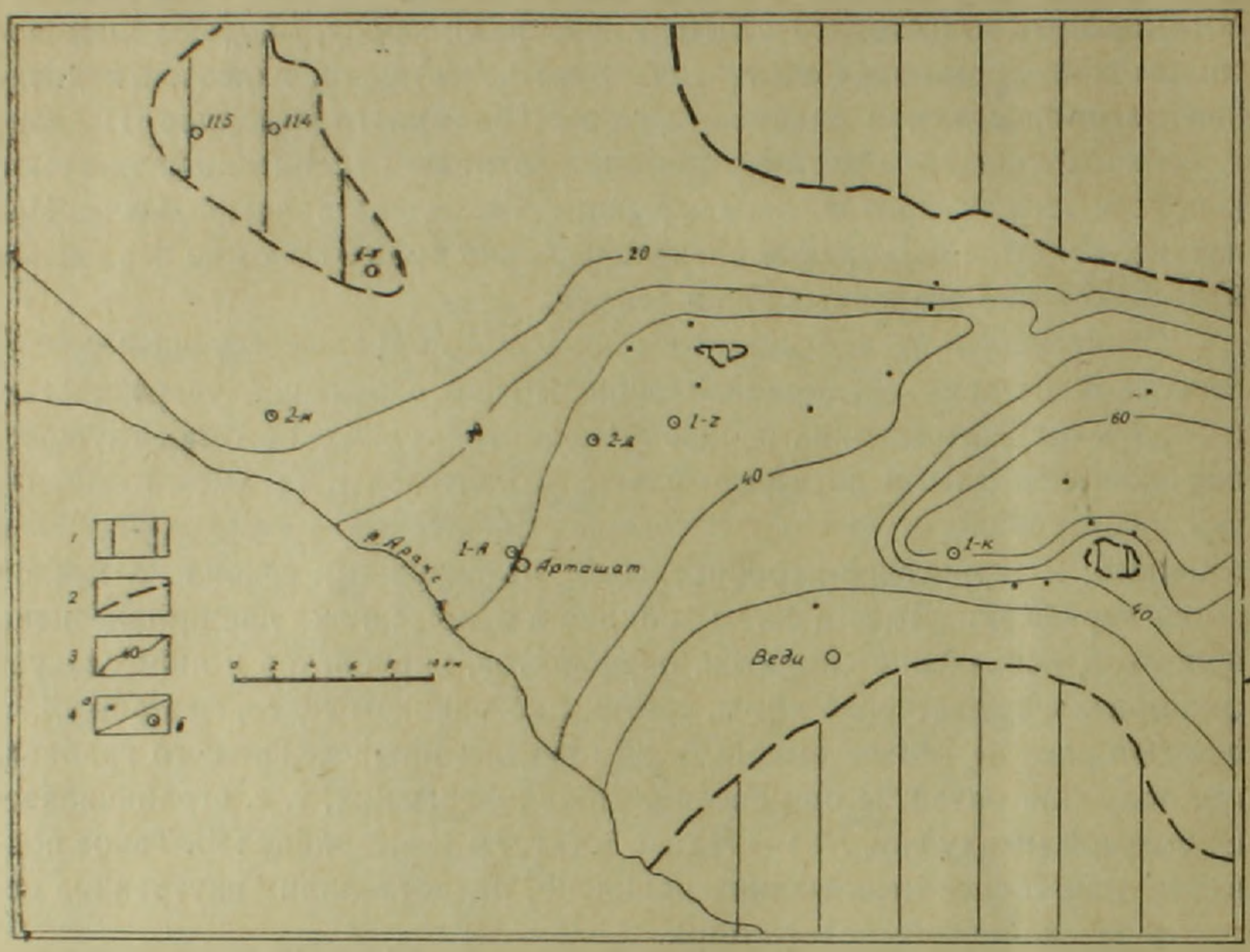
Основываясь на этих данных и на анализе предшествующей турон-сенонской истории осадконакопления, можно с большой уверенностью говорить о существовании Урцского поднятия, сложенного преимущественно карбонатными породами среднего палеозоя и Гегамского поднятия, оконтуренного менее достоверно, сложенного метаморфическими сланцами и терригенно-карбонатными отложениями сенона на южной своей периферии. Вместе с тем обилие в отложениях дания-палеоцена обломком коньякских спилитов, порфиритов, вариолитов и яшм следует связывать с существенно иным, третьим источником сноса, местоположение которого не может выходить за пределы нижнесенонского грабена, где получила развитие яшмовоспилитовая формация, т. е. ограничивается полосой между скв. № 1— Чатма и скв. № 1—Карабахлар. Такое поднятие, или точнее цепь мелких поднятий, представляли внутренние острова датско-палеоценового моря.

Примером прибрежных фаций, опоясывавших внутренние острова, являются отложения южного склона Ераносской антиклинали и юго-западного склона Кешишдагской антиклинали. Фациально-палеогеографический и палеотектонический анализ показал, что эти поднятия были зарождены и развивались еще в турон-сенонское время. Первое открытие и описание Ераносского «утеса» туронского палеобассейна принадлежит В. Л. Егояну [7].

Поднятия эти и сопутствующие им зоны сокращенных мощностей сохраняют свое значение в сеноне и продолжают существовать в дании-палеоцене.

Каковы основные признаки состава и строения отложений, окаймлявших внутренние острова? Эти признаки следующие: налегание отложений дания-палеоцена на различные горизонты сенона, участками на турон, сокращенный по мощности тип разреза, огрубение обломочных отложений, появление рифовых коралловых построек, наличие брекчий обрушения, следы сингенетичных осадконакоплению оползней, косая слоистость песчаных и песчано-известковых отложений, обилие органогенно-крупно- и среднедетритовых известняков, наибольшее для площади всего бассейна разнообразие фауны.

Представляется, что структурные элементы современных антиклиналей зоны сокращенных мощностей и внутренних поднятий были заложены еще в верхнемеловое—датско-палеоценовое время. Именно поэтому в разрезе современной Ераносской антиклинали мы наблюдаем различия в мощностях, составе и в стратиграфических взаимоотношениях



Фиг. 3. Схема распределения средних значений карбонатности пород дания-палеоцена Еренано-Вединского прогиба.

1. Области поднятия; 2. Граница области поднятия; 3. Изолинии средних содержаний $CaCO_3$ (в %); 4. а) Обнажение, б) Скважина.

отложений северного и южного ее крыльев. Нам удается восстановить местоположение Ераносского и Кешишдагского островов датско-палеоценового моря. Между тем, их открытие все еще не объясняет широкого распространения в отложениях дания-палеоцена обломков пород яшмово-спилитовой формации коньяка, поскольку острова эти были сложены преимущественно известняками турона и сантона—верхнего сенона, при подчиненном значении терригенных пород коньяка. Остается предположить существование в это время еще одного или нескольких островов, сложенных вулканическими породами. Следовательно, одна из задач последующих исследований заключается в детальном литологическом картировании полосы между скв. № 1—Чатма и № 1—Карабахлар с целью их выявления.

Таковы основные вопросы, связанные с изучением фаций участков внутренних островных поднятий и сопутствующих им зон сокращенных мощностей отложений.

Весьма своеобразная фациальная обособленная зона установлена в восточной части прогиба, в басс. р. Хосров. Здесь имеют широкое площадное распространение высококарбонатные отложения мелководья: шламовые известняки с прослоями известковистых алевролитов и реже пелитоморфных известняков. Ритмичный характер толщи сохраняется, но признаки флишевой ритмичности не четкие. Мощность этих отложений менее 200 м.

Алевролиты имеют здесь также полимиктовый состав, характеризуются высоким содержанием шламового известнякового цемента, базального, реже порового типа. Весьма обычны переходные разности к шламовым известнякам. В свою очередь известняки повсеместно содержат от 20 до 45% нерастворимого остатка, представленного, главным образом, терригенными минералами. Степень отсортированности алевролитов умеренная.

В карбонатных породах установлена обильная фауна фораминифер: глобигерины, реже роталии, нодозарии, кристолярии. Изредка встречаются морские ежи. Среди обломков среднедетритовых известняков определяются литотамнии, реже мшанки.

Какова же была обстановка осадконакопления, приведшая к формированию зоны преимущественно высококарбонатных пород (фиг. 3). Можно полагать, что решающее влияние имели петрографические особенности Урцской питающей провинции, наряду с благоприятными, по-видимому, условиями для образования водорослевых построек в хорошо прогреваемом морском прибрежье, поставлявших мелкий карбонатный обломочный материал, сбрасываемый в мелководье бассейна.

Зона максимального прогибания и накопления мощной (до 800—900 м) толщи алевролитов, чередующихся участками с глинами, реже песчаниками, органогенно-детритовыми известняками и гравелитами, напоминающая «субфлиш» схемы Н. Б. Вассоевича (1947), располагается на юго-западе прогиба, в районе сс. Арташат-Двин. Причем количество органогенно-детритовых известняков заметно увеличивается от осевой части зоны (с. Арташат) к ее северной периферии (с. Двин), наконец, заметное огрубение отложений наблюдается далее на северо-восток к Ераносскому острову. Алевролиты этой зоны мало чем отличаются от их аналогов, развитых в басс. рр. Хосров и Арпа. Глины обычно высоко известковистые, алевритистые.

Далее на юго-запад эти отложения скрываются под лавы Арарата. К западу же и на северо-запад датско-палеоценовые отложения вскрыты скважинами № 2—Масис и № 3—Зейва, представлены алевролитами, чередующимися с песчаниками, для которых показательна весьма низкая известковистость. С севера эта седиментационная зона была ограничена Тазагюхским островным поднятием, сложенным по данным бурения метаморфическими породами.

Анализ истории заложения и развития Еревано-Ордубадской зоны дает основание предположить распространение датско-палеоценового бассейна в пределы Октемберянского и Раздансκого прогибов. Бурение

глубоких скважин позволит в ближайшее время окончательно удостовериться в этом.

Таким образом, анализ фаций позволяет придти к выводу, что датско-палеоценовый морской бассейн в пределах Еревано-Ведийского прогиба представлял мелководный субширотный залив моря, ограниченный с севера и юга крупными островными поднятиями (Гегамским и Урцским). На мелководность водоема указывает преобладание песчано-алевритовых накоплений, широкое развитие литотамниево-обломочных известняков, подчиненное значение глин и типичных мергелей. В целом это был узкий, разделенный внутренней островной цепью регредирующий бассейн, и предполагать здесь на большой площади глубины, выходящие за пределы мелководья шельфа мало вероятно. Не исключено, однако, наличие узких, относительно глубоко погруженных зон.

Одна из дальнейших задач состоит в выяснении фациальных признаков отложений подобных фациальных зон, подчиненных в своем развитии долгоживущим, крупным коседиментационным разрывным нарушениям типа Тазагюхского.

Судя по составу фауны и аутигенным минералам, море было теплым и хорошо прогревалось, причем в обособленных участках моря, примыкавших к цепи внутренних поднятий, создавались локальные условия повышенной минерализации, приведшие к садке кальцита. Эти же особенности геохимии бассейна, по-видимому, были благоприятны для осаждения сингенетически-диагенетического целестина и в весьма незначительном количестве—гипса. Отметим, что целестин весьма показателен для минералогического состава датско-палеоценовых отложений. Весьма редко встречаются флюорит и ангидрит.

Таким образом, мы располагаем косвенными данными о некоторой аридизации климата в дании-палеоцене.

Результаты исследования глин олигоцена и миоцена [8], а также результаты спорово-пыльцевого анализа третичных отложений (Я. Б. Лейе), со всей убедительностью показывают, что начавшаяся аридизация климата нарастает, но вновь ослабевая в палеогене, резко усиливается в верхнем олигоцене-миоцене (лагунная формация).

Отложения дания-палеоцена бедны макрофауной. По данным Ю. А. Мартиросян, П. М. Асланяна, В. Т. Акопяна редко встречаются морские ежи, плеченогие, участками пластинчатожаберные, одиночные кораллы. Вновь подчеркнем, что наибольшее разнообразие фауны было обнаружено в пределах Ераносского островного поднятия. Почти не содержат макрофауну отложения прибортовых частей прогиба, обладающие признаками флишевой ритмичности. Повсеместно встречаются иероглифы.

Осадконакопление в дании-палеоцене протекало без существенного влияния вулканизма. Однако в юго-восточной части Еревано-Ордубадской зоны установлены пачки туфов и порфириты [1].

В отложениях дания-палеоцена Еревано-Ведийского прогиба в карбонатных породах определяется лишь примесь пепла, на что впервые обратил внимание В. П. Ренгартен [9].

Таковы основные черты осадконакопления дания-палеоцена Ереванно-Ведииского прогиба. Наряду с дальнейшей детализацией фациально-палеогеографических условий седиментации, представляет большой интерес формационная типизация этого своеобразного комплекса отложений, с целью достоверного отделения флиша от обычно сопутствующих ему флишеподобных толщ [3, 4, 11], выяснения их объемных соотношений

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15.VII.1965.

Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ, Ժ. Հ. ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

ԵՐԵՎԱՆ-ՎԵԴՈՒ ՃԿՎԱԾՔԻ ԴԱՆԻԱԿԱՆ-ՊԱԼԵՈՑԵՆՅԱՆ ՖԱՑԻԱՆԵՐԻ ԵՎ ՊԱԼԵՈԱՇԽԱՐՀԱԳՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Լիթոլոգիական հետազոտությունների հիման վրա հայտնաբերված են դատ-պալեոցենի ավազանի ֆացիալ զոնաներ՝ մերձափնյա, որտեղ տարածված են տերրիգեն ֆլիշը, կարբոնատա-տերրիգեն ֆլիշի ծանծաղջրյա զոնա, օրգանոգեն-դետրիտային կուտակումների տարածման ծանծաղջրյա զոնա և, վերջապես, ճկվածքի ներսի փոքր կղզիների ծանծաղջրյա զոնաներ։

Հաստատված է, որ սնման շրջան են հանդիսացել Ուրցի և Գեղամա բարձրացումները: Առաջինը կազմված է միջին պալեոզոյի առավելապես կարբոնատային ապարներից, երկրորդը՝ հնագույն մետամորֆային թերթաքարերից։

Դատ-պալեոցենյան կուտակումները աղքատ են ֆաունայի մնացորդներով։ Որոշ բազմազանություն է նկատվում մերձափնյա-ծանծաղջրյա կուտակումներում, որոնք շրջապատում են Երանոսի կղզին։

Նստվածքառաջացումը ընթացել է հրաբխայնության ոչ էական ազդեցությամբ։ Ապարներում հազվադեպ է նշվում հրաբխային մոխրի ներկայությունը։

Այդ նստվածքների ֆորմացիոն տիպականացման նպատակով ուշադրություն է արժանեցվում հետագա ուսումնասիրությունների անհրաժեշտությունը։ Կարևոր հարցերից մեկը այդ ֆորմացիայի կազմում հանդիսանում է ֆլիշային և ֆլիշանման կոմպլեքսների ծավալային հարաբերությունների հաստատումը։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Азизбеков Ш. А.** Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.
2. **Асратян В. П.** К литологии отложений дат-палеоцена Ведииского района Армянской ССР. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1964.
3. **Вассоевич Н. Б.** Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
4. **Вассоевич Н. Б.** Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
5. **Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
6. **Габриелян А. А.** Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.

7. **Егоян В. Л.** Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1955.
8. **Петросов И. Х.** Петрографо-минералогическая характеристика и условия образования олигоцен-миоценовых глин Приереванского района Армянской ССР. Автореферат дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук, Ереван, 1963.
9. **Ренгартен В. П.** Стратиграфия меловых отложений Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, том 6. Изд. АН СССР, М., 1959.
10. **Садоян А. А.** К литологии дат-палеоценовых флишевых отложений левобережья р. Азат. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. № 1, 1965.
11. **Хворова И. В.** О происхождении флиша. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геологии, т. XXXIII, 5, 1958.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

СТРАТИГРАФИЯ

С. В. КАЗАРЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИЦЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭОЦЕНА И ЮРЫ В ПРЕДЕЛАХ АЛАВЕРДСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

По Алавердскому району в разное время, различными исследователями были составлены 11 стратиграфических схем, некоторые из которых существенно отличаются друг от друга.

Несмотря на то, что Н. Р. Азаряном [1] в свое время был дан критический анализ этих схем и в результате была создана более обоснованная схема, со стороны ряда авторов, при выполнении различного рода специальных работ, все еще проявляется произвольный подход к выбору стратиграфической основы. Все это вызвано отсутствием по району единой, унифицированной геолого-стратиграфической легенды и основы.

Не вникая в детали такого неопределенного положения, отметим лишь, что при каждом новом исследовании становится необходимым относиться критически к проведенным до этого стратиграфическим работам. Поэтому, при выполнении темы «Геолого-структурные особенности Алавердского рудного района» нам пришлось, прежде всего, путем полевых наблюдений разобраться в довольно сложном стратиграфическом взаимоотношении пород, слагающих район и по мере возможности попытаться решить имеющиеся спорные вопросы, один из которых рассматривается в данной статье.

На существующих геологических картах Армянской ССР до настоящего времени граница между отложениями эоцена и юры на отрезке с. Атан—ст. Санаин—с. Качачкут—г. Лалвар и далее за пределами республики, в целом имеет выдержанное СЗ (310—320°) направление и нормально-стратиграфический характер. У вершинной части г. Лалвар и в районе ст. Санаин эта граница на картах дугообразно отклоняется к северу и породы эоцена «проникают» в область распространения юрских отложений. Во втором случае—у ст. Санаин, выпуклость дуги принимает противоположное—юго—юго-западное направление и уже юрские образования «проникают» в область эоценовых отложений (фиг. 1).

Первый изгиб, где эоценовые отложения заходят «заливом» в юрские, нашими наблюдениями подтверждается.

Что касается второго изгиба (у ст. Санаин), то собранный нами фактический материал позволяет внести существенные уточнения гра-

ницы распространения эоцена и юры и в значительной мере выяснить ее геологическую природу.

На протяжении 3,5 км к югу от ст. Санаин, на левом берегу р. Дебед, в выемке шоссейной дороги Ереван—Тбилиси, обнажаются порфириты и вулканогенно-осадочные породы дебедской и кошабердской свит в. байоса, а также вулканогенно-осадочные образования оксфорда (по Н. Р. Азаряну).

Фиг. 2. Часть Санаинского обнажения туфоосадочных пород.

Непосредственно с этими породами через крупное тектоническое нарушение сбросового типа (подробности о нем ниже), именуемое нами Санаин-Лалварским, контактируют туфо-осадочные породы, представленные туфопесчаниками и туффитами различного состава. Последние образуют пачку, состоящую из серии тонких, чередующихся пластов, мощностью от 20 до 50 см (фиг. 2, 3). Литолого-петрографическое изучение, проведенное сотрудниками ИГН Г. Б. Нисанян и Л. С. Чолахян показали, что указанная пачка состоит из нескольких пластов туффита, органогенного туффитового алевролита, алевролитового известняка, песчано-глинистого туффитового алевролита, органогенного алевролита и органогенной туффитовой алевро-песчаной глины (фиг. 3).

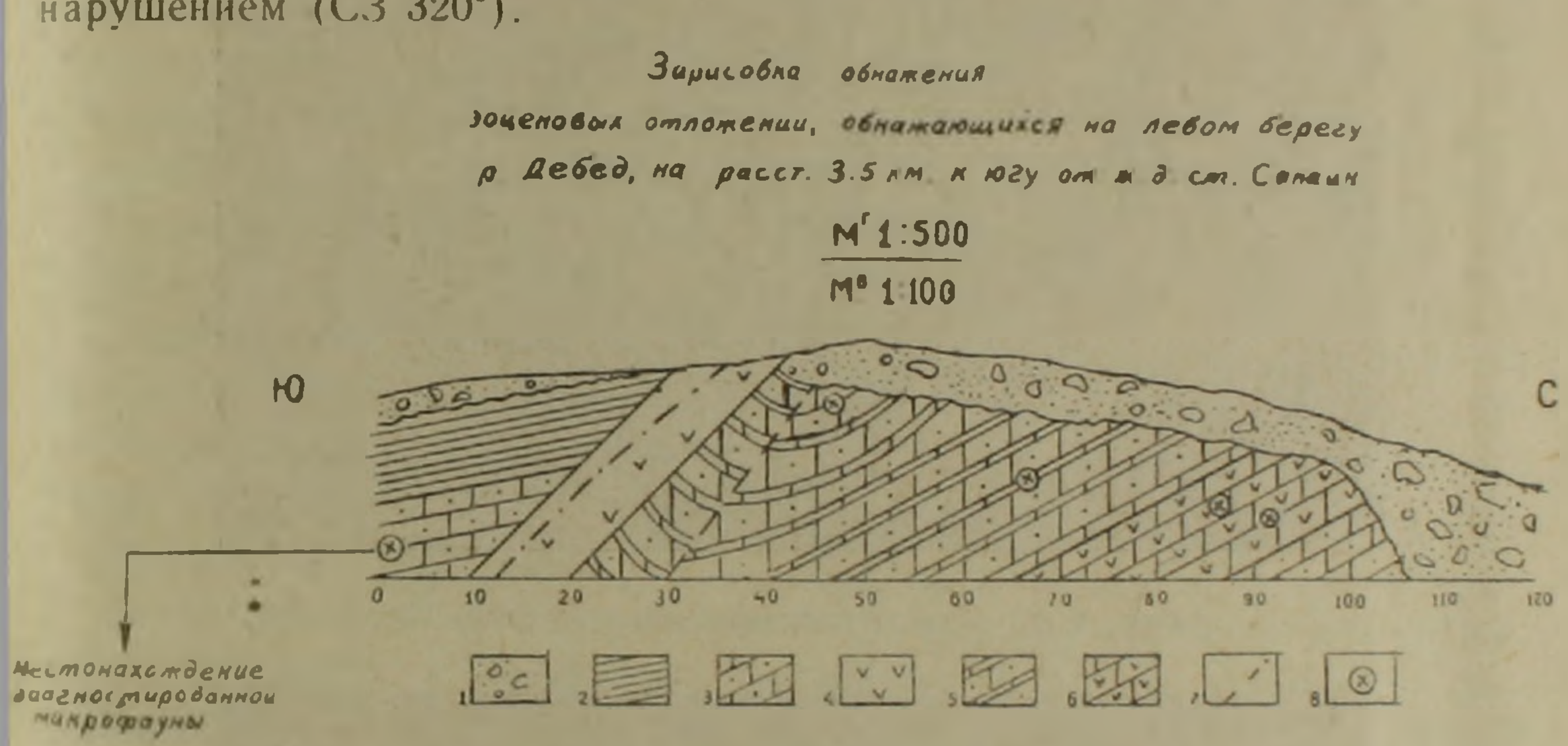
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Фиг. 1. Схема распространения пород эоцена и юры в Алавердском рудном районе (принятая в геологической литературе).

1. Порфириты дебедской свиты (в. байос). 2. Порфириты и туфобрекчии порфиритов дебедской и кошабертской свит (в. байос, нерасчлененная толща). 3. Туфобрекчии порфиритов (в. байос, кошабертская свита). 4. Кератофиры, их туфы, туфопесчаники, туффиты и др. (в. Байос, Алаверди-Шамлугская свита). 5. Вулканогенно-осадочные образования — порфириты, туфопесчаники, туфоконгломераты и др. (оксфорд). 6. Вулканогенно-осадочные образования — порфириты, туфопесчаники и др. (средн.-нижн. эоцен). 7. Интрузии гранитоидов. 8. Базальты (четвертичные). 9. Современные отложения. 10. Месторождения сульфидов. 11. Проявления сульфидов. 12. Разрывные тектонические нарушения.

Общее простирание и аз. падения всей пачки этих пород довольно выдержан и составляют соответственно СЗ 320° и ЮЗ 230°. Угол падения варьирует в широких пределах. У границы указанной пачки с порфиритами дебедской свиты, пласты названных пород поставлены наголову, с углом падения 70—85° (фиг. 9). По мере удаления от этой границы к ЮЗ угол падения их постепенно выполаживается и на расстоянии 100—150 м доходит до 30°. Такое резкое изменение угла падения на небольшом интервале обусловлено Санаин-Лалварским нарушением, являющимся на этом отрезке тектонической границей между названными туфопесчаниками и порфиритами дебедской свиты (в. байос).

Туфопесчаники прорваны серией крутопадающих даек порфиритового состава, ориентированных в основном параллельно с указанным нарушением (СЗ 320°).



Фиг. 3. Зарисовка обнажения эоценовых отложений, обнажающихся на левом берегу р. Дебед, на расст. 3,5 км к югу от ж. д. ст. Санаин.
1. Современные отложения. 2. Туффиты. 3. Известняк алевролитовый с прослоями туффита. 4. Органогенный алевролит. 5. Глина алевролито-песчаная: алевролит, туффитовый органогенный, алевролит песчано-глинистый, туффитовый, органогенный с нуммулитами. 6. Дайки порфиритового состава. 7. Небольшие разрывные нарушения. 8. Наличие микрофауны.

Описываемая туфо-осадочная пачка с левого берега р. Дебед переходит на ее правый берег и, выдерживая свои элементы залегания и литологический облик, прослеживается на протяжении 1 км. Далее, на ее продолжении находятся крупные обнажения аналогичных пород у с. Атан, расположенного юго-восточнее ст. Санаин.

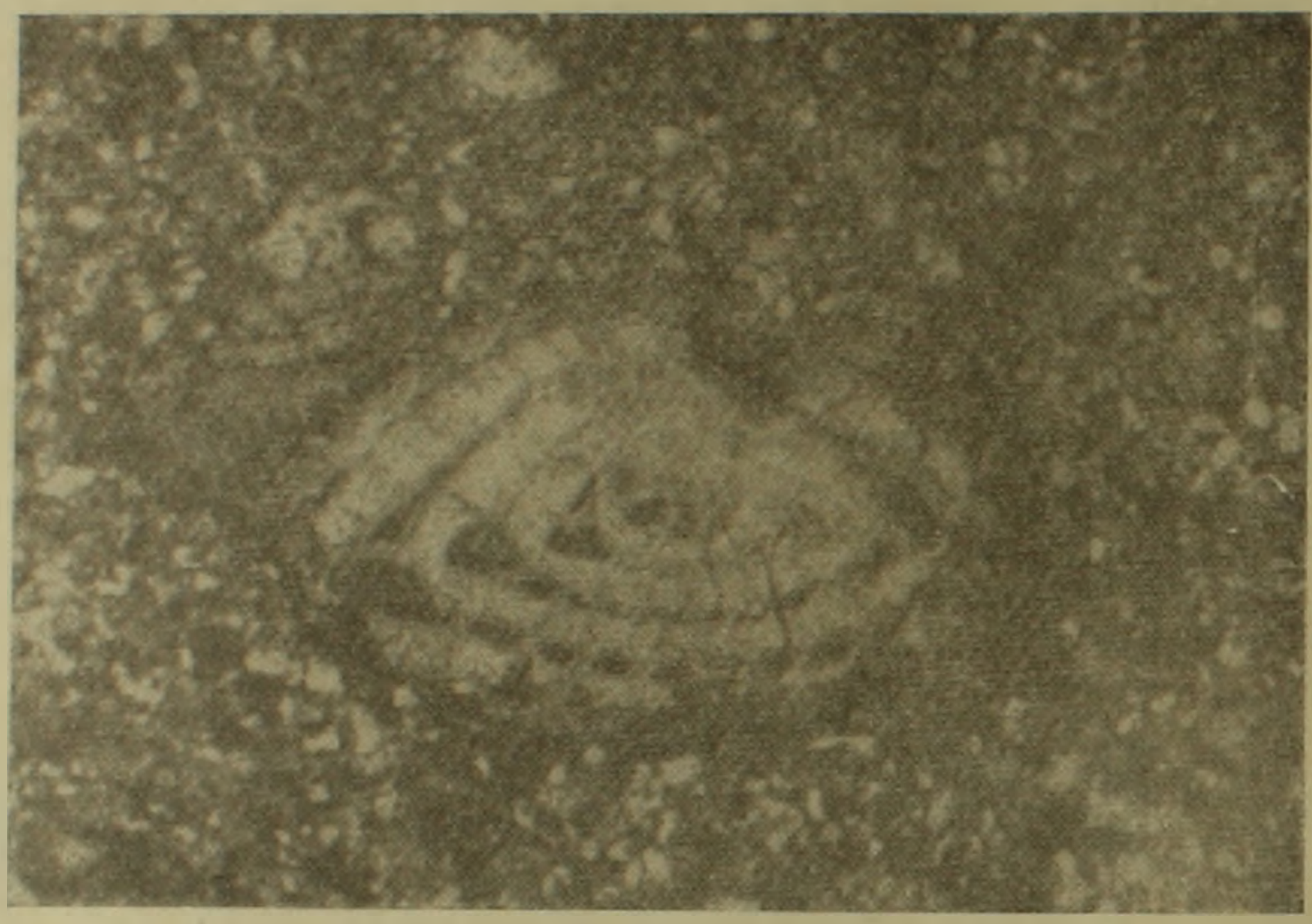
В описываемой нами пачке слоев (фиг. 3) установлены малоамплитудные тектонические нарушения и обусловленная ими мелкая трещиноватость, вдоль которых нередко наблюдается слабая гидротермальная переработанность пород в виде осветвления и пиритизации, а также охренность, связанная с разложением пирита.

Там, где мелкие тектонические нарушения смещают дайки, по линии этих нарушений развиты тонкие прожилки кварца.

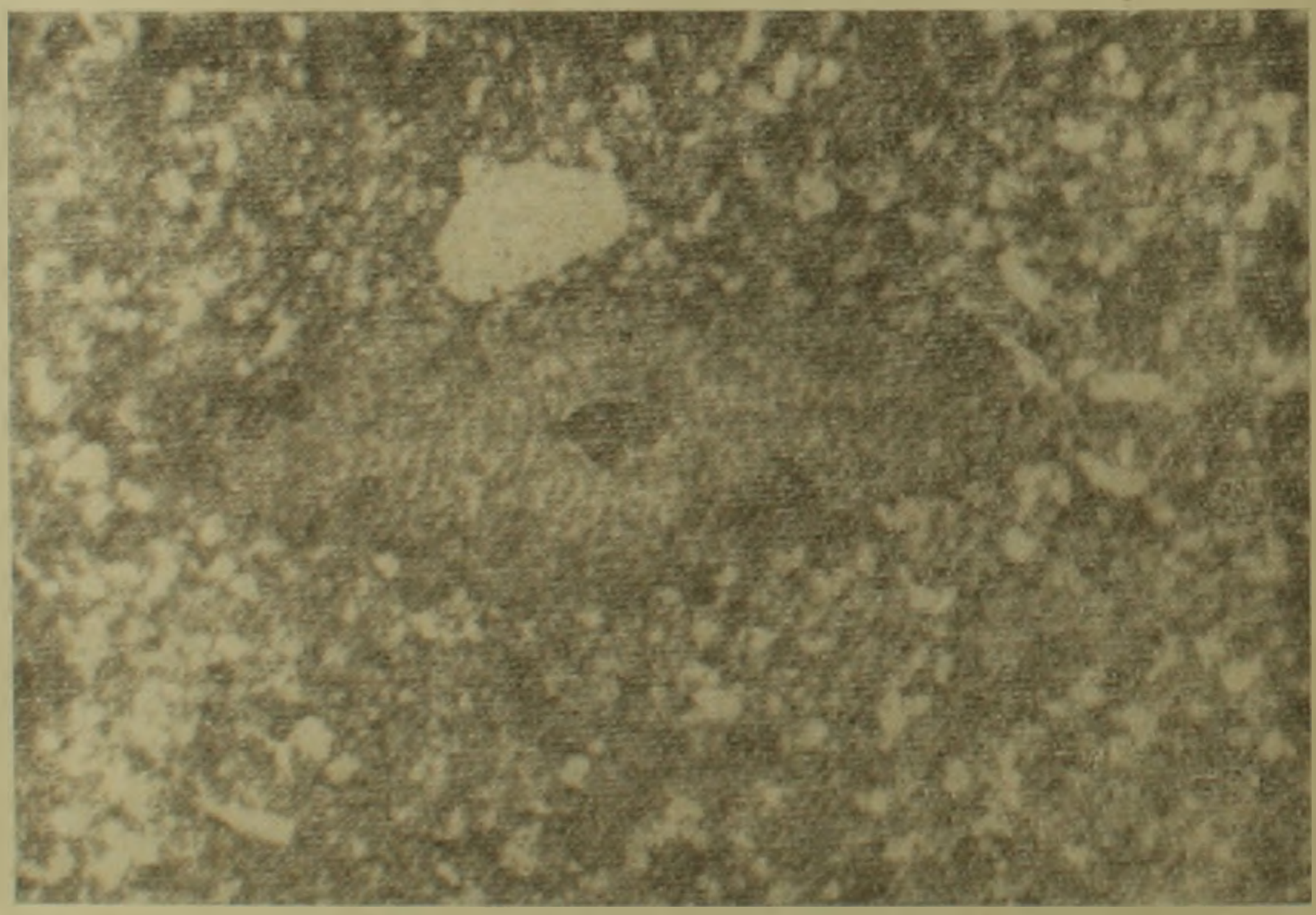
В образцах, отобранных из отдельных пластов туфоосадочных по-

род научными сотрудниками Института геологических наук АН Армянской ССР. Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян, была обнаружена обильная микрофауна, а в шлифах, изготовленных из тех же образцов, были установлены нуммулиты (фиг. 4, 5)*.

Своей сохранностью и видовому составу оказалась пригодной для диагностировки фауна одного образца (фиг. 4).



Фиг. 4. Срез нуммулита (в центре) ув. 46 ×.



Фиг. 5. Срез нуммулита (в центре), ув. 40 ×.

Указанная фауна представлена планктонными фораминиферами, среди которых определены до вида: Globorotalia velascoensis (Cush-

* После написания статьи автор и С. Григорян на правом берегу р. Дебед в более низких слоях описываемой туфоосадочной пачки собрали большое количество нуммулитов, также обосновывающих эоценовый возраст этих отложений.

man), Globorotalia aragonensis Nuttall var. Caucasica Glaussner, Globorotalia aragonensis Nuttall, Acarinina pentacamerata Subbotina, Acarinina crassaefermis (Galloway et Wissler) и др.

Согласно заключению Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян, «выявленный комплекс по Кавказу встречается в нижн. эоцене—низах среднего эоцена».

Следует отметить, что возможность переотложения фауны в данном случае исключается, так как вмещающие слои залегают в основании описанной пачки, а непосредственно подстилающие ее породы—это порфириты Дебедской свиты (в. байос), которые, разумеется, не могли «снабдить» туффиты эоценовой фауной

Установленный микрофауной возраст туфоосадочных пород у ст. Санаин становится более убедительным, если учесть и некоторые косвенные данные. Они следующие: описанные породы, обнажающиеся на гипсометрически самых низких отметках—у русла р. Дебед, в силу пологого залегания отложений должны располагаться стратиграфически ниже, чем остальные, ранее известные образования эоцена, возраст которых охарактеризован достоверно, на основании обильной нуммулитовой фауны. Кроме того, породы, содержащие вышеприведенный комплекс микрофауны нижний эоцен—низы среднего эоцена, кверху по разрезу до Туманянского месторождения огнеупоров включительно, переходят к указанным фаунистически охарактеризованным породам эоцена без стратиграфического перерыва.

Известный интерес для палеонтологов представляет наличие обильных фукоидов в туффитах (определение В. Т. Акопяна) различных форм и размеров. Одни из них имеют форму веток растений, диаметром окружности 0,5—5 см, другие—дискообразную форму, диаметром в несколько сантиметров. Есть и такие, которые напоминают современные черви. Вещество фукоид в одних случаях состоит из вмещающей породы, а в других—из кварца. Данные отпечатки местами фиксируют следы передвижения фукоид (фиг. 6).

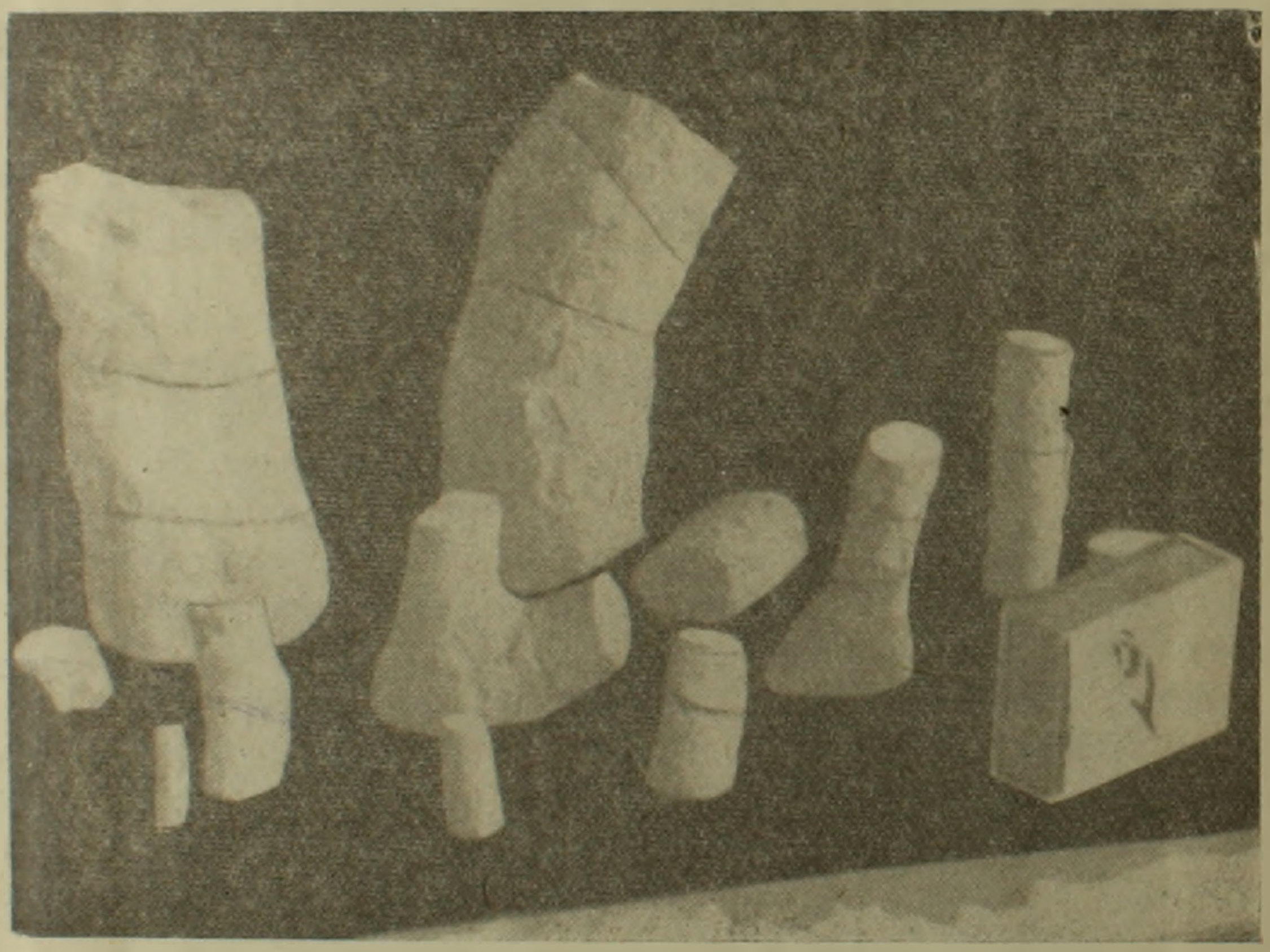
Веткообразные фукоиды (фиг. 7) приурочены к стратиграфически самому нижнему пласту туффита (в пределах обнажения фиг. 3) фиолетового цвета, расположенного на левом берегу р. Дебед; остальные находятся в пластах известняков, расположенных на правом берегу р. Дебед. Расстояние между точками обоих берегов, где были обнаружены фукоиды,— 150—200 м.

Остановимся теперь на геологической природе границы между отложениями эоцена и юры на этом отрезке.

Граница эта носит четко выраженный тектонический характер. По ней проходит крупное тектоническое нарушение, падающее на ЮЗ 230° под углом 70—85° (фиг. 1, 8, 9). Для удобства это нарушение, как было сказано, мы назвали Санаин-Лалварским.

Обращает здесь на себя внимание одинаковое простирание тектонического нарушения и описанных туфопесчаников (СЗ 320°), что сви-

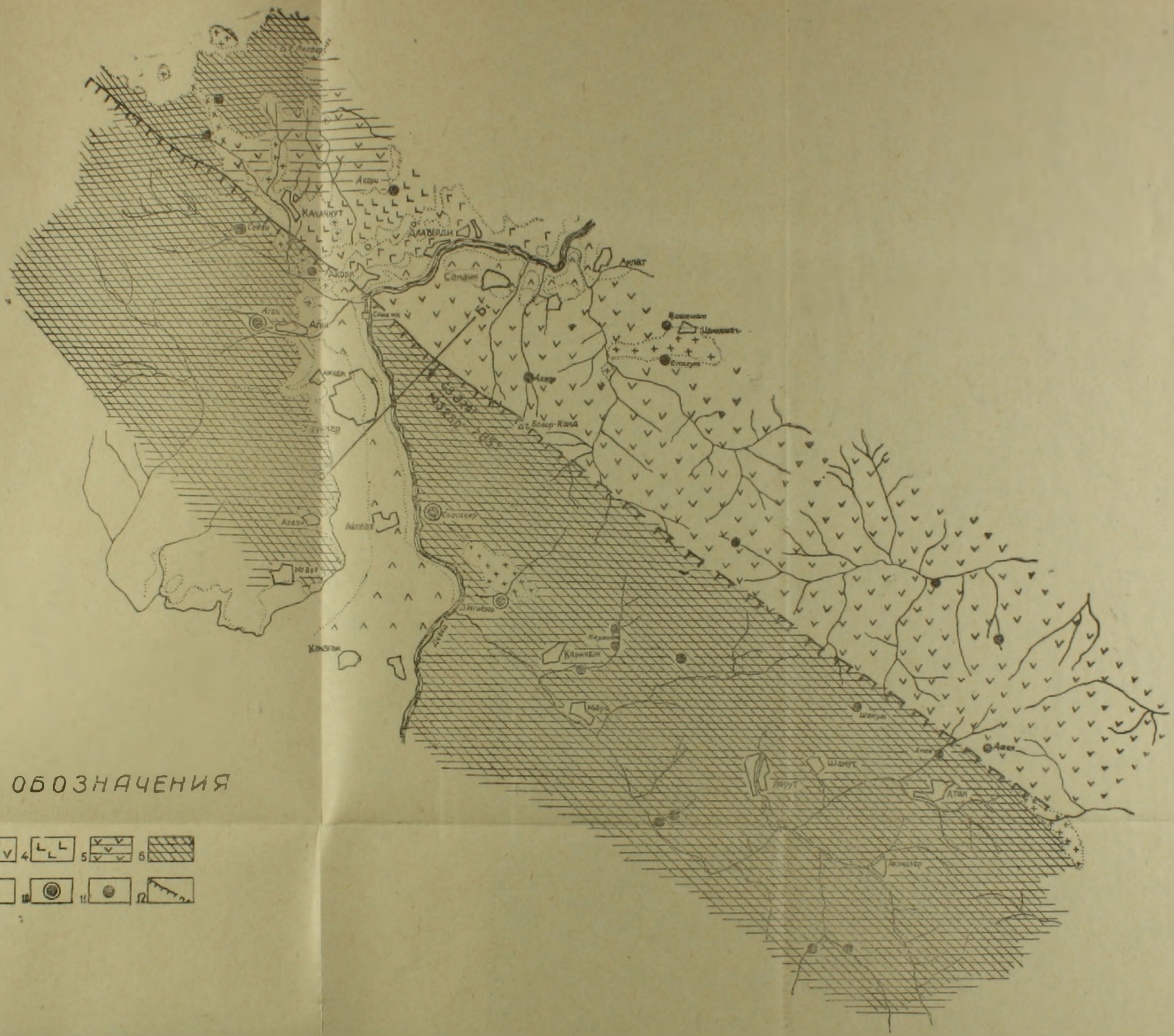
Фиг. 6. Дискообразные фукоиды (?), найденные в известняках правого берега р. Дебед. напротив Санаинского обнажения.



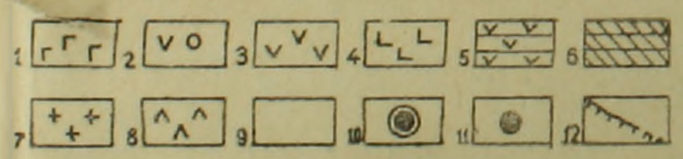
Фиг. 7. Веткообразные фукоиды (?), найденные в туффитах Санаинского обнажения.

детельствует о согласном расположении его со складчатостью эоценовых образований.

Можно допустить, что описанное нами Санаин-Лалварское нарушение одно и то же нарушение, что и таковое, показанное на карте К. Н. Паффенгольца и С. С. Мкртчяна, проведенное через Берди-даш. ст. Санаин, с. Акори, Нижн. Безакло (Груз. ССР). Наруше-



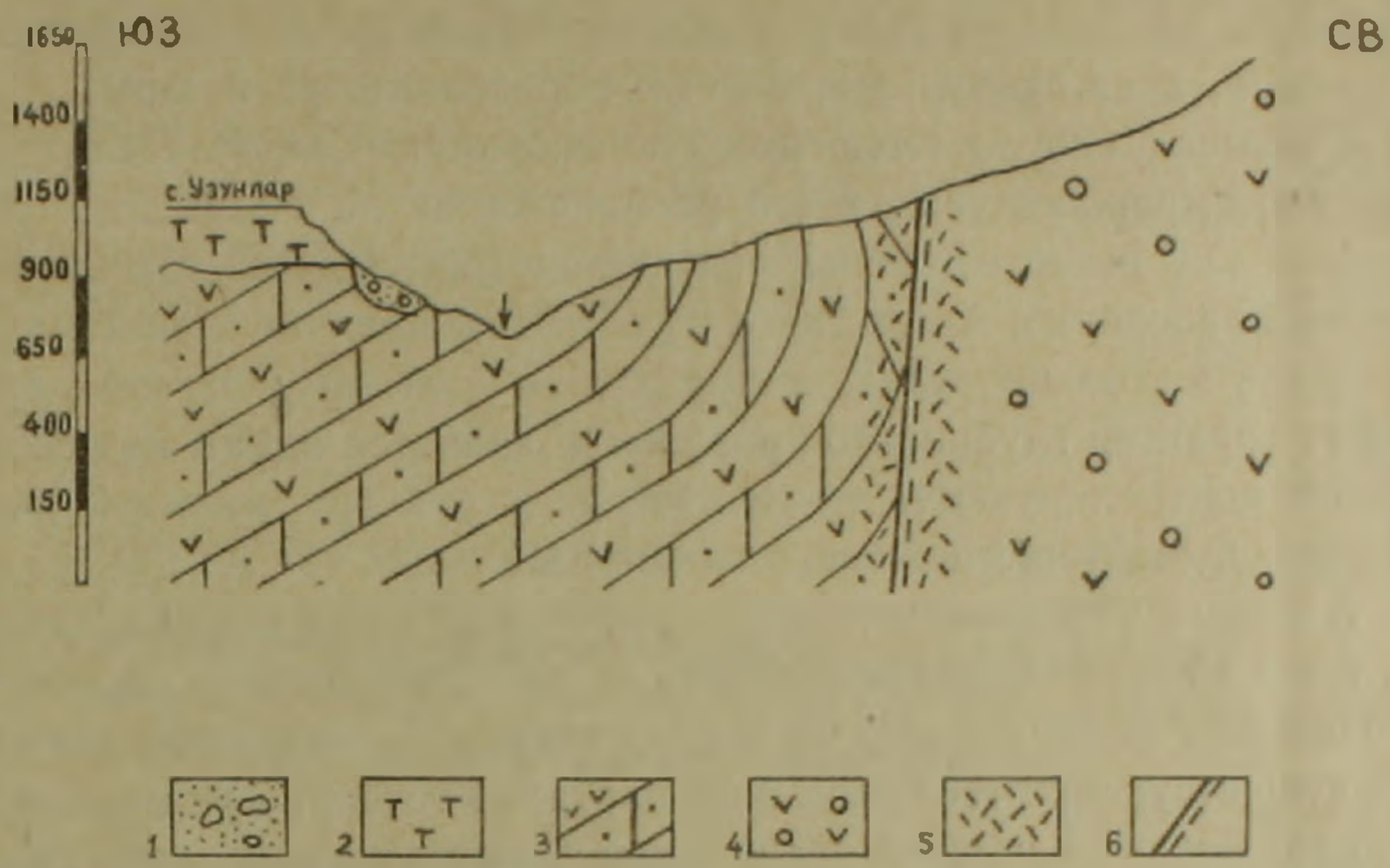
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Фиг. 8. Схема распространения пород в Алавердском рудном районе после внесения уточнений по границе эоцена и юры. 1. Порфириты дебедской свиты (в. байос). 2. Туфобрекчии порфиритов кошабертской свиты (в байос). 3. Порфириты и туфобрекчии порфиритов дебедской и кошабертской свит (в байос, нерасчлененная толща). 4. Кератофиры, их туфы, туфопесчаники, туффиты и др. (в. байос, Алаверди-Шамлугская свита). 5. Вулканогенные-осадочные образования — порфириты, туфопесчаники, туфоконгломераты и др. (оксфорд). 6. Туфоосадочные образования — порфириты, туффиты, туфопесчаники и др. (ср. и нижн. эоцен). 7. Интрузии гранитоидов. 8. Базальты четвертичные. 9. Современные отложения. 10. Месторождения сульфидов. 11. Проявления сульфидов. 12. Разрывные тектонические нарушения (установленные и предполагаемые).

ние у ст. Санаин отчетливо фиксируется на дневной поверхности и легко его можно проследить.

Оно фиксируется резким нарушением залегания пластов туфопесчаников. Последние у контакта с юрскими порфиритами приобретают крутое, почти вертикальное падение. Вдоль нарушения отмечается широкая полоса осветленных пород, вытянутая в том же направлении (фиг. 8, 9).



Фиг. 9. Схематический геологический разрез по линии Б—Б, вкрест простирания Санаин-Лалварского разлома (к фиг. 8).

1. Современные отложения. 2. Базальты (четвертичные). 3. Туфоосадочные образования (ср. эоцен по нашим данным). 4. Вулканогенные породы (в. байос). 5. Гидротермальное изменение. 6. Разрывное тектоническое нарушение.

К этому же нарушению приурочены магматические внедрения в виде вытянутых тел малых интрузий гранитоидов, с которыми связаны ряд полиметаллических и медных проявлений, тяготеющих к полосе этого нарушения. Ширина полосы нарушения достигает 30—40 м. Из-за отсутствия четких реперов точное определение амплитуды вертикального перемещения крыльев нарушения пока не представляет возможным. По-видимому, она достигает значительных размеров.

Изложенный материал на данной стадии изучения вопроса позволяет сделать следующие выводы:

1. Породы, обнажающиеся вдоль р. Дебед, на участке, расположенном между ст. Санаин и Туманянским месторождением огнеупоров, ранее относившиеся к верхнему байосу и оксфорду, принадлежат к среднему и нижнему эоцену.

Эти данные подтверждают высказанное ранее П. Л. Епремяном (1954 г.) мнение о границе юры и эоцена на данном участке.

2. В связи с изменением возраста пород исследованного участка,

соответственно меняется и возраст расположенных в них месторождений и проявлений медных и полиметаллических руд, Агви, Спасакар и др. Учитывая эпигенетический характер последних, их возраст следует считать послесреднеэоценовым.

Это обстоятельство исключает возможность их корреляции с колчеданными месторождениями Алавердской группы (Алаверды, Шамлуг, Ахтала), как одновозрастные. Они явно моложе среднего эоцена и их генетическую связь необходимо искать с третичными магматическими комплексами, а не субвулканическими образованиями в юры.

3. Учитывая общую геологическую позицию Санаин-Лалварского нарушения, выражающуюся в его расположении на стыке двух разновозрастных и резко отличных структурно-фациальных комплексов — Сомхето-Кафанского и Армянского [2], а также наличие в зоне нарушения выходов малых интрузий, мы приходим к выводу, что это нарушение имеет характер глубинного разлома и является одним из основных элементов, контролирующих тектоническую структуру, магматизм и металлогению данной части Армении и сопредельных частей Грузии.

4. В связи с уточнением границы распространения юрских и эоценовых отложений необходимо проследить ее и за пределами исследованной нами площади. Очевидно она не будет совпадать с границей, проведенной на существующих геологических картах. Уточнение указанной границы имеет большое значение для правильного решения металлогенических вопросов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.VI.1965.

Ս. Վ. ԿԱԶԱՐՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԷՈՑԵՆԻ ԵՎ ՅՈՒՐԱՅԻ ՍԱՀՄԱՆԻ ՄԱՍԻՆ ՀՍՍՌ ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՇՐՋԱՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում շարադրված նոր փաստացի տվյալները թույլ են տալիս էապես ճշտել Ալավերդու շրջանի էոցենի և յուրայի հասակի ապարների տարածման սահմանը։

Մինչ այժմ այդ սահմանը տարվում էր գ. Կաչաչկուտ-Թումանյանի հրակայուն ապարների հանքավայր—գ. Աթան կոր գծով։

Պալեոնթոլոգիական նյութի հիման վրա ապացուցվում է, որ այդ տերիտորիայում տարածված ապարները ոչ թե յուրայի հասակի են (ինչպես ընդունված էր համարել մինչ այժմ), այլ նրանք ունեն միջին էոցենի հասակ և որ նրանց սահմանն անցնում է ոչ թե նշված կետերով, այլ՝ գ. Կաչաչկուտ—երկ. կայարան Սանահին—գ. Աթան գծով։

Նշված ապարների հասակի ճշտման հետևանքով փոխվում է նաև նրանց մեջ տեղադրված Սպասաքար, Հագվի և մի շարք մյուս պղինձ-կոլչեդանային հանքավայրերի հասակը։

Այդ հանքավայրերը իրենց ներփակող ապարների նկատմամբ լինելով էպիգենետիկ, պետք է ունենան վերջիններից ավելի երիտասարդ հասակ, այսինքն՝ հետմիջին էոցենյան հասակ։ Այստեղից հետևում է, որ այսուհետև Սպասաքար, Հաղվի, Սեղվի և Կաչաչկուտ պղինձ-կոլչեդանային հանքավայրերը և երևակումները հասակի տեսակետից չի կարելի կապել Ախթալայի, Ալավերդու և Շամլուղի հանքավայրերի հետ, որոնք երկրաբանների մեծամասնության կարծիքով ունեն յուրայի հասակ։

Իսկ եթե այդ այդպես է, ապա Սպասաքար, Աղվի, Սեղվի և Կաչաչկուտ հանքավայրերի առաջացումը չի կարելի կապել նաև յուրայի հասակի ինտրուզիվ և սուբվուլկանիկ առաջացումների հետ։ Այդ հանքավայրերի առաջացումն անշուշտ պետք է կապել հետմիջինէոցենյան խորքային մագմատիկ պրոցեսների հետ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Н. Р. Азарян.** Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Ереван, 1963.
2. **А. А. Габриелян.** Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
3. **Томсон И. Н.** В коллективной книге «Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах», Недра, 1964

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ТЕКТОНИКА

Л. С. МЕЛИКЯН

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ оз. СЕВАН

Вопросы геологии бассейна оз. Севан и смежных районов Малого Кавказа отражены в работах многих исследователей: К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, В. Е. Хаина, Л. Н. Леонтьева, Т. Ш. Татевосяна, Е. Е. Милановского, П. Л. Епремяна, С. Б. Абовяна и др.

Сложность геологического строения территории, тяготеющей к северо-востоку оз. Севан (центральная часть Севано-Акеринской зоны) получила в этих работах различное истолкование и к настоящему времени имеются весьма существенные разногласия, касающиеся стратиграфического разреза в целом, возраста осадочно-вулканогенных образований и внутреннего взаимоотношения слагающих их комплексов, возраста широко развитых в отмеченной зоне интрузивов ультраосновных и основных пород и соотношений последних с вмещающими вулканогенно-осадочными и осадочными толщами.

В течение ряда последних лет, в связи с изучением закономерностей развития и пространственного размещения гидротермальной минерализации, проявленной на СВ побережье оз. Севан, автором была проведена детальная геологическая съемка одного из участков юго-восточного окончания Севанского хребта, в результате которой получены новые данные, позволяющие высказать некоторые соображения по вопросам геологического строения и развития данной области.

Полученные новые данные, в основном, касаются внутреннего строения вулканогенно-осадочной толщи, возможности расчленения данной — считающейся единой, толщи [8, 9, 2] на составляющие, отделенные между собой угловым несогласием — следовательно относящимися к разным возрастам толщи; взаимоотношения данных составляющих с подстилающими и перекрывающими образованиями; возраста и структурного положения вулканогенно-осадочной толщи, а также нижележащего, но обнажающегося в настоящее время в виде «окон» и «островов» метаморфизованного комплекса, возможности выделения структурных ярусов.

Автор считает правильным и необходимым рассматривать вопросы геологии всего СВ побережья оз. Севан именно в аспекте полученных новых данных, так как ряд специальных рекогносцировочных маршрутов за пределами закартированной площади подтвердили региональный характер описываемых ниже фактов.

* * *

В пределах вышеуказанной территории наиболее древними образованиями являются метаморфические кристаллические сланцы кварцево-слюдистого и кварц-хлорито-слюдистого состава, а также подчиненные им роговики, амфиболиты (местами с гранатом), ороговикованные и яшмовидные породы, альбитофиры, прослои метаморфизованных плитчатых известняков. Выходы этих пород отмечаются между сс. Шишкая и Гейсу, в водораздельной части Севанского хребта, в бассейнах левых притоков р. Конгур (между сс. Инакдаг и Джанахмед), восточнее вершины Инакдаг, вплоть до водораздельной части Севанского хребта и до Сотского перевала.

Метаморфические сланцы обнажаются на гипсометрически разных уровнях и, как правило, площади их обнажений на дневной поверхности оказываются во всех случаях небольшими вследствие того, что эти выходы являются «окнами» из-под толщи вулканогенно-осадочных образований.

Вулканогенно-осадочная толща сложена диабазовыми, плагиоклазовыми, пироксеновыми, андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, конгломератами, линзами красноцветных пелитоморфных известняков, песчаников, алевролитов и скальными выходами рифовых известняков.

Эти образования широко представлены по всему СВ побережью оз. Севан и обладают значительными мощностями.

Выше по разрезу залегает терригенно-осадочная толща песчаников, алевролитов, конгломератов с переходами в красноцветную. местами также с вулканогенными образованиями.

На терригенно-осадочной толще залегают мергелистые и органогенные известняки, известковистые мергели с пластом базальных конгломератов в основании. Относительно данной толщи среди всех исследований СВ побережья оз. Севан имеется единое мнение о ее кампан-маастрихтском возрасте. Указанные выше отложения перекрываются известняками, песчаниками, конгломератами, туфогенными, туфогенно-осадочными и вулканогенными породами эоценового возраста.

Стратиграфический разрез завершается образованиями миоплиоценового возраста, представленными базальтами, андезитами, липаритами, липарито-дацитами и их туфами. В некоторых пунктах наблюдаются линзы и пропластки вулканогенных брекчий и угленосных глин.

* * *

В процессе детального геологического картирования автор попытался выяснить структурные взаимоотношения вышеотмеченных толщ, что было вызвано необходимостью выяснения строения изученной минерализованной площади.

При этом было установлено, что комплекс метаморфических пород с резким угловым несогласием отделяется от вышезалегающих образо-

ваний и характеризуется следующими элементами залегания (определены по трудноуловимой слоистости и развитой по ней сланцеватости): аз. падения 310—340°, <45—55°.

Приведенные элементы залегания четко устанавливаются в верховьях последнего левобережного оврага р. Тигранагет (правый верхний приток р. Сот), а также в верховьях левого борта р. Сейдляр (севернее Сотского перевала), где констатируется самый крупный участок выходов пород метаморфизованного комплекса.

Установлено, что выходы пород данного комплекса обнажаются в ядрах относительно крупных антиклинальных складок, в основном, в виде тектонических «клиньев» вдоль поверхностей крутопадающих нарушений с большими амплитудами вертикального смещения, ориентированных в северо-западном направлении.

Возраст и характер пород данного комплекса предыдущими исследователями трактовался по разному. Однако, большинством [1, 3, 8, 9, 12] они рассматриваются как палеозойские образования, возникшие при динамометаморфизме и в дальнейшем приподнятые массивами интрузивов ультраосновных пород. Часть исследователей [2, 10] считает их образованиями, связанными постепенными переходами с вмещающей их вулканогенно-осадочной толщей или же габброидами, являясь результатом динамотермального метаморфизма в связи с внедрением пород кислого состава после становления массивов ультраосновных и основных пород.

Данные, полученные по определению абсолютного возраста метаморфизма пород указанного комплекса, показывают в среднем 180—190± ±4 млн. лет*, что по Шкале абсолютной геохронологии 1964 г. соответствует низам нижней юры и, следовательно, мнение первой группы исследователей следует признать более правильным.

Наиболее важными являются данные по установлению структурных и возрастных взаимоотношений вулканогенно-осадочной толщи с вышележащими терригенно-осадочной и кампан-маастрихтской толщами. Важность данного вопроса определяется тем, что указанная толща является вмещающей средой для серии интрузивов ультраосновных и основных пород, с которыми пространственно часто связана гидротермальная минерализация.

Детальное картирование дало автору возможность установить линзы и прослои песчаников с алевролитами (фиг. 1) и пропластки известковистых образований, расположенные в вулканогенных фациях, слагающих нижнюю часть, известной до этого как единой, вулканогенно-осадочной толщи. Отмеченные линзы и пропластки имеют незначительную мощность (1—7 м) при максимальной протяженности до 200 м.

Определение элементов залегания этих тел позволило установление характера залегания самой вулканогенно-осадочной толщи. Азимут падения линз песчаников колеблется в пределах 0—20° при изменении угла падения от 60 до 65°.

---

* Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом выполнено в лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Армянской ССР.

Установленные элементы залегания выдерживаются на большей части СВ побережья оз. Севан—от северных склонов вершины Катар-кая (крайняя ЮВ вершина в узле Севанского и Восточно-Севанского хребтов) до верхнего течения р. Шишкая.

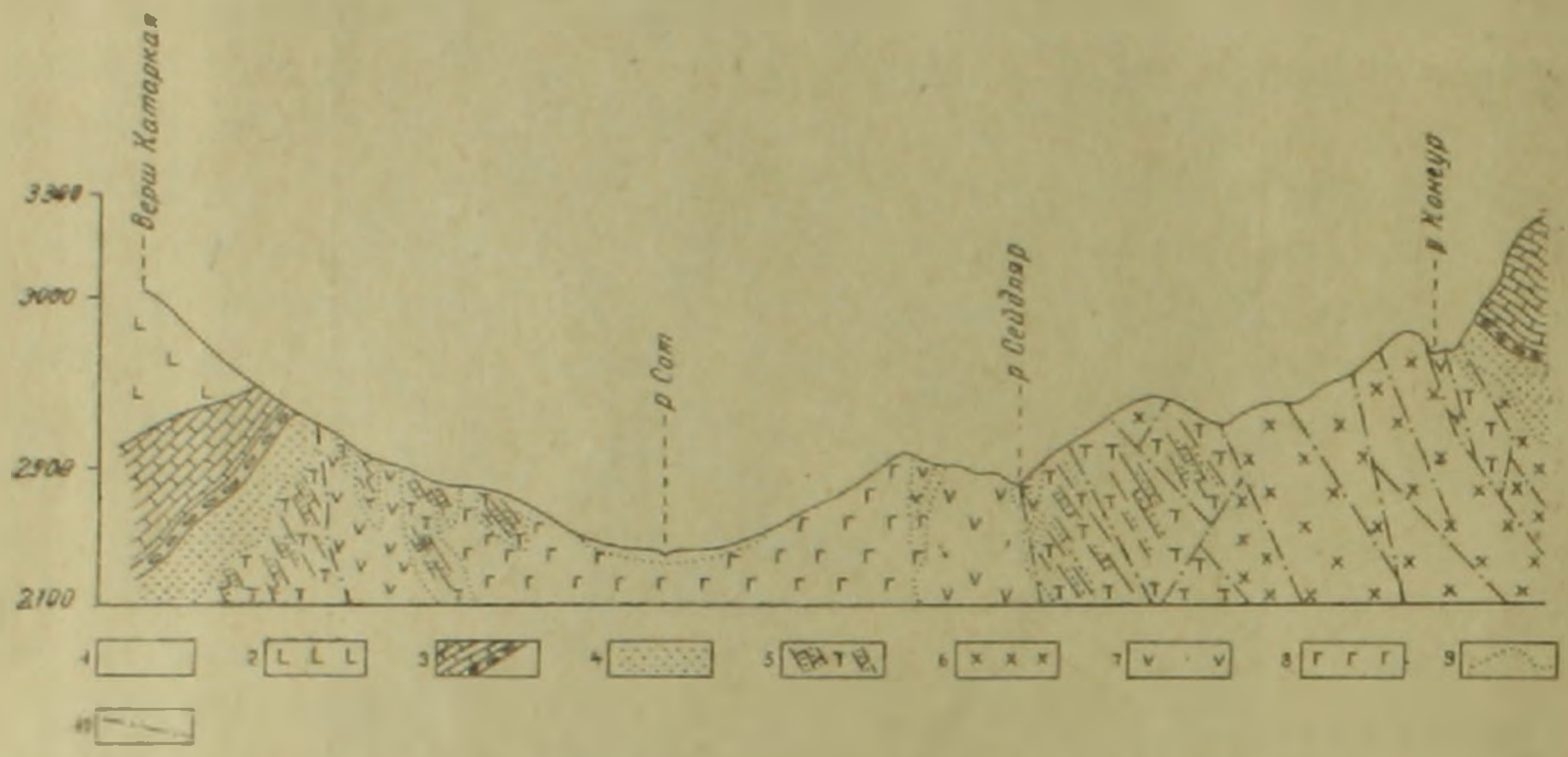
Фиг. 1. Выход песчаников в вулканогенной толще на левом борту в верховьях р. Сот.

Приведенные элементы залегания вулканогенной толщи подтверждаются также и наблюдениями А. Л. Книппера [5]. Однако, следует отметить, что А. Л. Книппер, не будучи в деталях знаком с особенностями геологического строения области и исходя из существующих представлений, считает, что элементы залегания вышеотмеченных порядков являются отражением надвиговых явлений, развитых в полосе глубинного разлома, тем самым не замечая, что часто эти нарушения (надвиги-взбросы) повторяют элементы залегания вмещающей среды, являясь, таким образом, согласными (в пределах вулканогенной толщи) нарушениями.

Как отмечалось выше, собственно вулканогенная толща перекрывается терригенно-осадочной толщей, которая не проявляя признаков согласного с ней залегания, смята в серию антиклинальных складок широтного простирания совместно с вышележащими в согласном с ней за-

легании кампан-маастрихтскими и эоценовыми образованиями. Южные крылья этих складок падают на Ю—ЮЗ под углами 45—55°, а северные—на С—СВ под углами 20—30°. В противоположность этому, подстилающая вулканогенно-осадочная толща не подчиняется общему плану складчатости вышезалегающих толщ, проявляя всюду черты моноклинального залегания с общим северным падением.

Вышесказанное особенно отчетливо нами наблюдалось в пределах крупной антиклинальной структуры, вмещающей Карайман-Зодский массив ультраосновных и основных пород (фиг. 2).



Фиг. 2. Схематический геологический (поперечный) разрез Карайман-Зодской антиклинали с выделением структурных ярусов. I. Современные аллювиальные отложения. 1. Позднеальпийский структурный ярус: 2. неогеновые эффузивы. II. Среднеальпийский структурный ярус: 3. кампан-маастрихтские мергели, мергелистые известняки с базальным конгломератом; 4. коньяк-сантонская терригенно-осадочная толща. III. Раннеальпийский структурный ярус: 5. досенонская (I_2bt, I_3km) вулканогенно-осадочная толща. IV. Герцинский (?) структурный ярус: 6. доюрский комплекс метаморфических пород. Интрузивы: 7. Ультрабазиты; 8. Габброиды: 9. Границы пород; 10. Дизъюнктивные нарушения.

Песчаники и алевролиты в пределах отмеченной складки обнажаются в нескольких пунктах, расположенных на противоположных крыльях антиклинали, на расстоянии более 3 км друг от друга. Выход, обнаженный на С—СВ крыле антиклинали, представлен пропластком алевролита с азимутом падения 20°. с углом падения 60°, тогда как вышележащие известковистые мергели верхнего сенона (слагающие данное крыло антиклинали) имеют азимут падения 350° под углом 30°.

В пределах ЮЗ крыла антиклинали в вулканогенной толще обнажается пласт песчаника (фиг. 1) с чередующимися прослоями конгломератов и алевролитов с азимутом падения 10—20° при $<60°$, в то время как вышележащие породы южного крыла антиклинали имеют азимут падения 215°, при углах падения 45—55°.

Таким образом, между вулканогенной толщей с одной стороны, и терригенно-осадочной (нижний сенон), известково-мергелистой (верх-

ний сенон), песчанисто-известняковой (эоцен) толщами—с другой, отчетливо устанавливается угловое и азимутальное несогласие.

Согласно представлениям К. Н. Паффенгольца и других [8, 9, 2], вулканогенная толща венчается терригенно-осадочными фациями, в которых им была обнаружена нижнесеноиская фауна. При этом, полученные возрастные данные были распространены также и на подстилающую вулканогенную толщу.

По данным В. П. Ренгартена [11], А. Т. Асланяна [3], отмеченные породы терригенно-осадочной фации являются самостоятельными и также датируются как нижнесенонские, но по времени формирования они не связаны с нижележащей вулканогенно-осадочной толщей.

Приведенные выше данные о наличии явного несогласия (углевого и азимутального) между вулканогенно-осадочной и терригенно-осадочной толщами подтверждают мнение В. П. Ренгартена и А. Т. Асланяна относительно разновозрастности отмеченных толщ.

К. Н. Паффенгольц [8] в своих работах подтверждает «нижнесенонский» возраст всех образований более древних, чем верхний сенон, принципиально подчеркивая о наблюдаемом, по его мнению, по всему СВ побережью оз. Севан согласном залегании между верхне- и «нижнесенонскими» образованиями. Он пишет: «Исходя из того, что в покрывающих ее (речь идет о всей вулканогенно-осадочной толще, ранее им определенной как туронская, а в последующем как коньяк-сантонская — Л. М.) без углового несогласия известняках сенонская фауна была найдена в низах известняковой толщи, нужно представить, что граница турона (коньяк-сантона—Л. М.) проходит на границе указанных пород». В той же работе, несколькими строками ниже еще раз подчеркивая согласное залегание верхнесенонских известняков и подстилающей их «вулканогенно-осадочной толщи», К. Н. Паффенгольц отмечает: «Углового несогласия с подстилающей толщей (под «толщей» понимаются вышеотмеченные вулканогенно- и терригенно-осадочные толщи совместно — Л. М.) повторяю опять, нет».

Учитывая факт наблюдаемого несогласия между отмеченными образованиями, автор считает целесообразным ставить вопрос о расчленении вулканогенно-осадочной (в понимании К. Н. Паффенгольца и др.) толщи на две самостоятельные: собственно вулканогенно-осадочную и терригенно-осадочную, перекрывающую первую с угловым и азимутальным несогласием.

Следовательно, на СВ побережье оз. Севан породы, слагающие вулканогенно-осадочную толщу, являются более древними, чем нижний сенон, и в структурном отношении представляют собой обширную, осложненную моноклиналь с общим северным падением с азимутом 0—20° с углами падения 60—65°.

Соотношение же толщ нижнего и верхнего сенона выражено достаточно четко. Они имеют между собой согласное залегание и совместно с образованиями эоценового возраста собраны в антиклинальные структуры широтного-близширотного простирания.

* * *

Основываясь на изложенных выше данных по геолого-структурному положению вулканогенно-осадочной толщи, становится возможным рассмотрение вопроса о более точном определении ее возраста.

Как уже отмечалось, К. Н. Паффенгольц [8, 9] и вслед за ним С. Б. Абовян [2] относят вулканогенно-осадочную толщу целиком к коньяк-сантонскому возрасту. В. П. Ренгартен, отмечая в геологическом разрезе северо-восточного побережья оз. Севан присутствие коньяк-сантонских отложений, указывает, что они залегают на домеловом субстрате (имеется в виду вулканогенно-осадочная толща в нашем понимании — Л. М.). В монографии [11] по стратиграфии меловых отложений Малого Кавказа он приводит геологические разрезы районов сс. Шишкая, Гейсу и Карайман, из которых видно, что коньяк-сантонские отложения характеризуются им как терригенно- и нормально-осадочные с уменьшением их мощности в направлении от севера к югу (в р-не с. Шишкая—404 м, а у с. Карайман—211—236 м), достоверность чего, по мнению автора настоящей статьи, подтверждается фактом резкого уменьшения мощности терригенно-осадочной толщи в пределах изученной им площади.

«Домеловой субстрат» по В. П. Ренгартену имеет вулканогенный, вулканогенно-осадочный характер и, как он отмечает, в районе с. Карайман «на протяжении 3 км от селения развиты диабазы с микроофитовой структурой и нацело хлоритизированным цветным минералом». Характерной чертой пород данного субстрата является их брекчированность. Отмеченные признаки полностью соответствуют закартированным нами на минерализованной площади породам, обнажающимся из-под нижнесенонской толщи.

В. П. Ренгартен приводит родовые определения радиолярий из красных кварцитов-радиоляритов, проявляющих наибольшее сходство с радиоляриями «верхней юры—нижнего мела».

Учитывая данные В. П. Ренгартена и личные наблюдения, А. Т. Асланян также подтверждает юрский возраст указанной толщи [3]. По его мнению, вулканогенно-осадочная толща является петрографическим и стратиграфическим аналогом метаморфизованной нижней вулканогенно-осадочной толщи Базумского хребта. Он считает, что по аналогии с Алавердской и Кафанской тектоническими зонами и разрезом западной части Иджеванского хребта, Базумскую и Шахдагскую (Севанский хребет) толщи метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород правильнее было бы отнести к оксфорду-лузитану.

Вышеотмеченные положения подкрепляются также данными А. А. Габриеляна [4], согласно которым, по «юго-западному побережью оз. Севан проходит Анкавано-Зангезурский разлом», который является глубинным разломом, заложенным с девонского времени. Данный разлом А. А. Габриелян рассматривает как структурную границу между Сомхето-Кафанской и Армянской тектоническими зонами. С начала альпийского этапа развития Антикавказа, на территории Сомхето-Кафанской

зоны развиваются мощные вулканогенно-осадочные образования юры, распространяющиеся на юго-западе до отмеченного разлома и охватывая, таким образом, интересующую нас область северо-восточного побережья оз. Севан.

Возвращаясь к представлениям К. Н. Паффенгольца, можно привести его же данные из последней работы [9], в которой он отмечает, что «южный край Сомхето-Гянджинско-Карабахской зоны представляет на большом протяжении крупную моноклиналь, сложенную вулканогенной юрой...».

По данным Р. Н. Абдуллаева [1], действительно, в прилегающих с северо-востока территориях Азербайджана, в пределах Мровдагского антиклинория, широким развитием пользуются вулканогенно-осадочные образования юры, для которых характерно моноклинальное залегание с падением на север, под углом 15—20°.

Изложенные выше наблюдения автора статьи подтверждают моноклинальное строение досенонской толщи и приводят к логичному выводу—считать обнажающуюся на исследованной территории вулканогенную толщу продолжением «Сомхето-Гянджинско-Карабахской зоны, сложенной вулканогенной юрой».

Для обоснования возраста отмеченной толщи мы приводим лишь косвенные соображения ввиду отсутствия как макро, так и микрофауны в собранных нами образцах песчаников и алевролитов из линз в вулканогенной толще. В связи с отсутствием фаунистических данных, для уточнения возраста вулканогенно-осадочной толщи был использован метод определения абсолютного возраста, разработанный Е. А. Кузнецовым и З. О. Чибухчяном [6].

Определение возраста плагиоклазового порфирита из вулканогенной толщи, произведенное З. О. Чибухчяном методом сравнительной дисперсии двупреломления плагиоклазов [13], показало цифру 150± ±3 млн. лет, что полностью соответствует приведенным выше соображениям о юрском возрасте вулканогенной толщи (верх средней юры—низы верхней юры по Шкале абсолютной геохронологии, 1964 г)..

Приведенные выше данные и соображения относительно возраста вулканогенно-осадочной толщи, к сожалению, не дают нам полного основания для окончательного решения более конкретного возраста, но мы считаем вполне обоснованным досенонский возраст вулканогенно-осадочной толщи, допуская, с наибольшей долей вероятности, и исходя из данных Р. Н. Абдуллаева [1] по Сомхето-Гянджинско-Карабахской зоне, отнесение ее к батскому или кимериджскому ярусам юры.

Суммируя вышеизложенное и внося соответствующую корректуру в представления о геологическом строении как изученной площади гидротермального оруденения, так и, следовательно, СВ побережья оз. Севан, становится желательным и необходимым для характеризованного района выделить нижеследующие структурные ярусы (фиг. 2).

1. **Герцинский (?) структурный ярус.** Сложен метаморфическим комплексом, обнажающимся обособленными выходами в полях развития досенонской (юрской) вулканогенной толщи. В большинстве случаев характерны следующие элементы залегания: азимут падения 310—345°, угол падения—45—55°.

Данные определения абсолютного возраста метаморфизма (180—190±4 млн. лет) позволяют отнести данный структурный ярус к герцинской эпохе и, возможно, к более древним эпохам.

2. **Раннеальпийский структурный ярус.** Представлен вулканогенно-осадочной, частично метаморфизованной толщей досенонского (I_2 bt, I_3 kt) возраста. Характеризуется общим моноклинальным падением с элементами залегания: азимут падения 0—20° при <60—65°.

Данный структурный ярус в схеме Л. Н. Леонтьева [7] и Р. Н. Абдуллаева [1] также соответствует «раннеальпийскому структурному этапу», широко развитому на Мровдагском хребте.

3. **Среднеальпийский структурный ярус.** Сложен нормально-осадочными и терригенными образованиями сенона, а также палеогеновым осадочным и вулканогенно-осадочным комплексами пород.

Породы данного яруса собраны в крупные складки северо-западного простирания.

4. **Позднеальпийский структурный ярус.** Представлен пологопадающей вулканогенной (с незначительными пропластками угленосных глин) толщей неогенового возраста (мио-плиоцен).

* * *

Цель данной статьи—подчеркнуть значение существующего факта углового несогласия между указанными и вышележащими образованиями и, в связи с этим, необходимость выделения структурных ярусов. Значение выделения последних не ограничивается только его важной ролью в объяснении основных моментов геологического строения и развития СВ побережья оз. Севан. Оно важно еще и тем, что дает возможность более точно представить геолого-структурное положение минерализованной площади и более конкретно оценивать особенности внутреннего строения каждого структурного яруса, отраженные в предрудном и собственно рудном этапах развития структуры рудного поля, в подготовке благоприятных условий для локализации отдельных стадий эндогенного оруденения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 26.IV.1965.

Լ. Ս. ՄԵԼԻՔՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ԱՓԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԱՌԹԻՎ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Քննարկվող տերիտորիայի երկրաբանական բարդ կառուցվածքը տարբեր մեկնաբանություն է գտել հետազոտողներից յուրաքանչյուրի մոտ։

Վերջին տարիներին այդ շրջանի հարավ-արևելյան մասում հեղինակի կատարած երկրաբանական մանրակրկիտ քարտեզագրման ընթացքում ստացվել են նոր տվյալներ, որոնք հնարավորություն են ընձեռում ճշտել նշված տերիտորիայի երկրաբանական ընդհանուր կտրվածքում մասնակցող հաստվածքների ստրուկտուրային և որոշ չափով հասակային փոխհարաբերությունները։

Հոդվածում հիմնական ուշադրությունը կենտրոնացված է այն հարցին, որ մինչ այս հիշատակվող հրաբխածնա-նստվածքային հաստվածքը պետք է տարրաբաժանել երկու ինքնուրույն հաստվածքների՝ հրաբխածնա-նստվածքային և նրան ծածկող տերրիգեն-նստվածքային հաստվածքների, որոնք իրարից բաժանված են անկյունային և ազիմուտային աննշերդաշնակությամբ։ Ըստ հեղինակի հրաբխածնա-նստվածքային հաստվածքը ամենուրեք ունի մոնոկլինալային տեղադրում և բնորոշվում է 0—20° անկման ազիմուտով և 60—65° անկման անկյունով, որը հնարավոր է դարձնում այդ հաստվածքը հաամարել Սոմխեթո-Ղարաբաղի գոտում լայն զարգացում ունեցող հրաբխածին յուրայի հարավ-արևմտյան շարունակությունը։

Ելնելով ստացված տվյալներից հեղինակը անհրաժեշտ է համարում նշված ամբողջ տերիտորիայի սահմաններում առանձնացնել ստրուկտուրային հետևյալ հարկերը.

1. *Հերցինիան (?) ստրուկտուրային հարկ—ներկայացված է մետամորֆային ապարներով, 180—190±4 մլն. տարի մետամորֆիզմի բացարձակ հասակով։ Ամենայն հավանականությամբ այս հարկի ապարները ունեն ավելի հին հասակ։*

2. **Վաղ ալպիական ստրուկտուրային հարկ**—*ներկայացված է մինչսենոնի (I) հասակի հրաբխածնա-նստվածքային ապարներով, որոնց բնորոշ է մոնոկլինալային ընդհանուր դիրքը։*

3. **Միջին ալպիական ստրուկտուրային հարկ**—*ներկայացված է տերրիգեն, նորմալ նստվածքային և հրաբխա-նստվածքային ապարներով, սենոնից մինչև պալեոգենի հասակի։ Այս հասակի ապարները ենթարկված են ծալքավորման ընդհանուր կովկասյան ուղղությամբ։*

4. **Ուշ ալպիական ստրուկտուրային հարկ**—*ներկայացված է միոպլիոցենի հասակի հրաբխային հաստվածքով, որին բնորոշ է արևելյան-հարավարևելյան մեղմ անկում։*

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. А. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1963.
2. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Ереван, 1961.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
5. Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 10.
6. Кузнецов Е. А., Чибухчян З. О. О возможности измерения абсолютного возраста горных пород методом сравнительной дисперсии двупреломления.
7. Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геологического развития Малого Кавказа. Бюллетень МОИП, новая серия, т. IV, 1949, отдел геол., т. XXIV, вып. 4.
8. Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всес. геол.-разв. объединения. 1934, вып. 219.
9. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.
10. Пиджян Г. О. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, том IX, № 6, 1956.
11. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. 1959.
12. Татевосян Т. Ш. Некоторые метаморфические породы северо-восточного побережья озера Севан. Научные труды Ер. Госуниа, том 37, Ереван. 1952.
13. Чибухчян З. О. Об определении абсолютного возраста плагиоклаза методом сравнительной дисперсии двупреломления.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ПЕТРОГРАФИЯ

С. И. БАЛАСАНЯН

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНИТОИДОВ (НА ПРИМЕРЕ АРМЯНСКОЙ ССР)

Общая характеристика гранитоидных комплексов

Гранитоиды располагаются примерно в осевых частях Сомхето-Кафанской и Армянской тектонических зон Малого Кавказа, образуя в них выгнутую к северо-востоку прерывистую дугообразную полосу северо-западного направления. Первая зона характеризуется более или менее однородным строением и пологой складчатостью. Субстрат ее представлен метаморфическими сланцами эопалеозоя, а покровный комплекс — вулканогенными и реже осадочными образованиями юры, верхнего мела, частично палеогена и неогена. В ней отмечается ряд субпараллельно расположенных и кулисообразно причленяющихся друг к другу пологих антиклинориев и синклинориев, преимущественно антикавказского простирания [6]. Армянская тектоническая зона отличается более сложным геологическим строением, интенсивной складчатостью и мощным проявлением кайнозойского магматизма как в интрузивной, так и в эффузивной форме. В этой зоне выделяются дугообразно расположенные, вытянутые складчатые структуры, имеющие обычно северо-западное направление [19]. В обеих тектонических зонах гранитоидные интрузивы контролируются локальными складчатыми структурами и разрывными нарушениями.

На основании имеющегося материала в пределах Армении можно выделить четыре разновозрастных гранитоидных комплекса: 1) древний (предположительно нижнепалеозойский); 2) предверхнеюрский; 3) нижнемеловой и 4) третичный. Эти комплексы формировались в результате сопряженных с соответственными орогеническими движениями неоднократных вторжений кислой магмы в крупные антиклинории.

Наиболее древние гранитоиды Армении локализованы в метаморфическом комплексе Арзаканского антиклинория Армянской тектонической зоны, где они представлены гранитогнейсами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Их внедрению предшествовало образование незначительных выходов основных и ультраосновных пород. Небольшой интрузив гнейсовидных плагиогранитов известен также среди палеозойской метаморфической толщи по р. Малев южной Армении. Такие же древние гнейсовидные породы отмечены в южном продолжении Армян-

ской зоны — в пределах Иранского Азербайджана. Гранитогнейсы развиты главным образом у сел. Арзакан, где представлены сравнительно крупным телом с северо-восточной вытянутостью. Из древних интрузивных пород только кварцевые диориты четко отграничиваются от вмещающих метаморфических сланцев, образуя штокообразный интрузив, вытянутый в северо-западном направлении. Плагиограниты пользуются среди древних интрузивных пород наибольшим развитием и представлены многочисленными неправильными телами крайне различных размеров, инъецированными в метаморфические сланцы. По плоскостям сланцеватости последних они часто образуют параллельно расположенные пластовые тела размерами от долей сантиметров до нескольких метров. Преимущественно они простираются в северо-западном близширотном направлении. Местами плагиограниты представлены прожилками и мелкими секущими жилами нескольких генераций.

Район проявления предверхнеюрского интрузивного магматизма характеризуется широким развитием продуктов вулканической деятельности юры, которым подчинены осадочные образования того же возраста. К предверхнеюрским гранитоидам относится Шамшадинская группа интрузивов, приуроченная к Сомхето-Кафанской зоне. По всем геологическим данным их внедрение сопряжено во времени с предкелловейскими тектоническими движениями [14]. Предверхнеюрский интрузивный комплекс сформировался в три фазы, причем разнофазные породы тяготеют к Бердскому (Шамшадинскому) антиклинорию, образуя обособленные самостоятельные тела, вытянутые в различных направлениях. В первую фазу внедрились плагиограниты, пользующиеся наибольшим распространением. Они размещаются в сводовых частях локальных антикавказских антиклинориев и отчасти в мелких поперечных и диагональных разрывных нарушениях, возникших на крыльях складчатой структуры. В пределах тел плагиогранитов образовались довольно крупные трещины, по которым последовало вторжение дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиров. Во вторую фазу внедрились порфировидные плагиограниты, после которых имела место инъекция аляскитовых гранитов, относящихся к третьей фазе.

Нижнемеловой интрузивный комплекс формировался в результате многократных вторжений кислой магмы в крупные антиклинории Сомхето-Кафанской зоны. В различных частях зоны устанавливается от одной до нескольких фаз внедрения. С северо-запада на юго-восток выделяются ряд обособленных друг от друга групп, состоящих обычно из одного крупного массива и нескольких, небольших по размерам, сателлитов. В пределах Армении к нижнемеловому комплексу относятся Алавердская и Цавская группы гранитоидов, а также с некоторой условностью — Спитакский массив, приуроченный к Армянской тектонической зоне.

Интрузивы Алавердской группы тяготеют к одноименному антиклинорию, где образуют широкую полосу северо-западного простирания, в которой отдельные тела обычно вытянуты в северо-восточном направ-

лении. Внутри этой широкой полосы обособляется ряд более мелких и дугообразных, выпуклых к северо-западу полос гранитоидов, чередующихся с полосами близповерхностных малых тел кварцевых альбитофиров. Вытянутость полос и отдельных интрузивов, за редким исключением, совпадает и имеет направление, противоположное простиранию тектонической зоны, что объясняется их приуроченностью к локальным антикавказским складчатым структурам. В Алавердском антиклинории, по нашим данным [16], самые ранние инъекции магмы представлены мелкими телами габброидов и кв. габбро-диоритов. Формирование наиболее крупных интрузивов кварц-диоритового состава имело место во второй фазе, синхронной с максимальным напряжением орогенных движений. Следующий этап ознаменовался вторжением плагиогранодиоритов, а затем плагиогранитов. К последней фазе относятся граниты. Все они размещаются среди сложного комплекса вулканогенно-осадочных пород юры.

Цавская группа тяготеет к крупному Кафанскому антиклинорию, осложненному рядом второстепенных пологих антиклинальных складок северо-западного простирания. В последних возникла система разрывных нарушений близширотного направления, по которой внедрился вытянутый в том же направлении Цавский массив и его сателлиты. Группа сформировалась благодаря двум последовательным фазам внедрения магмы в верхнеюрские вулканогенные отложения. Породы первой фазы слагают сателлиты и осевую часть Цавского интрузива и характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Исходная магма первой фазы загрязнялась в результате интенсивной ассимиляции вмещающих эффузивов основного состава, давая породы от габбро до гранодиоритов и различные переходные типы между ними [13]. Породы второй фазы слагают периферическую зону интрузива и представлены гранитами, которые повсеместно секут гранитоиды первой фазы. Спитакский массив прорывает и изменяет метаморфический комплекс палеозоя и по имеющимся данным соответствует породам второй фазы Алавердской группы.

Третичный интрузивный комплекс, пользующийся наибольшим площадным развитием, приурочен к Армянской тектонической зоне, в которой образует прерывистую, довольно широкую, дугообразную полосу общекавказского направления. К третичному комплексу относятся Памбако-Базумская, Айоцдзорская, Баргушатская группы и Мегринский плутон.

Памбако-Базумская группа тяготеет к Севано-Ширакскому синклинорию, в котором интрузивы образуют штокообразные и дайкообразные тела, вытянутые вдоль складчатых и разрывных структур. Здесь с гранитоидами тесно ассоциируют также щелочные интрузивные породы. Все они размещаются в мощной эоценовой вулканогенной толще, сложенной от основных, вплоть до кислых и щелочных эффузивов. Эволюция интрузивной деятельности характеризуется определенной направленностью, состоящей в смене более основных пород кислыми и щелоч-

ными [9, 10, 31, 32]. Некоторые исследователи высказали мнение об обратном возрастном соотношении щелочных интрузивов и порфировидных гранитов. Наибольшим распространением пользуются гранитоидные интрузивы, в строении которых принимают участие от габбро до гранитов и целый ряд промежуточных типов между ними.

Мегринский плутон, являющийся наиболее крупным в Закавказье, приурочен к крупному антиклинорию северо-западного простирания. В западной части его проходит Дебаклинское сбросовое нарушение, которое прослеживается по контакту между монцонитами и порфировидными гранитами. Плутон размещается среди вулканогенно-осадочных отложений палеозоя, верхнего мела и среднего эоцена, причем он прорывает и изменяет все указанные отложения. В строении Мегринского интрузива участвуют почти все разновидности щелочноземельного ряда от ультраосновных вплоть до кислых и щелочных пород. До сего времени среди исследователей нет единого мнения относительно возрастного расчленения слагающих его пород. Согласно большинству исследователей [20, 41, 42, 43], плутон сформировался в результате трех фаз внедрения: 1) монцонитовой; 2) граносиенитовой, сиенитодиоритовой, банатитовой; 3) гранитовой. Другие геологи [2 и др.] выделяют до 4—5 фаз внедрения.

Баргушатская группа находится непосредственно севернее Мегринского плутона, располагаясь в эоценовых и отчасти палеозойских отложениях. Гранитоиды обычно внедрены в крупные разломы северо-западного простирания. Большинство геологов [2, 9, 12, 19, 20, 39, 48 и др.] интрузивы этой группы параллелизует с Мегринским плутоном. Она сформировалась в результате трех фаз [48]. Породы первой фазы характеризуются наибольшей вариацией петрографического состава и соответствуют монцонитовой фазе Мегринского плутона. Ко второй фазе относятся мелкозернистые граносиениты и к третьей—порфировидные граниты.

Айоцдзорская группа состоит из мелких разбросанных тел среди вулканогенно-осадочной толщи эоцена. В тектоническом отношении она приурочена к крупному синклинорию северо-западного простирания, в пределах которого интрузивные выходы тяготеют к антиклинальным и синклинальным структурам второго порядка. Гранитоиды образовались благодаря трехфазному внедрению магмы [40]. Они по составу и петрографическим деталям сходны с аналогичными породами вышеописанных групп третичного комплекса.

Магматическое происхождение гранитоидов

Известно, что одной из важнейших проблем современной петрологии является проблема происхождения гранитов. Относительно их генезиса существуют две господствующие точки зрения. По представлениям одних петрологов (магматистов), граниты и другие гранитоиды образуются преимущественно магматическим путем. По мнению других ис-

следователей (трансформистов), они возникают главным образом путем метасоматического преобразования твердых пород, без прохождения стадии расплавления, т. е. являются продуктами гранитизации. Несмотря на продолжающуюся борьбу между магматистами и трансформистами, монопольное положение магматического направления в петрологии сохраняется и по сей день.

Магматическое происхождение гранитоидов аргументировано в работах многих исследователей. Новые веские доводы в пользу магматического генезиса гранитов приведены в недавно опубликованной статье В. П. Петрова [45].

Фактический материал по магматизму Армении с полной убедительностью доказывает магматический способ образования гранитоидов. На примере мезозойских и третичных гранитоидов можно опровергать предположение крайних трансформистов о метаморфическом (метасоматическом) происхождении гранитов. Здесь изучение взаимоотношений интрузивов с вмещающими породами приводит к бесспорному выводу о приходе магмы из глубины Земли. Об этом, в частности, говорят резкие и режущие контакты гранитоидов с боковыми отложениями, факт наличия движения магмы в экзоконтактовую зону с образованием жил, апофиз и других инъекций и т. д. Так, крупный Базумский гранитоидный интрузив Памбако-Базумской группы в южном контакте дает апофизы в боковые эффузивы эоцена и габбро-диабазы. В юго-западной контактовой части хорошо видно, как кислая магма инъецировала по многочисленным неправильным трещинам вулканогенных пород, образуя густую сеть различных по величине жил [11, 32]. Вблизи контакта отмечаются остроугольные ороговикованные обломки вулканогенных пород, рассеянных в инъецированной интрузивной массе. В сторону массива наблюдаются сгущение жил, увеличение количества инъецированной массы и округление обломков эффузивов. На периферии интрузива Баргушатской группы граносиениты местами внедрены по извилистым трещинам порфиритов эоцена с образованием эруптивных брекчий [48]. Банушский гранитоидный интрузив Алавердской группы в своей южной периферической части клинообразно врезается в вулканогенно-осадочные отложения верхней юры. У южного контакта Кохбского массива той же группы боковые эффузивы превращены в рассланцованные породы, инъецированные маломощными жилами интрузивных пород. Количество этих примеров можно было бы увеличить.

Изучение взаимоотношений различных по составу пород в крупных полифазных массивах также показывает, что они образовались благодаря неоднократному вторжению магмы из глубины Земли. В полифазных интрузивах наблюдается непосредственное пересечение пород разных фаз, причем гранитоиды поздних фаз нередко включают в себя крупные обломки ранних фаз. Например, дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров предверхнеюрского комплекса в ущелье р. Тауз во многих местах в виде даек и апофиз рвут плагиограниты первой фазы и содержат в себе ксенолиты последних, величиной до 80 см. Гра-

ниты последней фазы нижнемелового комплекса в Алавердском районе прорывают и изменяют предшествующие им породы, а местами в виде жил вдаются в гранитоиды ранних фаз. Граниты второй фазы Цавского массива повсеместно в виде узких жилообразных и дайкообразных тел рвут породы первой фазы, включая в себя их неправильные ксенолиты. В центральной части массива эти тела приурочены к поперечным трещинам, возникшим в пределах пород первой фазы после их формирования и т. д.

Одним из веских доказательств в пользу магматического происхождения гранитоидов является генетическое единство гранитоидов и кислых эффузивов, ибо магматический способ образования последних не вызывает сомнения.

Сопоставление химизма магматических пород разных фаций Армении позволило выявить очень большое сходство вещественного состава гранитоидов с тесно ассоциирующими с ними одновозрастными кислыми эффузивами [15]. Так, между гранитоидными, кислыми эффузивными и субвулканическими породами юрско-нижнемелового тектоно-магматического этапа выявлены следующие общие признаки: 1) отчетливый натриевый характер; 2) пониженная щелочность; 3) повышенное содержание кремнезема. Верхнеэоценовым гранитоидам и кислым эффузивам присущи: 1) натри-калиевый или кали-натриевый характер; 2) повышенная щелочность; 3) высокое содержание окислов калия и глинозема. Наиболее типичным примером тесной связи интрузивов и эффузивов может служить средне-предверхнеюрский кислый магматизм северной Армении. Здесь первые сложены плагиогранитами, а вторые—кварцевыми плагиопорфирами. Продукты интрузивного и эффузивного магматизма, как видно, представлены совершенно однотипными по составу породами и локализованы в пределах одной и той же тектонической зоны.

Пространственная и геолого-структурная сопряженность, а также общие петрохимические особенности гранитоидов и кислых эффузивов свидетельствует об их несомненном генетическом единстве. Они происходили из единых магматических источников, возникших, по-видимому, путем выплавления сиалической оболочки. О связи некоторых эффузивов с интрузивными очагами писали многие исследователи [1, 6, 7, 19, 21, 26, 27, 33, 35, 36, 37, 49 и др.].

Магматическое происхождение гранитоидов доказывается также частой приуроченностью их к антиклинориям, причем вытянутость интрузивов соответствует простиранию тектонических структур. Например, на северо-востоке Сомхето-Кафанской зоны интрузивы преимущественно вытянуты в северо-восточном направлении, примерно в ее центральной части они становятся близширотными, а на юго-востоке приобретают северо-западное простирание. Это объясняется тем, что их внедрение контролируется тектоническими структурами, обнаруживающими ту же закономерность в пространственном расположении внутри зоны. В Армянской тектонической зоне третичный интрузивный комплекс образует

прерывистую дугообразную полосу общекавказского направления. Отдельные группы и составляющие их интрузивные тела внутри полосы имеют такое же общекавказское простирание, причем с юго-востока к северо-западу они меняют направление от северо-западного почти к широтному. Контролирующим фактором пространственного размещения групп и их составных частей в упомянутой зоне также является геологическая структура местности. Здесь интрузивы приурочены к дугообразно расположенным вытянутым складчатым структурам и разрывным нарушениям, имеющим обычно северо-западное направление. Такая строгая приуроченность гранитоидных интрузивов к тектоническим структурам трудно объяснима с позиций трансформистов.

В пользу магматического способа образования гранитоидов говорят и другие данные: 1) наличие во всех разновозрастных интрузивных комплексах Армении огромного количества ксенолитов боковых пород, имеющих резкие контакты с вмещающими гранитоидами и беспорядочное расположение; 2) появление в эндоконтактах массивов основных типов пород путем ассимиляции магмой вмещающих отложений основного состава; 3) направленность интрузивной деятельности от основных к более кислым.

В связи с магматическим происхождением гранитоидов встает вопрос о составе их исходной магмы. Прежде большинство исследователей, под влиянием господствующей тогда теории кристаллизационной дифференциации Боуэна, придерживалось мнения об основном составе родоначальной магмы. Впоследствии число геологов, отказавшихся от универсальности кристаллизационной дифференциации, постепенно увеличивалось. Однако некоторые из сторонников магматического направления и сейчас пытаются все разнообразия гранитоидов и других изверженных пород объяснить главным образом кристаллизационной дифференциацией.

Полевые наблюдения и микроскопические исследования интрузивов позволяют придти к выводу, что явления кристаллизационной дифференциации в горизонтах становления гранитоидов имели ограниченное значение и объяснить все многообразие пород ими никак нельзя. Во многих интрузивах, обнажающихся на резко различных уровнях современного среза, отсутствует гравитационное расслоение и оседание закристаллизовавшихся тяжелых железомагнезиальных минералов в нижних горизонтах камер интрузивов. Здесь ранее выделившиеся минералы равномерно распределены в общей массе породы. Более того, часто наблюдается смена кислых пород основными в направлении снизу вверх массивов ранних фаз (Кохбский массив, Мегринский плутон и др.) и, наоборот, однородное в вертикальном сечении строение многочисленных интрузивов последних фаз внедрения (нижнемеловые граниты, предверхнеюрские аляскиты, третичные граниты Геджалинского хребта и др.), что в корне противоречит теории кристаллизационной дифференциации. С позиций этой теории трудно объяснить также равномерное распределение в основной массе пород ранее выделившихся вкрапленников раз-

личных минералов, принадлежность одноименных минералов к нескольким генерациям, кристаллизация цветных минералов совместно со светлыми, выделение магнетита и других тяжелых акцессориев на последней стадии кристаллизации и др.

Возможность кристаллизационной дифференциации менее вероятна в пунктах магмообразования, где существует колоссальное давление, увеличивающее вязкость магмы. Дифференциация вещества в магматических очагах и особенно в подводящих каналах, по-видимому, имеет место в периоды внедрения магмы, когда в силу уменьшения внешнего давления выделяется огромное количество летучих компонентов. В пределах камер интрузивов также создаются благоприятные условия для дифференциации вещества, обусловленной газовым переносом [30].

Следовательно, представление об основном составе исходной магмы гранитоидов и объяснение наблюдаемых разнообразий пород главным образом кристаллизационной дифференциацией вряд ли можно считать правильным. По всей вероятности, породы последних фаз внедрения, которые лишены видимых следов ассимиляции, по составу наиболее близко стоят к исходной магме. Таковые в Армении представлены гранитами, аляскитами и плагиоаляскитами. Если отмеченное предположение правильно, то можно говорить о кислом составе исходной магмы гранитоидов.

В настоящее время многие петрографы [23, 24, 28, 29 и др.] считают, что во всех интрузивных комплексах гранитоидов исходной является гранитная магма.

Разновозрастные интрузивные комплексы Армянской ССР характеризуются рядом отличительных геохимических признаков. Они отличаются и характером рудной минерализации [18, 39]. Некоторые из установленных различий, по-видимому, отражают особенности вещественного состава тех глубоких частей Земли, в которых путем плавления образуются магматические источники гранитоидов. К ним относится бедность калием, молибденом, высокая концентрация меди, повышенная частота встречаемости циркония, галлия, бериллия, иттрия, иттербия, бария мезозойских гранитоидов Сомхето-Кафанской тектонической зоны, но повышенное содержание калия, молибдена, сравнительно частая встречаемость микроэлементов — лития, урана, тория, ниобия, тантала, бора в третичных интрузивах Армянской зоны.

Явления гранитизации в связи с гранитоидами

Судя по обширной геологической литературе, гранитизация широко проявлена в древних (докембрийских и палеозойских) гранитоидах и, возможно, значительная часть их по своему происхождению обязана метаморфическим процессам. Резкие разногласия между магматистами и трансформистами отчасти объясняются тем, что, как и отметили некоторые исследователи [8, 36, 44 и др.], первые работали преимущественно в молодых складчатых областях, а трансформисты—в районах распространения докембрийских гранитов, где сильно развиты метасоматические процессы.

В связи с древними интрузивами Армянской ССР также имело место широкое проявление гранитизации, что отметили многие исследователи [4, 6, 9, 32 и др.]. Однако,

необходимо подчеркнуть, что интенсивные метасоматические процессы, приведшие к возникновению интрузивных пород гранитного облика, все же связаны с внедрением расплава магматической природы. Об этом свидетельствуют наличие секущих тел, равномернозернистое строение центральных частей большинства интрузивов, отсутствие в большинстве случаев протокластических структур, присутствие большого количества ксенолитов вмещающих пород и др.

Благодаря усиленным метасоматическим процессам возникли гранитогнейсы и гнейсовидные плагиограниты, четко не отграничивающиеся от вмещающих метаморфических пород. Исключение составляют кварцевые диориты, характеризующиеся резкими и режущими контактами. В ореолах воздействия гранитогнейсов и плагиогранитов метаморфические сланцы интенсивно изменены и преобразованы в гранитоподобные породы, гнейсы и кварциты, сохраняющие первоначальные текстурные особенности исходных пород.

Полевые наблюдения и микроскопические исследования приводят к выводу, что кислая магма инъецировала по плоскостям сланцеватости метаморфического комплекса, гранитизировала его и в конечном итоге возникла интрузивная масса, сохраняющая в себе реликты сланцев в виде мелких пачек, ориентировка которых преимущественно соответствует первоначальной сланцеватости метаморфических пород. Хорошо прослеживается образование гранитоподобных пород и за счет мраморов. Микроскопические исследования образцов, взятых из различных пунктов экзоконтактовой зоны гранитогнейсов, показывает, что в мраморах карбонатная масса сначала только местами замещается кварц-биотитовым агрегатом, затем количество кварца увеличивается и часть биотита замещается мусковитом. При дальнейшем усилении этого процесса содержание биотита резко снижается до полного исчезновения и появляются полевые шпаты. При далеко зашедшем процессе гранитизации мраморы превращаются в гранитоподобные породы с реликтами кальцита.

Гранитогнейсы изобилуют ксенолитами метаморфических сланцев, подвергнутых гранитизации. В сравнительно слабо измененных ксенолитах появляются единичные зерна микроклина, в значительном количестве образуется кварц, роговая обманка замещается коричнево-зеленоватым биотитом. С возрастанием интенсивности гранитизации повышается содержание кварца и микроклина, а биотит частью разлагается и выносится, а частью замещается мусковитом. Интенсивно измененные ксенолиты метаморфических сланцев, захваченных кислым расплавом, местами превращены в породы, мало отличающиеся от гранитогнейсов. Более или менее крупные тела плагиогранитов также содержат ксенолиты, подвергнутые гранитизации. Целые участки ксенолитов метаморфических сланцев нередко замещены кварцевой массой с некоторой примесью не вполне сформировавшихся кристаллов полевых шпатов.

В период формирования мезозойских и третичных интрузивов также происходили интенсивные метасоматические процессы. Особенно необходимо отметить широкое проявление натриевого метасоматоза в связи с мезозойскими гранитоидами и калиевого метасоматоза — с третичными интрузивами. Однако в них гранитизация гораздо слабее выражена и можно привести только единичные примеры образования полнокристаллических гранитоподобных пород путем гранитизации вмещающих вулканогенных толщ. Подобные породы нами встречены в ореолах воздействия предверхнеюрских (Таузский интрузив), нижнемеловых (Банушский массив) и третичных (Базумский интрузив) гранитоидов. В молодых интрузивах более частой является гранитизация ксенолитов вулканогенных пород основного состава. Некоторые исследователи образование порфировидных гранитов третичного возраста также связывают с метасоматическими процессами.

Явления ассимиляции в гранитоидов

Явлениям ассимиляции и гибридизма в петрогенезисе магматических образований придавалось и, особенно, в последнее время придается ре-

шающее значение [8, 17, 22, 24, 28, 29, 32, 35, 36, 37, 38 и др.]. Большая роль ассимиляции в формировании интрузивных комплексов Армении отмечена многими геологами [2, 3, 5, 9, 20, 25, 32, 40, 41, 46, 47, 48 и др.]

В ходе изучения интрузивов Армении мы пришли к выводу, что гранитоиды возникли благодаря усиленным процессам ассимиляции и гибридизма кислой магмой вмещающих вулканогенно-осадочных отложений [10, 11, 16]. В пользу ассимиляционного происхождения гранитоидов говорят многие данные: 1) наличие в интрузивах огромного количества ксенолитов и наблюдаемые объективные факты перехода их в породы интрузивного облика; 2) приуроченность основных разностей пород к эндоконтактам интрузивов, крупным останцам основных эффузивов и известняков кровли; 3) зависимость петрографических деталей пород фации эндоконтактов от состава вмещающих отложений; 4) сходство состава, структуры, оптических свойств минералов пород фации эндоконтактов и интенсивно переработанных ксенолитов; 5) неоднородный состав массивов ранних фаз, изменяющийся в самых коротких пространственных интервалах; 6) частая и резкая смена основности плагиоклазов на незначительных участках и даже в пределах отдельных шлифов; 7) широкие колебания минералогического и химического состава пород, весьма быстрые и произвольные смены структурных и текстурных особенностей; 8) неравновесный количественный и качественный минералогический состав гранитоидов, повышенное содержание некоторых акцессориев (магнетита, апатита, сфена и др.) и чуждых для гранитов элементов (хрома, никеля, кобальта и др.) и др.

Изучение ксенолитов дало многое для познания процессов ассимиляции. Наблюдаемые посторонние тела в интрузивах попали в магму в последние моменты ее кристаллизации, когда в силу потери тепловой энергии и летучих компонентов она лишалась возможности ассимилировать их. До этого магма освоила большое количество ксенолитов, о чем свидетельствует присутствие в массивах разрозненных останцев ксенолитов в виде темных сгустков и мелких темных участков с зазубренными контурами. Под микроскопом устанавливается и наличие мельчайших ксенолитов, измеряемых миллиметрами. Степень перекристаллизации ксенолитов в массивах разного петрографического состава неодинакова. Наиболее интенсивное изменение их отмечается в ранних гранитоидах более основного состава, в которых приобретают облик полнокристаллических интрузивных пород. В поздних кислых инъекциях магмы они почти полностью сохраняют первоначальные структурные особенности. При процессах ассимиляции, попавшие в магму посторонние тела, сначала подвергались механической дезинтеграции, затем происходило выравнивание химических потенциалов компонентов, приводя в конце концов почти к равновесному состоянию между составом магмы и ксенолитов.

Явления ассимиляции в условиях различных глубин протекали неодинаково, так как факторы, определяющие ход этих процессов, были неоднозначны в различных термодинамических условиях. К этим факто-

рам относятся давление, температура, литолого-структурные особенности окружающей среды, скорость охлаждения магмы и др. Обычно ассимиляция усиливается с глубиной. Поэтому в эндоконтактах крупных интрузивов (Банушский, Кохбский, Базумский, Цавский, Баргушатский и др.) по мере понижения местности нередко намечается возрастание основности пород в тесной связи с нарастанием интенсивности ассимиляции. В нижних горизонтах магматических камер в условиях высокой температуры при длительном процессе диффузии в загрязненной магме происходило выравнивание состава с образованием довольно однородных гибридных пород. Таковые встречаются в глубоко залегающих эндоконтактах крупных массивов (Кохбский, Базумский и др.).

Явления ассимиляции и гибридизма в разновозрастных интрузивных комплексах проявлены неодинаково. Эти процессы гораздо слабее выражены в предверхнеюрских гранитоидах, чем в подобных породах нижнемелового возраста. Поэтому породы фации эндоконтактов предверхнеюрского интрузивного комплекса представлены обычно плагиогранодиоритами, реже кварц-диоритами, а таковые нижнемелового комплекса—диоритами, кварц-диоритами, редко габбро-диоритами, габбро.

Ассимиляция особенно интенсивно происходила в третичных гранитоидах, в которых наблюдаются исключительно широкие колебания в относительном содержании минералов, что обусловливает возникновение от ультраосновных до кислых и щелочных пород и целого ряда переходных между ними разновидностей. Так, в строении гранитоидных интрузивов Памбако-Базумской группы принимают участие габбро, диориты, кварцевые диориты, сиениты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), тоналиты, гранодиориты, граниты и целый ряд промежуточных типов между ними. Все они относятся к одной фазе внедрения и связаны между собой постепенными взаимопереходами. В умеренно кислых гранитоидах нередко встречаются крупные зонарные плагиоклазы, ядра которых соответствуют битовниту и анортиту [11].

Слагающие интрузивы Баргушатской группы породы характеризуются поразительно большим разнообразием петрографического состава. Среди них установлены оливиниты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, различные габбро, плагиоклазиты, гранодиориты, граниты, граносиениты, кварцевые и бескварцевые монцониты, кварцевые сиениты и щелочные сиениты [48]. Породы лишь одной первой фазы внедрения представлены почти всеми петрографическими типами щелочно-земельного ряда—от ультраосновных вплоть до кислых и щелочных представителей.

Такова картина и в Мегринском плутоне, в котором среди пород монцонитовой фазы внедрения выделяются оливиновые пироксениты, габбро-пироксениты, габбро, габбро-диориты, габбро-сиениты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, кварцевые сиениты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), сиенито-диориты, гранодиориты и щелочные сиениты, характеризующиеся совершенно постепенными взаимопереходами [2, 20, 41, 42, 43]. В плутоне ультраосновные и основные разности часто

приурочены к крупным останцам основных эффузивов и известняков кровли.

Третичный интрузивный комплекс является классическим примером образования самых разнообразных по составу пород путем ассимиляции кислой магмой вмещающих основных вулканогенных и карбонатных отложений. Благодаря усиленным процессам ассимиляции среди резко преобладающей массы гибридизированных гранитоидов нормальные граниты сохранились в виде незначительных по размерам островков. Большая роль ассимиляции в формировании третичного комплекса отмечена многими исследователями [2, 3, 5, 9, 20, 32, 40, 46, 48 и др.].

Возрастание роли ассимиляции в направлении от ранних интрузивных комплексов к более молодым находится в причинной зависимости от амплитуды тектонических движений и температуры исходных кислых магм. Предверхнеюрский интрузивный комплекс сформировался в более спокойной тектонической обстановке, чем нижнемеловой. Внедрение третичных гранитоидов сопряжено во времени с проявлением наиболее мощных орогенических движений, и потому в них процессы гибридизма достигают максимума. Интенсивность перекристаллизации ксенолитов и контактовых изменений боковых отложений нарастает при переходе от ранних интрузивных комплексов к третичному. Следовательно, исходные магмы мезозойских интрузивов обладали меньшим запасом тепловой энергии, чем третичных гранитоидов.

Разновозрастные гранитоидные комплексы формировались по единой схеме. В начале внедрявшиеся породы приобретали более основной состав, которые сменялись умереннокислыми типами и в конце образовались кислые гранитные и плагиогранитные породы вплоть до аляскитов и плагиоаляскитов. Последовательность внедрения интрузивных пород от основных к кислым является всеобщей закономерностью и некоторыми петрографами [28, 29 и др.] объясняется убыванием во времени роли процессов ассимиляции в связи с ослабеванием орогенических движений и понижением температуры исходной кислой магмы. Такое толкование, нам кажется, более вероятным по следующей причине.

В мезозойских комплексах аляскиты и граниты последней фазы, почти лишенные следов гибридизма, возникли после полной консолидации сильно контаминированных гранитоидов в условиях затухания орогенических движений. Бурное развитие ассимиляции происходило в гранитоидах, внедрение которых было сопряжено во времени с максимальным проявлением складчатости, сопровождавшейся сильным раздроблением вмещающих пород, создавшим благоприятные условия для гибридизма. Установлено, что интенсивность контактовых изменений убывает при переходе от ранних фаз к поздним по мере возрастания кислотности гранитоидов. Вокруг интрузивов ранних фаз наблюдается максимальная ширина контактовых оболочек, в которых встречаются и более высокотемпературные минеральные ассоциации. Контактовые изменения поздних инъекций магмы выражены слабо. Так, контактовое воздействие нижнемеловых гранитов на юрские вулканогенные породы

основного состава выражается в их слабой перекристаллизации с образованием незначительного количества роговой обманки и биотита. Контактовые явления особенно слабо проявлены в связи с аляскитовыми гранитами последней фазы предверхнеюрского комплекса. Контактирующие с ними среднебайосские эффузивы не испытывали каких-либо существенных изменений, и даже у непосредственных контактов они полностью сохраняют свои структурные особенности. Это все свидетельствует о том, что магмы ранних фаз обладали большим запасом тепловой энергии, а поздние инъекции—меньшим.

Повышенная основность первых порций магмы, как писали некоторые геологи [24], обусловлена и тем, что они сильно контаминируются во время подъема по глубинным разломам благодаря взаимодействию с окружающими породами. Степень изменения состава ее зависит от тепловой энергии самой магмы, химической контрастности ее с окружающей средой, амплитуды тектонических движений, раздробленности пород в поясе разломов и других факторов. При перемещении магмы по глубинному разлому, в силу наличия благоприятных условий, попавшие в расплав обломки обычно полностью ассимилируются и гомогенизируются, подтверждением чего служит отсутствие в большинстве случаев ксенолитов пород нижних горизонтов земной коры.

Направленность интрузивной деятельности от основных к более кислым, вероятно, объясняется также дифференциацией вещества в магматических источниках и в процессе движения магмы по подводящему каналу. Можно предполагать, что в периоды внедрения магмы значительная часть кальция, магния и железа выносится летучими компонентами в верхние ярусы земной коры и потому первые инъекции магмы оказываются сравнительно основными. С течением времени в магматических очагах происходит понижение содержания этих элементов, в силу чего последние порции магмы становятся более кислыми. Тут нужно учитывать и возможность кинематической дифференциации магматического расплава в самой интрузии и в подводящем канале [34].

В заключение необходимо отметить, что многие стороны проблемы происхождения гранитоидов являются далеко не решенными и ряд выдвинутых здесь положений можно отнести к области предположений. Решение этой сложной проблемы требует проведения дальнейших углубленных исследований.

Ереванский государственный
университет

Поступила 5.11.1965

Ս. Ի. ԲԱԼԱՍԱՆՅԱՆ

ԳՐԱՆԻՏՈՒՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ (ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի օրինակով)

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայկական ՍՍՌ-ի կոնկրետ նյութի հիման վրա ցույց է տրվում, որ գրանիտոիդներն ունեն մագմատիկ ծագում և առաջանում են երկրի խորքում պարբերաբար գոյացող մագմատիկ օջախներից։

Երիտասարդ ինտրուզիվ կոմպլեքսների օրինակով ժխտվում է տրանսֆորմիստների ենթադրությունը գրանիտների մետասոմատիկ ծագման մասին։

Գրանիտիզացիան դիտվում է որպես ինտրուզիվ մագմատիզմի դրսևորման ձևերից մեկը, որի դերը խիստ կերպով ընկնում է հնադույնից դեպի ավելի երիտասարդ ժամանակները։

Գրանիտոիդների ձևավորման պրոցեսում կրիստալիզացիոն դիֆերենցիացիան խաղում է փոքր դեր։

Մեկ գեոսինկլինալային ցիկլի ընթացքում կախված տեկտոնական շարժումների բնույթից թթու մագման ի հայտ է գալիս 3 անգամ՝ մինչ ծալքավորումը, ծալքավորման ընթացքում և նրանից հետո։ Սակայն թթու մագման մաքսիմալ քանակությամբ ներխուժում է գեոսինկլինալային զարգացման 2-րդ էտապում։

Մի շարք երկրաբանական և պետրոգրաֆիական տվյալներ խոսում են տվյալ գեոսինկլինալային ցիկլի ընթացքում ձևավորված գրանիտոիդների, թթու կազմի էֆուզիվների և նրանց սուբհրաբխային անալոգների ծագման ընդհանրության մասին։

Մագմատիկ առաջացումների պետրոգեննզիսի մեջ ասիմիլյացիայի և հիբրիդիզմի երևույթները խաղում են խոշոր դեր։ Գրանիտոիդների ասիմիլյացիոն ծագման օգտին բերվում են բազմաթիվ կոնկրետ փաստեր։ Բոլոր տվյալները հաստատում են, որ գրանիտոիդներն առաջանում են թթու մագմայի ինտենսիվ ասիմիլյացիայի և հիբրիտիզմի հետևանքով։

Հայաստանի բոլոր հասակի գրանիտոիդային կոմպլեքսների համար սկզբնականը հանդիսանում է թթու մագման, որը կողային հրաբխածին-նստվածքային ապարների ասիմիլյացիայի շնորհիվ փոխարկվում է տարբեր կազմի (ընդհուպ մինչև հիմքային և ուլտրահիմքային) կոնտամինացիոն հալոցքների։

Ասիմիլյացիոն պրոցեսների ընթացքը գտնվում է պատճառական կախվածության մեջ տեկտոնական շարժումների բնույթից և ինտենսիվությունից, սկզբնական մագմայի ջերմային էներգիայի պաշարից, միջավայրի թերմոդինամիկ պայմաններից, մագմայի բյուրեղացման խորությունից և այլն։ Այս գործոններից սերտ կերպով կախված ասիմիլյացիայի և հիբրիտիզմի երևույթները միատեսակ չեն արտահայտված տարբեր հասակի ինտրուզիվ կոմպլեքսներում, ինչպես նաև միևնույն կոմպլեքսի տարբեր ֆազի ապառներում։

Բոլոր երկրաբանական ժամանակների ինտրուզիվ մագմատիզմը կրում է բազմաֆազային բնույթ և ունի միատեսակ ուղղվածություն՝ պրոգրեսիվ կերպով աճում է ապարների թթվության և ալկալիության աստիճանը հնից դեպի երիտասարդ ֆազաները։ Ինտրուզիվ գործունեության այդպիսի ուղղվածությունը բացատրվում է գլխավորապես ասիմիլյացիոն պրոցեսների դերի պա-

կասեցմամբ ժամանակի ընթացքում։ Ճիշտ հակառակ պատկերը նկատվում է հնից դեպի նոր գրանիտոիդային կոմպլեքսների անցման դեպքում։

Առանձին գրանիտոիդային կոմպլեքսների նյութական կազմի նշված էվոլյուցիան հավանաբար բացատրվում է նաև գազային և կինեմատիկ դիֆերենցիացիայով ինչպես մագմատիկ օջախներում, այնպես էլ մագմայի դեպի երկրի կեղևի վերին հորիզոնները շարժման պրոցեսում։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абдуллаев Р. Н.** Мезозойские вулканические формации Азербайджана. Пробл. вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
2. **Адамян А. И.** Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1955.
3. **Азизбеков Ш. А.** Конгуро-Алангезская полифазная интрузия. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН АзССР, 1952.
4. **Аракелян Р. А.** Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изд. АН Арм. ССР, № 5—6, 1957.
5. **Арапов Ю. А.** К петрографии сиенито-диоритов в районе г. Каладаш. Изв. АН Арм ССР, № 5—6, 1944.
6. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
7. **Афанасьев Г. Д.** Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
8. **Афанасьев Г. Д.** Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. Изд. АН СССР. 1955.
9. **Багдасарян Г. П.** О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 8, 1950.
10. **Баласанян С. И.** К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. Изв. АН Арм. ССР, № 3, 1955.
11. **Баласанян С. И.** Строение Геджалинского гранитоидного интрузива северной Армении. Тр. ЕрГу, вып. 2, 1955.
12. **Баласанян С. И.** Характеристика химического состава разновозрастных интрузивных комплексов Армении. Тр. ЕрГу, т. 75, вып. 4, 1961.
13. **Баласанян С. И.** Цавский интрузив. Ученые записки ЕрГу, т. 84, вып. 1, 1963.
14. **Баласанян С. И.** Предверхнеюрский интрузивный комплекс Сомхето-Кафанской зоны. Изв. АН Арм. ССР, № 4—5, 1963.
15. **Баласанян С. И.** Корреляция химизма магматических пород разных фаций Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 1, 1963.
16. **Баласанян С. И.** Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕрГу. 1963.
17. **Белянкин Д. С.** К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
18. **Вартапетян Б. С.** Закономерность в распределении медного оруденения на территории Армянской ССР. Тез. докл. научн. сессии ЕрГу, изд. ЕрГу, 1957.
19. **Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР. 1959.
20. **Грушевой В. Г.** Интрузивные породы юго-восточной части Арм. ССР и восточной части НахАССР. Интрузивы Закавказья. Тр. ГрузГУ, вып. 2, 1941.
21. **Дзоценидзе Г. С.** Юрский вулканизм Закавказья. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
22. **Заварицкий А. Н.** Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
23. **Заридзе Г. М.** К проблеме генезиса гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.
24. **Исамухамедов И. М.** Роль ассимиляционных процессов в петрогенезисе. Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН УзбССР, 1958.
25. **Казарян Г. А.** Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореферат канд. дисс., 1962.

26. **Кашкай М. А.** О палеовулканических процессах в Азербайджане и формирование в связи с ними полезных ископаемых. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
27. **Керимов Г. И.** К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузии. Изв. АН АзССР, № 7, 1955.
28. **Коптев-Дворников В. С.** К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере центр. Казахстана). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
29. **Коптев-Дворников В. С.** Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
30. **Коптев-Дворников В. С.** О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формации малых глубин. Советская геология, № 1, 1961.
31. **Котляр В. Н.** Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1945.
32. **Котляр В. Н.** Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
33. **Котляр В. Н., Фаворская М. А.** О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. Проблемы вулканизма. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
34. **Кропоткин П. Н.** Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитовой магмы. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
35. **Кузнецов Е. А.** Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.
36. **Кузнецов Ю. А.** Происхождение магматических пород. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
37. **Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Петрография. Госгеолиздат, 1940.
38. **Лодочников В. Н.** Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. Зап. Всер. мин. общ., № 2, 1939.
39. **Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.** Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Вопросы магматизма и металлогении СССР. Изд. АН Узб. ССР, 1958.
40. **Малхасян Э. Г.** Петрография интрузивных пород Даралагяза. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
41. **Меликсетян Б. М.** Некоторые минерлого-геохимические особенности Мегринского плутона. Тр. I Закав. конф. молодых научн. сотруд., 1959.
42. **Мкртчян С. С.** Зангезурская рудоносная область Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
43. **Мовсесян С. А.** Интрузия центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ней полезные ископаемые. Изв. Арм. фил. АН СССР, № 2, 1941.
44. **Паффенгольц К. Н.** Состояние петрографической изученности СССР и задачи петрографии в свете требований геологической службы. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
45. **Петров В. П.** Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1964.
46. **Соловкин А. Н.** Кислые интрузии юго-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография). Изд. АН Аз. ССР, 1952.
47. **Татевосян Т. Ш.** Условия образования щелочных сиенитов Баргушатского хребта. Изв. АН Арм. ССР, № 5, 1960.
48. **Татевосян Т. Ш.** Геолого-структурное положение и петрографические особенности гранитоидных интрузивов Баргушатского хребта. Ученые записки ЕрГу, т. 84, вып. 1, 1963.
49. **Устиев Е. К.** Проблемы вулканизма-плутонизма. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ПЕТРОГРАФИЯ

С. А. ПАЛАНДЖЯН

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР

Введение

Гетерогенность ультраосновных пород в настоящее время принимается большинством исследователей, что, в частности, нашло свое выражение в сводной работе Ю. А. Кузнецова [4] по магматическим формациям. Наряду с геологическими данными (приуроченность ультраосновных пород к определенным этапам развития геосинклинали, пространственная связь с определенными типами вмещающих пород) важная роль при выделении двух главных типов ультраосновных пород—продуктов первичной ультраосновной и дифференциатов габбровой магмы—придается также их химическому составу. За последние 30 лет выработаны петрохимические критерии для обеих указанных групп ультраосновных пород, среди которых наиболее важными являются магнезиальность и нормативный минеральный состав. Работа Г. Хесса [16] явилась началом детального изучения петрохимии гипербазитов; в дальнейшем Н. Д. Соболевым [11, 12] был разработан графический метод изображения составов ультраосновных пород. Возможность определения первичных минеральных составов серпентинизированных пород позволяет использовать для петрохимических построений многочисленные анализы серпентинитов. Метод Н. Д. Соболева получил широкое распространение и используется рядом исследователей [10, 15, 7, 13 и др.].

Уже Г. Хессом были показаны различия в магнезиальности ультраосновных пород—производных гипербазитовой и габброидной магм. Многочисленные исследования петрохимических особенностей ультраосновных пород различных районов Советского Союза подтвердили их гетерогенность; в настоящее время многие исследователи выделяют две генетические группы ультраосновных пород в пределах Большого Кавказа, Урала, Алтае-Саянской складчатой области, Украинского кристаллического массива и других областей. Сводка по этому вопросу имеется в работе Н. Д. Соболева [12].

Геологическое положение ультраосновных пород Армянской ССР*

На территории Армянской ССР ультраосновные породы имеют наибольшее распространение по северо-восточному побережью оз. Севан. Здесь они входят в состав ряда крупных и средней величины массивов [1]: Каранман-Зодского, Кясаманского, Шишканского, Джиль-Сатанахачского, Шоржинского. Продолжением этого пояса к западу являются выходы ультраосновных пород в Степанаванском и Амасийском районах. Другая самостоятельная группа выходов расположена в Вединском районе; здесь ультраосновные породы слагают небольшие тела. В строении массивов принимают участие также габброидные породы, причем в разных массивах их площадное развитие неодинаково; в наиболее крупном Каранман-Зодском массиве гипербазиты значительно преобладают. В ряде работ был показан досенонский возраст большинства массивов северо-восточного побережья оз. Севан: Каранман-Зодского, Кясаманского (Татевосян, Меликян и Саркисян, Паланджян), Джиль-Сатанахачского (Арутюнян, Книппер и Костанян). К. Н. Паффенгольц [9] придерживается мнения о верхнеэоценовом возрасте ультраосновных пород. Это же представление разделяет С. Б. Абовян [1].

Геологические наблюдения в юго-восточной части Севанского хребта позволяют выделить две группы ультраосновных пород:

1. Ультраосновные породы, предшествующие внедрению габброидов, представленные серпентинитами, гарцбургитами с резко подчиненными количествами дунитов, лерцолитов и верлитов, содержащие также небольшие шлировидные тела пироксенитов (преимущественно бронзититов). Эти породы имеют широкое распространение и слагают крупные массивы.

2. Небольшие тела жильной и неправильной формы, секущие габбро и наиболее поздние лейкократовые габбро; представлены они пироксенитами (вебстеритами и диаллагитами) и верлитами. Характерна тесная пространственная связь верлитов с лейкократовыми габбро. Эта группа ультраосновных пород не играет заметной роли в строении интрузивных массивов.

Аналогичные взаимоотношения между пироксенитами (вебстеритами и диаллагитами) и габбро указываются С. Б. Абовяном и для других массивов. На основании геологических наблюдений догаббровые ультраосновные породы, пространственно тесно связанные с досенонской вулканогенно-осадочной толщей, рассматриваются автором как самостоятельный гипербазитовый комплекс, а верлиты и пироксениты, близкие по возрасту габбровым породам — как продукты дифференциации габбровой магмы и объединяются вместе с различными габбро и плагиогранитами в габброидный интрузивный комплекс.

---

* В статье рассматриваются ультраосновные породы офиолитовой формации.

Петрохимические особенности ультраосновных пород

Специальные исследования по обсуждаемому вопросу в литературе по ультраосновным породам Армянской ССР отсутствуют. В разделе книги С. Б. Абовяна [1], посвященном химическим особенностям ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья оз. Севан, проводится сравнение этих пород с таковыми из Урала и Азербайджанской ССР, однако не делаются какие-либо петрогенетические выводы. Все предыдущие исследователи, касающиеся в своих работах вопроса о происхождении ультраосновных пород Армянской ССР, приходят к выводу о единой магме, дифференциация которой привела к образованию ультраосновных и основных интрузивных пород [2, 9, 1 и др.]. Характер исходной магмы различными исследователями толкуется по-разному. Согласно большинству авторов, первоначальная магма была основного состава; по Т. Ш. Татевосяну, А. Л. Книппер и Ю. А. Костаняну [3], имело место внедрение перидотитовой магмы.

Для петрохимической характеристики указанных двух групп ультраосновных пород нами использовано 72 химических анализа. Анализы ультраосновных пород Армянской ССР, большинство которых собрано в сборнике «Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР» (Изд. АН Арм. ССР, 1962), имеются в печатных работах [5, 2, 9, 14, 1, 3], а также в рукописных работах С. Б. Абовяна, Ш. О. Амиряна, Ю. А. Арапова, Л. С. Меликяна, Г. О. Пиджяна, Г. А. Саркисяна, Т. Ш. Татевосяна. Кроме того, в нашем распоряжении имеется 14 неопубликованных анализов ультраосновных пород Карайман-Зодского и Кясаманского массивов, приведенных в таблице.

Распределение анализов по отдельным районам крайне неравномерное. Большинство анализов (59) относится к ультраосновным породам северо-восточного побережья оз. Севан, 7 анализов имеются для Амасийских пород и по три анализа для ультраосновных пород Степанаванского и Вединского районов. Естественно, что выводы, вытекающие из рассмотрения имеющихся анализов, справедливы прежде всего для ультраосновных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Однако для анализов, относящихся к остальным группам выходов, не наблюдалось каких-либо отклонений от выявленных закономерностей; поэтому в дальнейшем мы не указываем на принадлежность отдельных анализов к конкретным интрузивам.

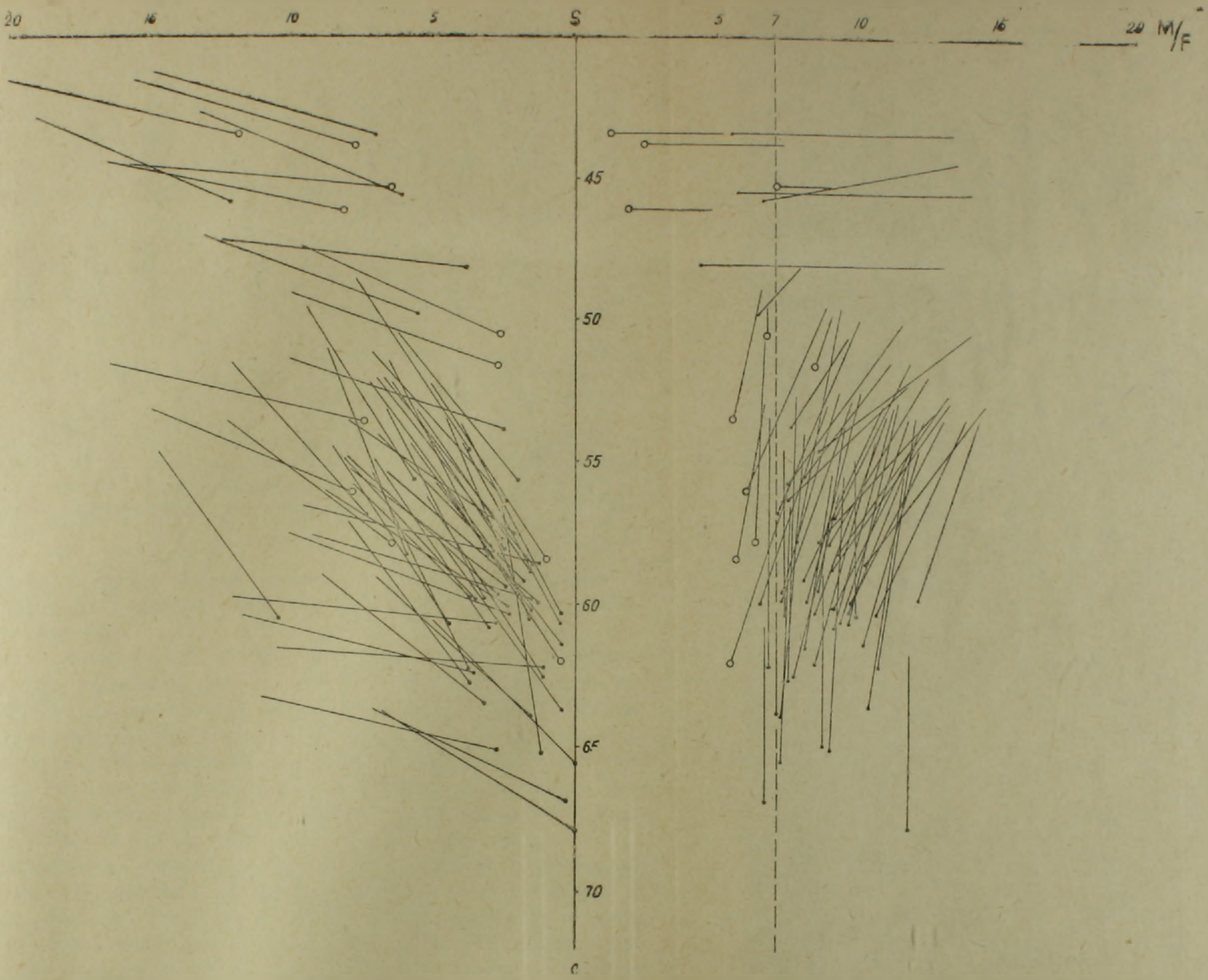
При рассмотрении диаграммы (фиг. 1) становятся очевидными различия в химическом составе двух генетических групп ультраосновных пород. Наиболее характерные петрохимические особенности ультраосновных пород гипербазитового комплекса следующие:

1. Большинство анализов относится к перидотитам гарцбургитового состава (слабо наклонные длинные векторы в правом поле диаграммы). Дуниты (вертикальные длинные векторы) имеют незначительное распространение, так же как и верлиты, лерцолиты и пироксениты ультраосновной магмы; векторы пироксенитов расположены в верхней ча-

Таблица 1

Химические анализы ультраосновных пород юго-восточной части Севанского хребта

№№ п.п.	№№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	NiO	CoO	K_2O	Na_2O	$S_{общ.}$	H_2O	п.п.п.	Сумма
1	543	40,54	0,08	2,57	0,16	3,34	5,13	0,31	40,01	0,12	0,49	0,025	0,03	0,08	0,26	0,43	7,23	100,805
2	91	37,62	0,07	3,07	0,23	4,73	3,52	2,25	36,63	0,07	0,30	нет	0,10	0,10	0,08	0,19	12,01	100,97
3	161	37,78	сл.	2,77	0,27	4,48	2,76	1,13	37,87	0,07	0,20	не опр.	сл.	0,013	не опр.	0,45	12,25	100,043
4	311	37,31	0,11	6,34	0,19	6,23	2,73	0,39	33,46	0,12	0,32	0,025	0,02	0,06	0,36	0,34	11,65	99,655
5	518	37,37	0,08	4,08	0,11	6,44	1,12	0,15	37,33	0,11	0,38	0,025	0,01	0,09	0,30	0,70	12,14	100,435
6	761	37,31	0,04	2,53	0,15	6,36	1,60	0,15	38,78	0,10	0,32	нет	0,01	0,05	0,26	0,48	11,96	100,10
7	926	46,87	0,11	4,56	0,47	2,57	3,52	16,28	21,80	нет	нет	нет	нет	0,30	0,06	0,17	4,21	100,92
8	937	45,42	сл.	1,88	0,33	2,63	3,48	11,56	26,55	0,42	сл.	сл.	0,12	0,03	не опр.	0,97	6,59	99,98
9	136	48,97	0,13	2,18	0,32	2,16	2,73	18,64	21,95	0,08	нет	нет	0,35	0,17	0,30	0,13	2,65	100,76
10	837	36,44	0,07	6,47	0,10	4,75	5,45	1,75	33,66	0,11	0,22	нет	нет	нет	0,27	0,16	11,52	100,97
11	845	42,00	сл.	0,86	0,32	7,92	2,34	8,23	29,86	0,10	0,05	не опр.	0,002	0,065	не опр.	0,22	7,65	99,617
12	875	35,94	сл.	5,32	0,31	5,98	3,62	5,39	32,45	0,10	0,02	не опр.	0,002	0,018	не опр.	0,52	9,97	99,64
13	1004	39,85	сл.	6,30	0,15	3,05	6,10	9,94	27,10	сл.	0,05	не опр	0,002	0,18	не опр.	0,25	6,60	99,572
14	1016	38,81	сл.	0,12	0,50	9,33	2,55	4,75	33,72	0,10	0,02	не опр.	сл.	0,032	не опр.	0,65	9,53	100,112



Фиг. 1. Диаграмма химического состава ультраосновных пород Армянской ССР по методу Н. Д. Соболева (точки—гипербазитовый комплекс, кружки—ультраосновные породы габброидного комплекса).

Параметры по Н. Д. Соболеву

№№ п.п.	№№ обр.	2c	s	b	x	y	z	h	M/F
1	543	2,8	36,9	60,3	1,1	26,1	72,8	22.8	8,4
2	91	3,7	36,6	59,7	9,7	17,8	72,5	37,1	8,1
3	161	3,4	36,8	59,8	4,9	22,8	72,3	51,0	9,7
4	311	7,3	35,9	56,8	1,7	30,2	68,1	54.1	7,1
5	518	4,9	36,9	58,2	0,7	31,7	67,6	72,8	9,2
6	761	3,0	36,2	60,8	0,7	23,3	76,0	60,6	9,0
7	926	5,5	44,8	49,7	70,3	13,8	15,9	24,3	6,7
8	937	2,5	43,7	53,8	48,2	20,1	31,7	24,6	7,6
9	136	2,7	45,7	51,6	76,9	5,5	17,6	25,2	8,4
10	837	7,8	36,2	56,0	8,0	28,0	64,0	29,2	6,0
11	845	1,0	40,6	58,4	34,6	11,5	53,9	60,6	5,6
12	875	6,4	35,8	57,8	24,5	4,1	71,4	43,2	6,3
13	1004	7,4	39,1	53,5	44,2	10,0	45,8	18,3	5,5
14	1006	0,5	37,5	62,0	11,6	21,4	62,0	62,0	5,4

Ультраосновные породы гипербазитового комплекса: 543 — гарцбургит, Карапман-Зодский массив; 91 и 161—серпентиниты, Джанахмедский перевал; 311—серпентинит, Кясаманский массив; 518 и 761—серпентиниты, Карапман-Зодский массив; 926 и 937—пироксениты, Карапман-Зодский массив.

Ультраосновные породы габброидного комплекса; 136—пироксенит, Карапман-Зодский массив; 837, 845, 875 и 1016—серпентинизированные перидотиты, Кясаманский массив; 1004—серпентинизированный перидотит, истоки р. Шамхор.

Анализы произведены в химических лабораториях ИГН АН Арм. ССР и Госгеолкомитета Арм. ССР.

сти диаграммы, горизонтальное или близкое к нему расположение и значительная длина векторов говорит о богатстве пироксенитов ромбическим пироксеном.

2. Кучное расположение фигуративных точек перидотитов и дунитов в правом поле диаграммы говорит о слабой дифференцированности исходной ультраосновной магмы. В пользу такого вывода свидетельствует также незначительный разброс величины b для перидотитов и дунитов: она колеблется в пределах от 55 до 68, причем наиболее часто встречаются значения b, близкие к 60 (65% всех случаев). Пироксениты ультраосновной магмы характеризуются меньшими значениями b—от 44 до 54 и соответственно располагаются в верхней части диаграммы.

3. Обращает на себя внимание высокая степень серпентинизации большинства перидотитов и дунитов (значительный наклон векторов в левом поле диаграммы*). Пологие векторы, характерные для свежих ультраосновных пород, оказываются в меньшинстве. Пироксениты серпентинизированы незначительно, что является результатом небольшого содержания в них оливина.

---

* В отличие от предложенного Н. Д. Соболевым способа при построении вектора в левой половине поля в вертикальном направлении нами откладывалось молекулярное количество Fe_2O_3, а в горизонтальном— FeO. При таком построении получается соответствие между крутизной векторов в обеих половинах поля, выражающей зависимость степени серпентинизированности от содержания оливина в породе.

4. Величины характеристики 2c распределены в гарцбургитах и дунитах более или менее равномерно, что свидетельствует в пользу одинакового содержания хромшпинелидов в этих породах. Для лерцолитов и верлитов величина 2c ниже. Поэтому значительные скопления хромита можно ожидать именно в дунитах и гарцбургитах. С другой стороны, пироксениты не могут содержать месторождений хромита, однако не только по причине незначительной их распространенности [12], а в связи с тем, что большая часть алюминия в них связана с пироксенами, что резко искажает характеристику 2c, которая, по Н. Д. Соболеву, должна выражать количество виртуального хромшпинелида. В действительности содержание его в пироксенитах незначительное.

5. Величина коэффициента M/F, выражающего магнезиальность пород, для перидотитов и дунитов практически не опускается ниже семи: наиболее часто встречаются значения, близкие к девяти. Заметного разброса и здесь не наблюдается, что также свидетельствует в пользу незначительной дифференцированности исходной магмы. Кривая распределения различных величин M/F для ультраосновных пород гипербазитового комплекса (фиг. 2) обладает резким максимумом при значении M/F, равном девяти. В пироксенитах ультраосновной магмы величина M/F опускается до четырех.

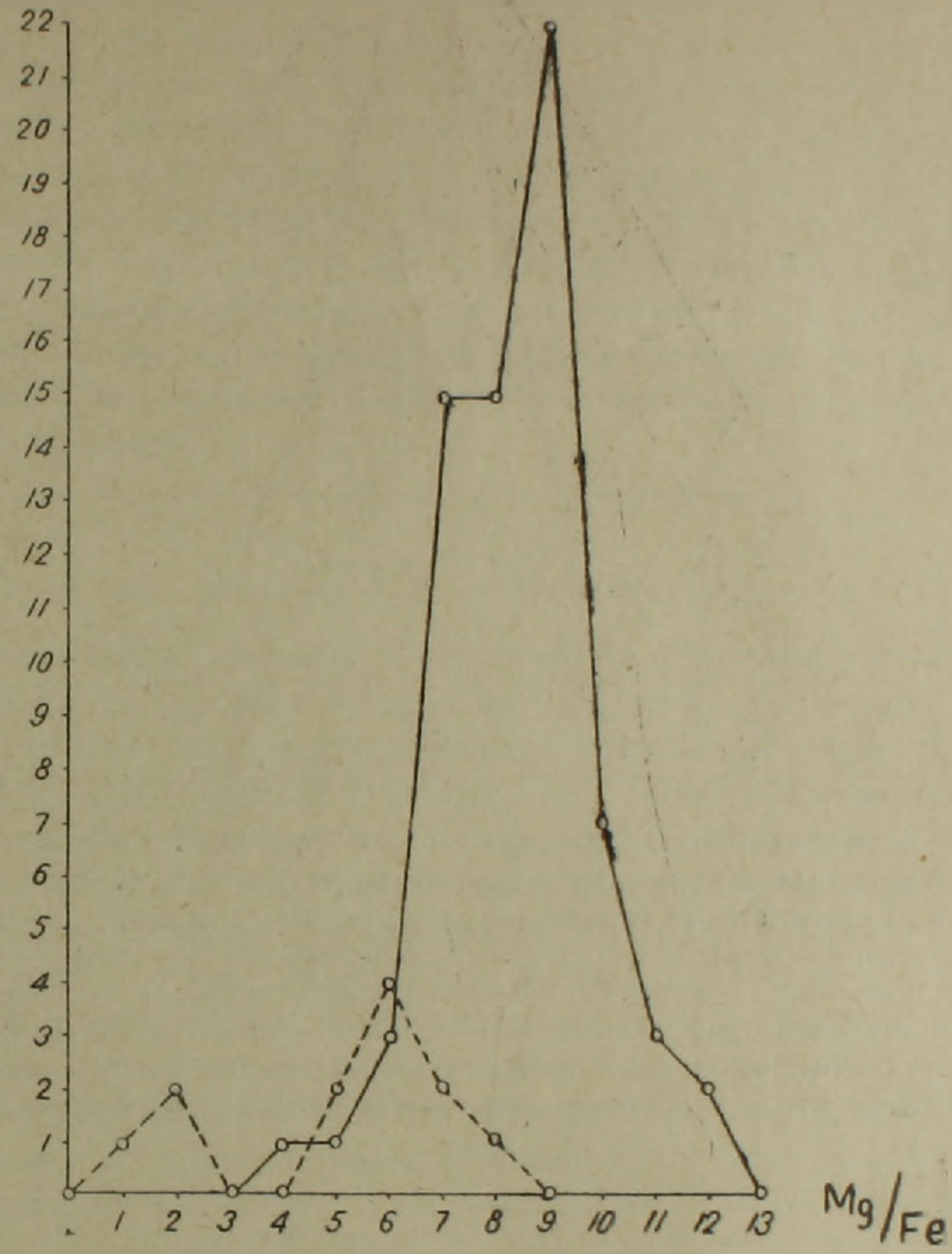
Несмотря на небольшое число анализов ультраосновных пород габброидного комплекса (12), наблюдаются совершенно определенные петрохимические различия их от ультрабазитов первой группы. Это, прежде всего, пониженная магнезиальность (коэффициент M/F варьирует от 1 до 8), средняя величина которой равна пяти, и богатство моноклинным пироксеном (укороченные векторы в первом поле диаграммы).

Различия в нормативном минеральном составе двух групп ультраосновных пород отчетливо видны на классификационной диаграмме И. А. Малахова [6], на которую нанесены результаты пересчета всех анализов (фиг. 3). Большинство анализов ультраосновных пород гипербазитового комплекса располагаются в поле гарцбургитов и оливиновых гарцбургитов. Анализы дунитов, лерцолитов и верлитов немногочисленны; обращает на себя внимание богатство верлитов оливином (все точки их анализов располагаются в поле оливиновых верлитов). Пироксениты ультраосновной магмы попадают преимущественно в поля энстатититов и оливиновых энстатититов.

Распределение породообразующих минералов в ультраосновных породах гипербазитового комплекса наглядно иллюстрируется кривыми частоты встречаемости различных содержаний оливина, ромбического и моноклинного пироксенов (фиг. 4). Наиболее распространены породы, содержащие 60—75% оливина, 15—40% ромбического пироксена и 0—10% диопсида, т. е. отвечающие по составу гарцбургитам. Отсутствие пород с содержанием ромбического пироксена около 10% определенно указывает на границу между дунитами и оливиновыми гарцбургитами.

Ультраосновные породы габброидного комплекса характеризуются значительным разбросом точек в треугольнике (фиг. 3). Пироксениты

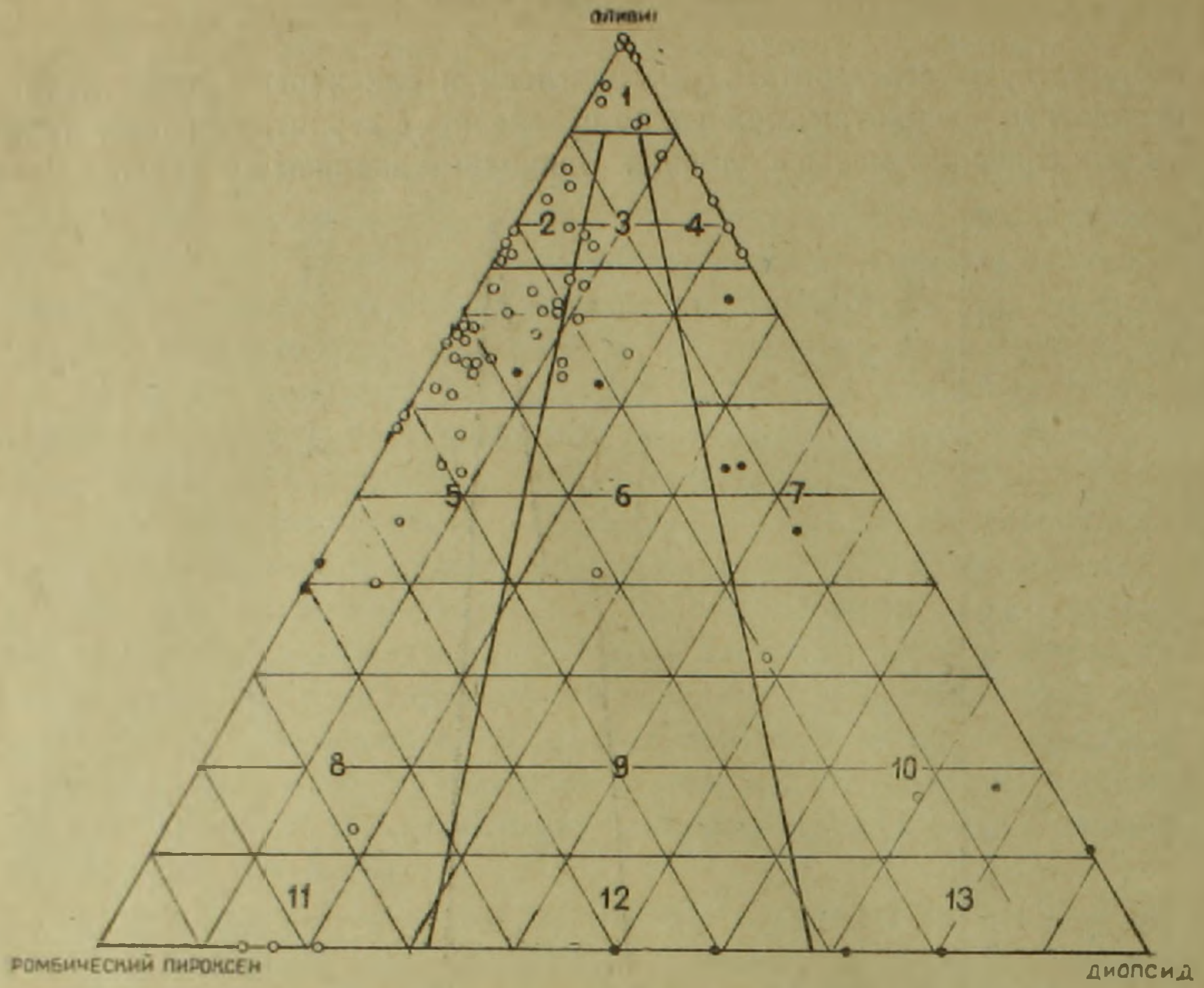
соответствуют вебстеритам, диаллагитам и оливиновым диаллагитам, перидотиты—верлитам, причем по сравнению с верлитами первой группы они содержат меньше оливина. Единичные анализы попадают в поля



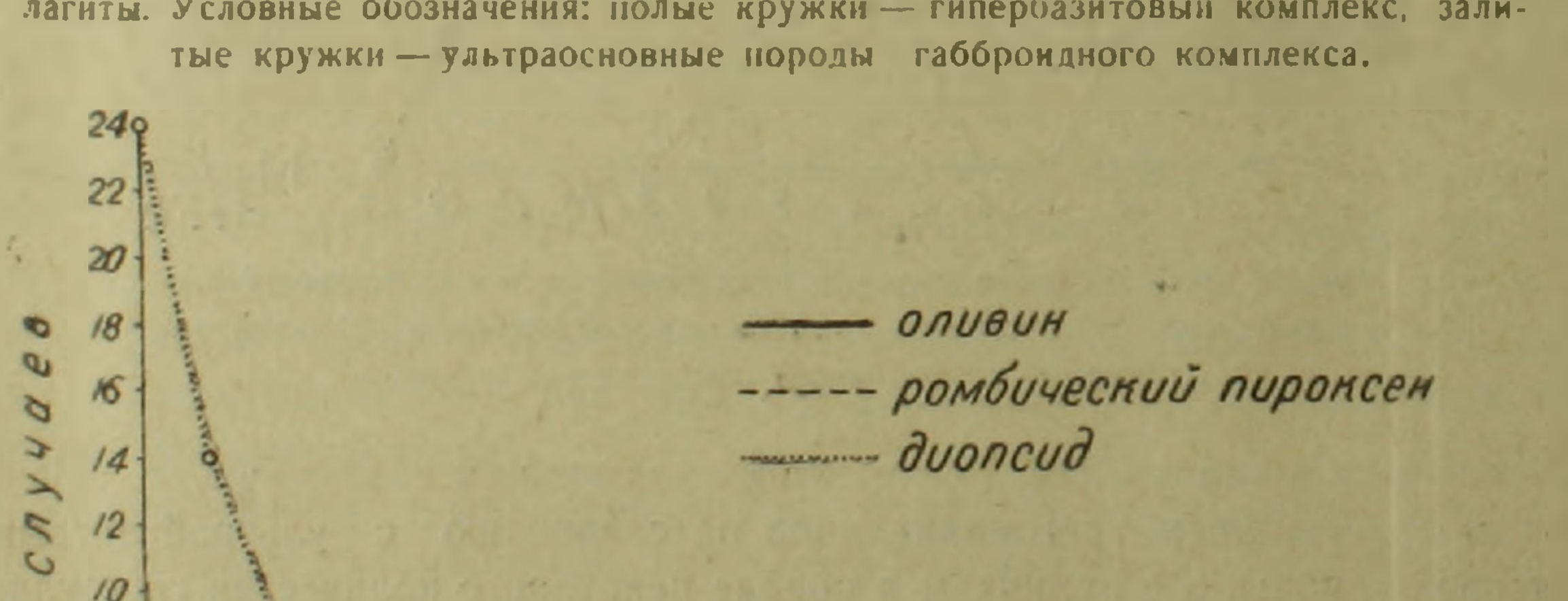
Фиг. 2. Распределение величин отношения M/F в ультраосновных породах; сплошная линия — гипербазитовый комплекс (69 анализов), пунктир — габброидный комплекс (12 анализов).

лерцолита и гарбургита. Богатство их алюминием связано не с бо́льшим содержанием хромшпинелидов по сравнению с ультрабазитами первой группы, а с наличием в породе некоторого количества гроссуляра, замещающего моноклинный пироксен.

Таким образом, поведение главных породообразующих элементов (Mg, Fe, Ca) указывает на определенные петрохимические различия двух групп ультраосновных пород. Для обеих групп пород характерно незначительное содержание щелочей, особенно калия. В гарцбургитах и дунитах содержание K_2O не превышает 0,1%, составляя обычно сотые доли процента, а во многих анализах калий не обнаружен химически. Низкие содержания щелочей характерны и для верлитов габброидного



Фиг. 3. Классификационная диаграмма ультрабазитов по И. А. Малахову (1963), с нанесением анализов ультраосновных пород Армянской ССР. Отдельные поля диаграммы соответствуют следующим типам пород:— 1 дуниты; 2— оливиновые гарцбургиты; 3— оливиновые лерцолиты; 4— оливиновые верлиты; 5— гарцбургиты; 6— лерцолиты; 7— верлиты; 8 — оливиновые энстатититы; 9— оливиновые вебстериты; 10—оливиновые диаллагиты; 11—энстатититы; 12—вебстериты; 13—диаллагиты. Условные обозначения: полые кружки — гипербазитовый комплекс, залитые кружки — ультраосновные породы габброидного комплекса.



Фиг. 4. Характер распределения нормативных породообразующих минералов в ультраосновных породах гипербазитового комплекса

комплекса; пироксениты этой группы содержат сравнительно больше щелочей, особенно натрия. В среднем во второй группе ультраосновных пород щелочей относительно больше, однако все они остаются в разряде щелочноземельных пород (низкие значения щелочного модуля).

В гарцбургитах и апогарцбургитовых серпентинитах наблюдаются незначительные содержания глинозема: среднее содержание Al_2O_3 составляет 1,65%; перидотиты габброидного комплекса гораздо богаче алюминием, однако распределение его неравномерно. Наконец, для всех перидотитов и дунитов характерно почти полное отсутствие титана. Для ультраосновных пород первой группы среднее содержание TiO_2 составляет 0,03%; такие же незначительные количества титана наблюдаются и в верлитах габброидного комплекса. Пироксениты этой группы гораздо богаче титаном; здесь содержание TiO_2 в отдельных анализах достигает одного процента.

Заключение

Петрохимические особенности гипербазитов (преимущественно гарцбургитовый состав, высокая магнезиальность, слабая степень дифференциации, низкие содержания алюминия и кальция) позволяют рассматривать их как продукты кристаллизации первичной перидотитовой магмы, обладавшей гарцбургитовым составом (гипермагбазиты по Н. Д. Соболеву). Небольшие тела пироксенитов и верлитов, пространственно тесно связанные с габбро и секущие их, являются дифференциатами габбровой магмы, о чем свидетельствуют петрохимические отличия от гипербазитов гарцбургитового комплекса (пониженная магнезиальность, богатство кальцием и алюминием), а также их геологическое положение.

Наблюдается близость химизма гипербазитов Армянской ССР и других районов Советского Союза (Кавказ, Урал, Алтай-Саянская область, Казахстан), изученных Н. Д. Соболевым [11], И. А. Малаховым [6], Г. В. Пинусом и др. [10], Н. П. Михайловым [7] и многими другими исследователями. Такая близость химизма гипербазитов еще раз свидетельствует о выдержанности их состава в различных складчатых поясах, независимо от возраста, и о специфичности состава исходной гарцбургитовой магмы.

Вместе с тем следует отметить, что значения коэффициента M/F для отдельных пород, больше семи, еще не могут быть основанием для отнесения этих пород к гипербазитовой формации, так как для бронзититов, несомненно связанных с гарцбургитовой магмой, магнезиальность опускается до четырех, а в некоторых диаллагитах, секущих габбро и генетически связанных с основной магмой, значения коэффициента M/F достигают восьми. Только обработка большого числа анализов может дать удовлетворительные данные о магнезиальности пород, причем основанием отнесения ультраосновных пород к различным генетическим группам должно быть прежде всего их геологическое положение.

Характеристика 2с, приблизительно верно отражающая количество нормативного хромшпинелида для дунитов и гарцбургитов, не имеет реального значения для пироксенитов и перидотитов, богатых моноклинным пироксеном. В связи с этим следует выработать «норму» алюминия, связывающегося с хромом для образования хромшпинелида. Полученная таким образом характеристика 2с будет правильнее отражать содержание в породе хромшпинелида, которое имеет определенное значение для оценки возможной рудоносности отдельных интрузивов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18.VI.1965.

Ս. Ա. ՓԱԼԱՆՋՅԱՆ

ՈՐՈՇ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍԱՌ ՈՒԼՏՐԱՀԻՄՔԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Պետրոքիմիական առանձնահատկությունների ուսումնասիրությունը, ինչպես նաև երկրաբանական դիրքը և հասակային փոխհարաբերությունները, թույլ են տալիս առանձնացնել ուլտրահիմքային ապարների երկու խումբ, որոնք ունեն տարբեր ծագում.

ա) գաբրոիդներից առաջ ներդրված ուլտրահիմքային ապարներ՝ հարցբուրգիտներ, դունիտներ և այլն, որոնց համար բնորոշ են մագնեզիում-երկաթային բարձր հարաբերությունը, կալցիումի և ալյումինիումի չնչին պարունակությունը։ Ապարների այս խումբը ուլտրահիմքային մագմայի ներդրման արդյունք է.

բ) գաբրոիդների հետ սերտորեն կապված և նրանց հատող վերլիտների և պիրոքսենիտների խումբը, որոնց համար բնորոշ են մագնեզիում-երկաթային հարաբերության 7-ից ցածր լինելը, կալցիումի և ալյումինիումի ավելի բարձր պարունակությունը։ Ուլտրահիմքային ապարների այս խումբը առաջացել է հիմքային մագմայի դիֆերենցիացիայի հետևանքով։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абовян С. Б.** Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
2. **Гинзберг А. С.** Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз. Севан. Сб. «Бассейн озера Севан (Гокча)», т. I. Изд. АН СССР, 1929.
3. **Книппер А. Л., Костанян Ю. Л.** Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.
4. **Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
5. **Лебедев П. И.** Петрографический очерк Шоржинского месторождения хромистого железняка (оз. Гокча, Армения). Изв. Ленингр. политехн. инст., 1928.
6. **Малахов И. А.** Петрохимия гипербазитов Урала. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1, Свердловск, 1963.
7. **Михайлов Н. П.** Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80, Ленинград, 1962.

8. **Паланджян С. А.** К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, 1965, № 1.
9. **Паффенгольц К. Н.** Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
10. **Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
11. **Соболев Н. Д.** Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат. 1952.
12. **Соболев Н. Д.** К петрохимии ультраосновных горных пород. Геохимия. № 8, 1959.
13. **Танатар-Бараш З. И., Ильвицкий М. М., Романенко Г. Н.** К петрохимии ультраосновных пород Украинского кристаллического массива. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 7.
14. **Татевосян Т. Ш.** К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
15. **Эдельштейн И. И.** Петрология и геохимия гипербазитов Урало-Тобольского района на Южном Урале. Уч. зап. Саратовск. госуниверсит., вып. геологич., т. 67, 1961.
16. **Hess H. H.** A primary peridotite magma. Amer. J. Sci., vol. 35, № 209, 1938.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ПЕТРОГРАФИЯ

Р. Л. МЕЛКОНЯН

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ЭФФУЗИВНОГО И ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА

(на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района)

Вопросам взаимоотношения эффузивного и интрузивного магматизма, а также связи магматизма с тектоникой, в последнее время уделяется большое внимание, так как решение этих вопросов имеет не только теоретическое, но и прикладное значение. В связи с этим, определенный интерес представляет более конкретное рассмотрение указанных вопросов на территории Алавердского рудного района, учитывая, что ряд исследователей [4, 5, 6, 7, 13 и др.] в своих работах, в той или иной степени затрагивают различные аспекты этих вопросов.

Одни исследователи [7, 11 и др.] четко разграничивают магматические источники эффузивных и интрузивных образований, другие [13]—все магматические образования считают комагматичными и связывают с исходной базальтовой магмой, третьи [5, 6]—не касаясь вопросов состава исходного расплава, отмечают комагматичность эффузивного (кислого), субвулканического и интрузивного магматизма.

На основании геолого-тектонического положения магматических образований, их петрохимических и геохимических особенностей, нами, в пределах Сомхето-Карабахской тектонической зоны, в частности, Алавердского рудного района, выделяются два магматических комплекса*: среднеюрский и верхнеюрско-неокомский, соответствующие двум тектоно-магматическим этапам. Причем каждый из них включает эффузивные, субвулканические и интрузивные породы и характеризует определенные периоды развития Сомхето-Карабахской зоны.

Среднеюрский тектоно-магматический этап

Этот этап охватывает геосинклинальный период развития зоны и характеризуется мощным проявлением вулканических процессов на фоне максимального прогибания региона.

В этот период происходит формирование вулканогенных пород дебедской и кошабердской свиты (по М. П. Бархатовой и др.), представ-

* Магматический комплекс в понимании Ю. А. Кузнецова [10]

ленных диабазовыми и андезитовыми порфиритами и различными пирокластолитами На отмеченных отложениях, местами трансгрессивно залегают породы алаверди-шамлугской (по Н. Р. Азаряну) и шахтахтской свит, в которых вулканогенные породы представлены андезитовыми порфиритами, различными пирокластолитами и т. д.

Возраст отмеченных свит, в частности, дебедской и кошабердской, является дискуссионным. Мы склонны относить вулканогенные образования дебедской и кошабердской свит к нижнебайосскому возрасту.

По мнению некоторых исследователей, излияние лав, при образовании пород дебедской и кошабердской свит, имело трещинный характер, который затем сменялся центральным типом извержения при одновременном увеличении роли пирокластических образований.

С эффузивами, пространственно и генетически [7, 11, 12 и др.], связаны породы субвулканической и жерловой фации — кварцевые плагиопорфиры, андезитовые и дацитовые порфириты, альбитофиры (кератофиры)*, которые обычно являются аналогами соответствующих эффузивных образований.

Среднеюрский тектоно-магматический этап завершается воздыманием региона в предкелловейскую фазу складчатости с внедрением небольших штокообразных тел габбро-диоритов (в местности Кацоцк), секущих туфы и туфобрекчии кошабердской свиты (байос). Верхняя возрастная граница их остается не выясненной ввиду отсутствия более молодых отложений в районе выходов этих интрузий. Абсолютный возраст этих пород—153—154 млн. лет, любезно определенный З. О. Чибухчяном методом сравнительной дисперсии двупреломления, подтверждает время их внедрения в конце среднеюрского тектоно-магматического этапа.

С предкелловейской фазой складчатости связано и становление плагиогранитных интрузий—Бердская (Шамшадинская) группа интрузивов, Атабек-Славянский, Гильанбирский, а также, возможно, Ахпатский интрузивы, которые слагают плагиогранитную формацию Сомхето-Карабахской тектонической зоны. Внедрение Ахпатского интрузива, судя по данным абсолютного возраста**—145±4 млн. лет, несколько отстает от складчатости и переходит в верхнюю юру, оставаясь в то же время разорванным от внедрения Шнох-Кохбского и других гранитоидных интрузий верхнеюрско-неокомского магматического комплекса.

Однако, следует отметить, что по данным З. О. Чибухчяна и Г. А. Казаряна, возраст Ахпатского интрузива, определенный методом сравнительной дисперсии двупреломления,—149—150 млн. лет, лучше согласуется с их среднеюрским возрастом.

Рассмотрение вопросов взаимоотношения эффузивных, субвулканических и интрузивных образований среднеюрского тектоно-магматиче-

---

* В скобках приводятся укоренившиеся названия пород.

** Данные по абсолютному возрасту приводятся по Г. П. Багдасаряну, Р. Х. Гукасяну и др. (1964).

ского этапа на примере плагиогранитных интрузий (Шамшадинская группа, Атабек-Славянский массив) указывает на тесную пространственную и возрастную сопряженность плагиогранитов с эффузивными и субвулканическими кварцевыми плагиопорфирами, что наряду с близостью их химических составов позволило ряду исследователей [1, 2, 6] высказать мнение о их генетической связи.

Можно предполагать также комагматичность кварцевых плагиопорфиров Алавердского рудного района с плагиогранитами Ахпатского интрузива, учитывая в то же время отсутствие тесной пространственной сопряженности между плагиогранитами и кварцевыми плагиопорфирами.

Как известно, в настоящее время образование плагиогранитной магмы большинство исследователей связывает с ассимиляцией базальтовой магмой гранитного материала и ее дальнейшей дифференциацией. В то же время имеются мнения и о гранитной природе плагиогранитного расплава, образующегося путем ассимиляции гранитной магмой известковистых отложений*. С целью решения этого вопроса определенный интерес представляет содержание титана в акцессорном магнетите, используемое для генетического расчленения гранитоидов—с одной стороны производных базальтовой магмы и с другой—гранитной [17]. Количественный спектральный анализ акцессорного магнетита, точнее титаномагнетита, из плагиогранитов Ахпатского интрузива показал резко повышенное содержание титана, в пределах от 8 до 10%, соответствующее полю гранитоидов базальтоидного ряда. Это обстоятельство с достаточной определенностью говорит об участии базальтовой магмы в процессе образования плагиогранитового расплава. Объяснить такие резко повышенные содержания титана влиянием явлений гибридизма на исходный гранитный расплав не представляется возможным, так как в более основных породах — эндоконтактовых кварцевых диоритах Шнох-Кохбского массива, с доказанными признаками гибридизма, содержание титана в магнетитах доходит лишь до 1,23%, понижаясь до 0,92% в гранитах главной интрузивной фации.

Связывая образование плагиогранитного расплава с базальтовой магмой, следует подчеркнуть, что между внедрением эффузивных и субвулканических образований среднеюрского комплекса и плагиогранитов Ахпатского интрузива имеется определенный временной интервал, в течение которого одновременно с воздыманием региона происходит перемещение магматического очага в сиалическую оболочку и образование плагиогранитного расплава. Поэтому говорить о генетическом родстве эффузивных и субвулканических образований среднеюрского магматического комплекса и плагиогранитов Ахпатского массива можно лишь в более широком плане—как производных базальтовой магмы, учитывая

---

* Речь идет о крупных плагиогранитных интрузивах, образующих самостоятельную плагиогранитную формацию.

при этом автономность их магматических очагов, а также сложность процессов эволюции магмы.

В связи с этим можно отметить, что при изучении мелового вулканизма сопредельных частей Сомхето-Карабахской зоны А. Х. Мнацаканян были выделены экструзивные липариты, образование которых автор связывает с процессами ассимиляции сиалического материала субстрата базальтовой магмой в связи с перемещением магматических очагов в верхние структурные ярусы. Причем содержание титана в титаномагнетитах из липаритов, как и в плагиогранитах Ахпатского массива, оказалось резко повышенным — от 8 до 12%.

С целью выявления геохимических критериев связи между породами различных фаций, нами использованы элементы группы железа, которые, как известно, имеют важное значение при решении вопросов комагматичности. Содержания элементов группы железа в различных типах пород среднеюрского магматического комплекса выведены на основании результатов приближенно количественных спектральных определений, за исключением Ti и Mn, данные по которым в основном приводятся по химическим анализам; при этом нами были использованы и данные Г. А. Казаряна. Чувствительность спектрального определения (в процентах) для Ni—0,001, Co—0,001, V—0,003, Cr—0,0003.

Рассмотрение поведения этих элементов* в породах различных фаций среднеюрского магматического комплекса (фиг. 1) указывает на их сравнительно повышенные содержания в эффузивных и субвулканических породах. Это обстоятельство, наряду с их геолого-тектоническим положением, позволило ряду авторов [7, 11, 12] высказать мнение о генетической связи эффузивных и субвулканических образований и считать их за производные исходной базальтовой магмы.

Фиг. 1. Содержания элементов группы железа в породах среднеюрского и верхнеюрско-неокомского магматических комплексов. I—эффузивы; II—субвулканические образования; III—интрузивные образования. 1—выше кл. 5 раз, 2—выше кл. 2 раза, 3—кларк, 4—ниже кл. 2 раза, 5—ниже кл. 5 раз, 6—не обн.

В габбро-диоритах Кацоцка также наблюдаются аналогичные содержания элементов группы железа, что является еще одним признаком, указывающим на их связь со среднеюрским вулканизмом.

Сравнение железистости-

* Содержания элементов сравниваются с кларками элементов в соответствующих типах пород по А. П. Виноградову [3].

магнезистости (Fe_2O_3+FeO $Fe_2O_3+FeO+MgO$) и щелочности-известковистости (Na_2O+K_2O Na_2O+K_2O+CaO) различных пород среднеюрского магматического комплекса (табл. 1) позволяет отметить закономерное повышение железистости и щелочности эффузивных, субвулканических и интрузивных пород, соответствующее, в основном, их возрастным взаимоотношениям, а также резко повышенные значения этих параметров для плагиогранитов Ахпатского массива, четко отличающиеся от соответствующих параметров различных пород среднеюрского магматического комплекса.

Таблица 1

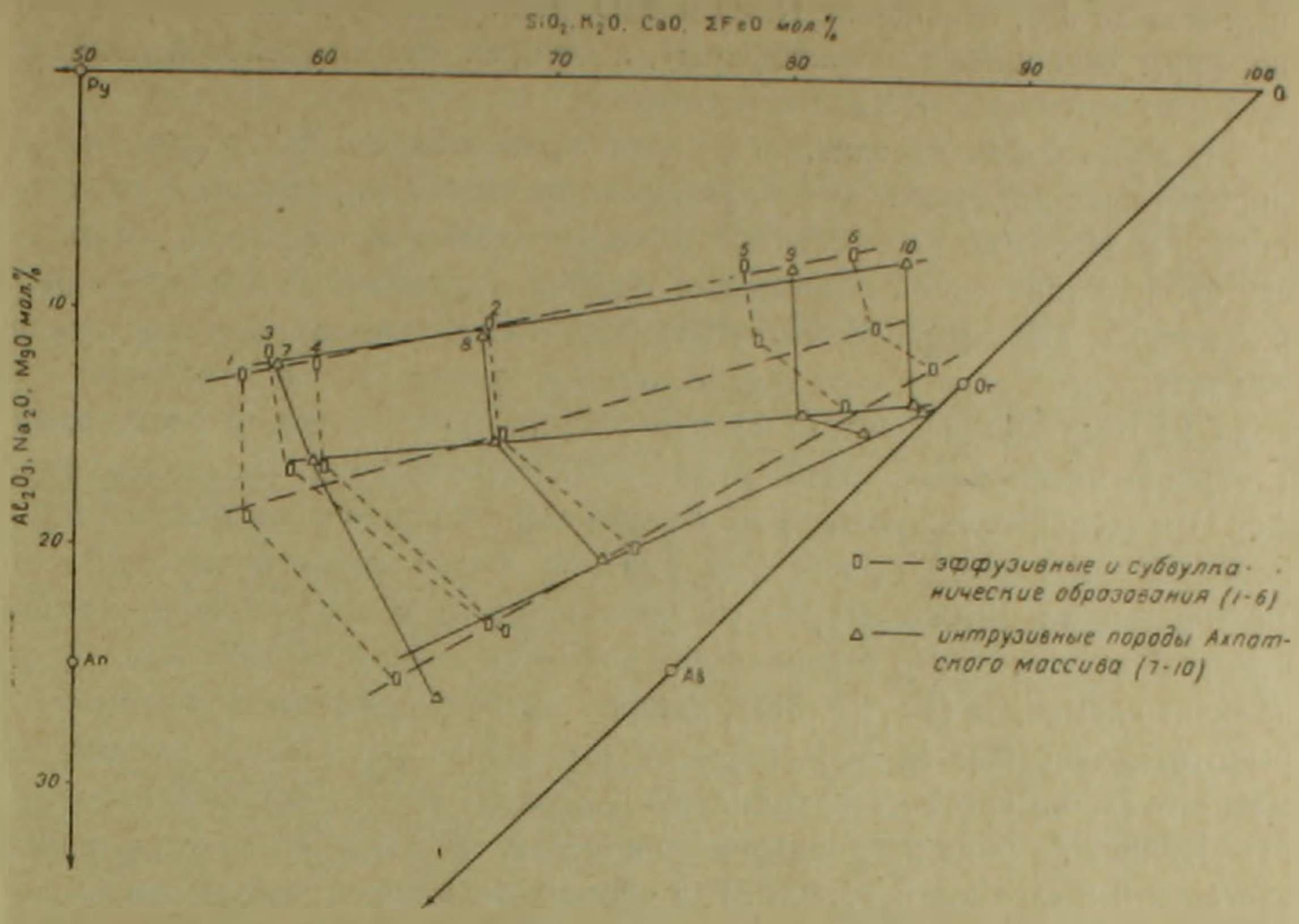
Значения железистости и щелочности в различных породах среднеюрского магматического комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Fe_2O_3+FeO/Fe_2O_3+FeO+MgO$	0,63	0,74	0,74	0,73	0,70	0,72	0,71	0,62	0,88
$Na_2O+K_2O/Na_2O+K_2O+CaO$	0,27	0,50	0,51	0,45	0,40	0,55	0,66	0,57	0,76

Эффузивы: 1— диабазовые порфириты, 2—андезитовые порфириты (дебедская свита), 3— плагиоклазовые порфириты, 4— порфириты (г. Шах-Тахт); субвулканические образования: 5— андезитовые порфириты, 6— кварцевые плагиопорфиры, 7—альбитофиры (кератофиры); интрузивные породы: 8— габбро-диориты (Кацоцк), 9— плагиограниты (Ахпат).

С целью выявления петрохимических особенностей эффузивных, субвулканических и интрузивных образований мы использовали семикомпонентную диаграмму В. Н. Лодочникова, которая позволяет проследить процесс дифференциации главнейших породообразующих окислов; при этом следует учесть, что наличие наложенных процессов, в частности контаминации, приводит к отклонению фигуративных точек от прямых линий комплементарного ряда. Диаграммы составлены на основании около 80 силикатных анализов, из которых отбирались наиболее характерные представители отдельных типов пород или же, при наличии большого числа близких анализов, выводились средние.

Рассмотрение семикомпонентной диаграммы среднеюрского магматического комплекса (фиг. 2) указывает на комплементарность составов эффузивных и субвулканических пород, четко различающееся от линии комплементарности составов интрузивных пород. При одновременном увеличении SiO_2, в обоих случаях наблюдается заметное уменьшение Al_2O_3, резкое уменьшение Fe_2O_3 и FeO, повышение суммы K_2O и Na_2O с отчетливым преобладанием Na_2O над K_2O (особенно четко проявляющееся в плагиогранитах Ахпатского массива). Однако при этом наблюдаются различия как в темпе изменения различных окислов, так и в их абсолютных содержаниях, в результате чего линии комплементарности эффузивных и субвулканических пород с одной стороны и интрузивных — с другой отчетливо различаются друг от друга, что является еще одним признаком, подтверждающим автономность их очагов.



Фиг. 2. Семикомпонентная диаграмма среднеюрского магматического комплекса Аланердского рудного района 1— плагиоклазовые порфириты. 2— порфириты зеленокаменной толщи. 3— порфириты (г. Шах-Тахт). 4— андезитовые порфириты. 5— кварцевые плагиопорфиры. 6— альбитофиры (кератофиры). 7— габбро-диориты (Каюик) 8— диориты. 9— плагиограниты. 10— плагиоаплиты (жильн.).

Верхнеюрско-неокомский тектономагматический этап

Этот период знаменует средние этапы развития Сомхето-Карабахской тектонической зоны.

Эффузивные образования этого этапа (с толщей осадочных отложений в основании), представленные диабазовыми, андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, туфами, вулканическими брекчиями, трансгрессивно с угловым несогласием перекрывают различные горизонты среднеюрских образований.

Если в отложениях келловейского возраста продукты вулканической деятельности имеют незначительное распространение, то в оксфорде наблюдается активизация процессов вулканизма, причем образование его конечных членов происходит уже в континентальных условиях.

Верхнеюрско-неокомский тектоно-магматический этап завершился внедрением кислых субвулканических образований и многочисленных гранитоидных интрузий региона (Шнох-Кохбский, Барум-Барсумский, Кедабекский, Дашкесанский и др.), внедрение которых, по мнению большинства исследователей, приурочено к неокомской фазе складчатости.

Среди кислых субвулканических образований выделяются дипаритовые плагиопорфиры (кварцевые альбитофиры), в которых, при сумме

щелочей до 6%, отношение Na_2O и K_2O доходит до 3 : 1 и липаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры), в которых сумма щелочей доходит до 7.9%, а отношение Na_2O к K_2O—1 : 1.

В дальнейшем изложении, с целью краткости, мы будем говорить о липаритовых порфирах, подразумевая при этом и липаритовые плагиопорфиры. Необходимо отметить, что ряд исследователей [10, 11, 16] относят субвулканические липаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры) к конечным дифференциатам эффузивного магматизма, однако такое решение этого вопроса нам представляется не совсем убедительным, исходя из следующих фактов: 1) пересечение липаритовыми порфирами (кварцевыми альбитофирами) отложений верхней юры (келловей, оксфорд) и тесная сближенность их во времени с интрузивами (133±8 млн. лет) Шнох-Кохбский массив, 130—137 млн. лет — липаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры); 2) геохимические их особенности, в частности, резко пониженные содержания элементов группы железа (фиг. 1) и наличие элементов (Be, Sn, Mo), характерных для гранитной магмы, что было отмечено еще Г. А. Казаряном; 3) низкие содержания титана в магнетитах, не соответствующие производным магмы основного состава; 4) близость ряда петрохимических параметров их, в частности, железистости и щелочности (табл. 2), с соответствующими параметрами интрузивных пород.

Все эти факты склоняют нас связывать их возникновение с исходным гранитным расплавом, давшим начало как гранитоидным интрузивам района (Шнох-Кохбский, Чочканский, Цахкашатский интрузивы), так и кислым субвулканическим образованиям.

Интересно отметить, что кроме верхнеюрских субвулканических липаритов (кварцевых альбитофиров) в Алавердском рудном районе имеются и более молодые — эоценовые субвулканические липариты (кварцевые альбитофиры) в районе ур. Жанк (по данным Г. Мирзояна) и южнее с. Джилиза—наиболее крупный выход в Алавердском рудном районе*. Характерной особенностью эоценовых липаритов, отличающей их от соответствующих верхнеюрских образований, является их более резко выраженный калиевый характер, что весьма специфично для интрузивов эоценового возраста, в частности, Банушского интрузива.

Рассмотрение поведения элементов группы железа в различных породах верхнеюрско-неокомского магматического комплекса (фиг. 1) и сравнение их с породами соответствующих фаций среднеюрского магматического комплекса указывает на их сравнительно повышенные содержания в эффузивных породах обоих комплексов и близкие, резко пониженные содержания в субвулканических липаритах (кварцевых альбитофирах) и гранитах Шнох-Кохбского массива. В то же время фиксируются кларковые и вышекларковые содержания элементов группы железа в кварцевых диоритах Шнох-Кохбского массива, что является

---

* Эоценовый возраст отмеченных липаритовых порфиров определен на основании радиологических данных

отражением их гибридного происхождения, так как в гранитах главной интрузивной фации, не несущих признаков гибридизма, и состав которых, вероятно, соответствует составу исходной магмы, содержание этих элементов резко понижается.

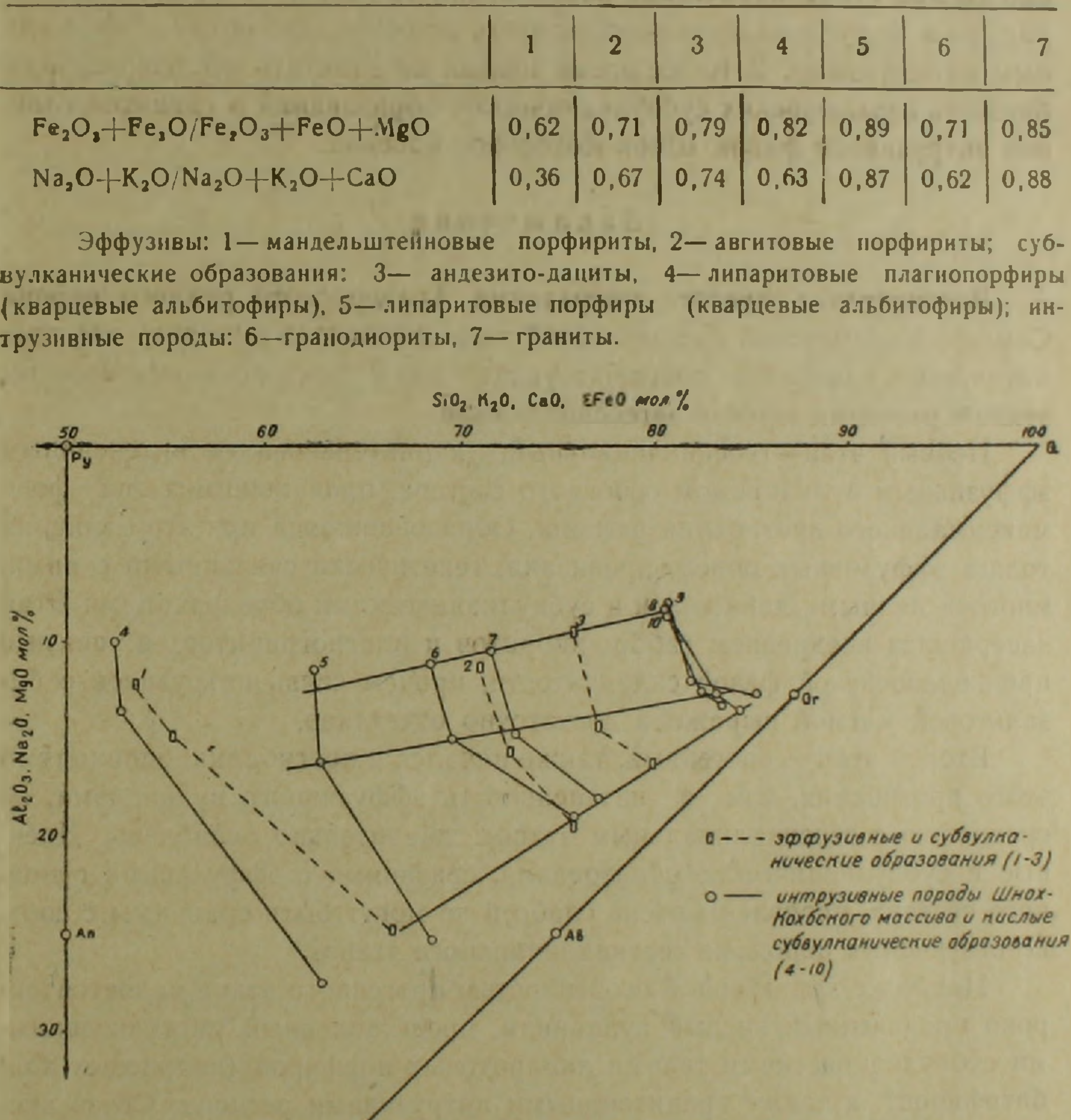
Сравнение железистости и известковистости различных пород верхнеюрско-неокомского магматического комплекса (табл. 2) указывает на различия этих параметров для эффузивных пород с одной стороны, и кислых субвулканических и интрузивных пород—с другой.

Таблица 2

Значения железистости и щелочности в различных породах верхнеюрско-неокомского магматического комплекса

	1	2	3	4	5	6	7
$Fe_2O_3+Fe_2O/Fe_2O_3+FeO+MgO$	0,62	0,71	0,79	0,82	0,89	0,71	0,85
$Na_2O+K_2O/Na_2O+K_2O+CaO$	0,36	0,67	0,74	0,63	0,87	0,62	0,88

Эффузивы: 1— мандельштейновые порфириты, 2— авгитовые порфириты; субвулканические образования: 3— андезито-дациты, 4— липаритовые плагиопорфиры (кварцевые альбитофиры), 5— липаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры); интрузивные породы: 6—гранодиориты, 7— граниты.



Фиг. 3. Семикомпонентная диаграмма верхнеюрского-неокомского магматического комплекса Алавердского рудного района. 1— мандельштейновые порфириты, 2—авгитовые порфириты, 3—андезито-дациты, 4— габбро-диориты, 5— диориты, 6— кварцевые диориты, 7— гранодиориты, 8— граниты, 9— липаритовые плагиопорфиры (кв. альбитофиры), 10— липаритовые порфиры (кв. альбитофиры).

Рассмотрение петрохимических особенностей различных пород верхнеюрско-неокомского комплекса (фиг. 3) указывает на наличие единого комплементарного ряда интрузивных пород; некоторое смещение диоритов и габбро-диоритов от линии комплементарности объясняется резко проявленными процессами гибридизма, характерными для эндоконтактовых пород Шнох-Кохбского интрузива. Отсутствие петрографически и химически охарактеризованных разрезов затрудняет решение аналогичных вопросов для верхнеюрских эффузивных образований.

Сравнение положения фигуративных точек различных пород на диаграмме В. Н. Лодочникова (фиг. 3) указывает на четкое обособление кислых субвулканических образований не только от эффузивных пород, но и от субвулканических андезито-дацитов, связанных с эффузивным магматизмом. В то же время нельзя не заметить исключительную близость верхнеюрских субвулканических образований и гранитов главной интрузивной фации Шнох-Кохбского массива.

Заключение

Рассмотрение юрского магматизма Алавердского рудного района Сомхето-Карабахской тектонической зоны, позволяет выделить два магматических комплекса, соответствующих двум тектоно-магматическим этапам развития юрской эвгеосинклинали.

Первый этап—геосинклинальный, характеризовался интенсивным эффузивным вулканизмом основного состава, проявившимся на фоне максимального прогибания региона. Образовавшаяся при этом мощная толща эффузивных пород, пронизана, генетически связанными с ними, многочисленными дайковыми и субвулканическими образованиями. Этап завершался внедрением габбро-диоритов и плагиогранитов в связи с предкелловейской фазой складчатости, причем связь интрузивов с базальтовой магмой выражена достаточно отчетливо.

Второй этап — орогенный, также начался с прогибания, однако темп этого прогибания, как и интенсивность эффузивного вулканизма, по сравнению с геосинклинальным этапом, значительно ослаблены. Даечные и субвулканические образования, связанные с эффузивами основного состава, проявлены очень слабо и не могут быть сравнимы с соответствующими породами геосинклинального этапа.

Наиболее характерной особенностью орогенного этапа является широко проявленный кислый вулканизм, представленный многочисленными субвулканическими телами липаритовых порфиров (кварцевых альбитофиров), а также гранитоидными интрузивами региона. Связь кислых субвулканических образований и интрузивов с гранитной магмой доказывается фактами геохимического, петрохимического и геолого-тектонического порядка и указывает на раздельное существование очагов кислой и основной магмы.

Рассматривая взаимоотношения пород различных фаций внутри отдельных комплексов, необходимо отметить взаимосвязанность и генети-

ческое родство эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (габбро-диориты Кацоцка) среднеюрского магматического комплекса. В то же время наблюдается небольшая разорванность во времени (согласно определениям абсолютного возраста) от них плагиогранитов Ахпатского массива, однако, учитывая, наряду с другими факторами, внедрение всех плагиогранитных интрузий зоны в связи с предкелловейской фазой складчатости, мы склонны включать и Ахпатский массив в среднеюрский магматический комплекс.

Что касается взаимоотношений пород различных фаций верхнеюрско-неокомского магматического комплекса, то разорванность во времени и специфика эффузивных и связанных с ними субвулканических образований, с одной стороны, и кислых субвулканических и интрузивных образований—с другой, позволяет с определенностью говорить о комагматичности лишь последних, однако выделение всего комплекса в единый комагматический ряд затруднительно. При наличии некоторых черт преемственности между породами различных фаций, в частности, примерно однотипом направлении хода дифференциации магматического расплава, выделяются также их специфические геолого-тектонические, геохимические, петрохимические особенности, которые с достаточной определенностью указывают на автономность очагов основного и кислого составов, в течение верхнеюрско-неокомского тектоно-магматического этапа, и, давших, с одной стороны, эффузивы средне-основного состава и связанные с ними субвулканические и дайковые образования, и с другой—генетически связанные кислые субвулканические и интрузивные образования.

В этой связи небезынтересно отметить, что изучение эффузивных и интрузивных комплексов Казахстана позволило В. С. Коптев-Дворникову и др. [8] придти к выводу о раздельном существовании очагов основной и кислой магмы, при единстве источников кислой магмы эффузивных и интрузивных формаций.

Рассматривая вопрос о взаимоотношении пород различных фаций с точки зрения вулкано-плутонических формаций, выделяемых Е. К. Устиевым [14, 15 и др.], можно отметить принадлежность среднеюрского магматического комплекса к ряду вулканических ассоциаций, в то время как принадлежность верхнеюрско-неокомского магматического комплекса к ряду вулкано-плутонических формаций весьма проблематична, ввиду разорванности во времени и четкой геолого-тектонической и петрогеохимической индивидуализированности эффузивных и связанных с ними субвулканических и дайковых образований с одной стороны и кислых субвулканических и интрузивных образований—с другой.

Изложенные в настоящей статье соображения о взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма и выделение двух магматических комплексов, основанные на геолого-тектонических и петрогеохимических данных, а также имеющиеся определения абсолютного возраста магматических образований и околорудно-измененных пород, позволяют несколько по иному подходить к трактовке генезиса медноколчедан-

ного и полиметаллического оруденения Алавердского рудного района и высказать мнение о возможной связи первого из них с очагами плагиогранитной магмы среднеюрского магматического комплекса*, а второго—с очагами гранитной магмы верхнеюрско-неокомского магматического комплекса.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 12.IV.1964.

Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ

ԷՖՈՒԶԻՎ ԵՎ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԻ ՓՈԽՀԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆԸ (ԱԼԱՎԵՐԴՈՒ ՇՐՋԱՆԻ ՅՈՒՐԱ–ՆԵՈԿՈՄԻ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ)

Ամփոփում

Հրային առաջացումների երևան գալու տեկտոնական, նրանց պետրոգեոքիմիական առանձնահատկությունների հիման վրա, Սոմխեթո-Ղարաբաղի տեկտոնական գոտում և մասնավորապես Ալավերդու հանքային շրջանում, առանձնացվում են երկու մագմատիկ կոմպլեքսներ՝ միջին յուրայի և վերին յուրա-նեոկոմի հասակի, որոնք համապատասխանում են յուրայի էվգեոսինկլինալի զարգացման երկու տեկտոնո-մագմատիկ էտապներին։

Առաջին էտապը՝ գեոսինկլինալային, բնորոշվում է հիմքային կազմի ինտենսիվ էֆուզիվ հրաբխականությամբ, որը տեղի է ունեցել ռեգիոնի մաքսիմալ իջեցման ժամանակ։ Այդ էտապում առաջացած էֆուզիվ ապարների հետ գենետիկորեն կապված են, լայն տարածում ունեցող երակային և սուբհրաբխային առաջացումներ։ Էտապի վերջում տեղի է ունենում ինտրուզիվ զանգվածների՝ գաբրո-դիորիտների և պլագիոգրանիտների ներդրում ծալքավորման մինչ կելովեյան ֆազայի ժամանակ։ Ներդրված ինտրուզիվ զանգվածների կապը բազալտային հալոցքի հետ արտահայտվում է բավականին ցայտուն։

Երկրորդ էտապը՝ օրոգենային, նույնպես սկսվում է իջեցումով, սակայն համեմատած գեոսինկլինալային էտապի հետ, իջեցման տեմպը, ինչպես և էֆուզիվ հրաբխականության ինտենսիվությունը, բավականին թույլ է արտահայտված։ Երակային և սուբհրաբխային առաջացումները, կապված հիմքային կազմի էֆուզիվ հրաբխականության հետ, անհամեմատ թույլ են զարգացած։ Ի տարբերություն գեոսինկլինալային էտապի, օրոգենային էտապի համար, բնորոշ է լայն արտահայտված թթու կազմություն ունեցող հրաբխականությունը, որը ներկայացված է բազմաթիվ սուբհրաբխային լիպարիտային պլագիոպորֆիրներով և լիպարիտային պորֆիրներով, ինչպես նաև գրանիտոդային ինտրուզիաներով։ Այդ սուբհրաբխային առաջացումների կապը գրանիտային հալոցքի հետ ապացուցվում է դեոքիմիական, պետրոքիմիա-

* В настоящее время Г. А. Казарян также указывает на возможную генетическую связь медноколчеданного оруденения Алавердского рудного района с плагиогранитами.

кан և տեկտոնական կարգի փաստերով, որոնք ցույց են տալիս թթու և հիմքային կազմի հալոցքների օջախների ինքնուրույն գոյությունը։

Դիտելով տարբեր ապարների փոխհարաբերությունը առանձին կոմպլեքսներում, հարկավոր է նշել միջին յուրայի հրաբխային կոմպլեքսի էֆուզիվ, սուբհրաբխային և ինտրուզիվ առաջացումների գենետիկական կապը։

Ինչ վերաբերվում է վերին յուրա-նեոկոմի մագմատիկ կոմպլեքսին, ապա այստեղ կարելի է ասել միայն թթու կազմություն ունեցող սուբհրաբխային և ինտրուզիվ առաջացումների գենետիկական կապի մասին։ Ապարների պետրոքիմիական, գեոքիմիական ինչպես նաև նրանց առաջացման տեկտոնական պայմանները, ցույց են տալիս, ինքնուրույն հիմքային (բազալտային) և թթու (գրանիտային) կազմություն ունեցող հրային օջախների առկայությունը, որոնցից առաջացել են մի կողմից միջին-հիմքային կազմի էֆուզիվ և նրանց հետ գենետիկորեն կապված սուբհրաբխային և երակային առաջացումներ և մյուս կողմից գենետիկորեն կապված թթու սուբհրաբխային և ինտրուզիվ առաջացումներ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абдуллаев Р. Н.** Мезозойский магматизм Малого Кавказа. Сов. геол., № 7, 1958
2. **Азизбеков Ш. А., Мадатов Э. Х.** Петрохимическая характеристика плагиогранитовых интрузий, северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. Аз. инд. ин-та им. М. Азизбекова, вып. XVIII, 1957.
3. **Виноградов А. П.** Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 7, 1962.
4. **Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР. 1959.
5. **Габриелян А. А.** О связи магматизма и тектоники. Изв. АН Арм. ССР, сер. науки о Земле, т. XVII, № 5, 1964.
6. **Григорян Г. О.** Рудоносность экструзивно-эффузивных комплексов Армянской ССР В сб. «Закономерности размещения пол. иск.», т. VII, 1964.
7. **Казарян Г. А.** Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, 1962.
8. **Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Я., Петрова М. А.** Эффузивные и интрузивные комплексы Сарысу-Тенизского водораздела. Сов. геол., № 7, 1963.
9. **Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. Изд. Недра, 1964.
11. **Малхасян Э. Г.** Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. В сб. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
12. **Сопко П. Ф.** Жильные породы Алавердского рудного района Армении. Тр. Ворон. Гос. ун-та, т. XXXI, 1954.
13. **Сопко П. Ф.** Генетические особенности колчеданных месторождений Малого Кавказа и некоторые закономерности их размещения. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII, 1964.
14. **Устиев Е. К.** Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. В сб. «Проблемы магмы и генезис изверж. пород». Изд. АН СССР, 1963.
15. **Устиев Е. К.** Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.
16. **Хачатурян Э. А.** Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 4, 1959.
17. **Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г.** Состав акцессорного титано-магнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. Докл. АН СССР, т. 139, № 5, 1961.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ВУЛКАНОЛОГИЯ

А. Т. МИКАЕЛЯН

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ТЕКСТУР ВУЛКАНИЧЕСКИХ ШЛАКОВ

Изучение текстурных особенностей вулканических шлаков помогает, с одной стороны, установить характер извержений и физико-химические условия вулканической деятельности, и с другой — объяснить ряд вопросов, связанных с их техническим применением ,в частности, в качестве пористых заполнителей для легких бетонов. Специальное изучение текстурных особенностей шлаков до сих пор не проводилось. В литературе есть описания [2, 3, 4, 7], учитывающие размерность эксплозивных обломков. В нем вопросы характеристики текстур и распределение обломков по текстурным признакам в шлаковых конусах затрагиваются очень редко. Некоторые сведения о структурах (текстурах) вулканических шлаков мы находим у И. Я. Микея [6]. При описании пемзовых структур, он вкратце затрагивает и структуры шлаков Мусаелянокого месторождения Ахурянского района. Приводя краткое описание структур шлаков, он разделяет их на два типа: равномерно-ячеистые и неравномерно-ячеистые. Подобно И. Я. Микею [6] на два типа структур делит шлаки А. Н. Заварицкий [2]: сильно пористые шлаки (спумолит) и пористые тяжелые обломки неправильной формы.

Вулканические шлаки, слагающие шлаковые конусы, представлены весьма разнообразным по сложению пористым рыхлым материалом. Эксплозивные обломки пористого сложения встречаются в размерах от доли миллиметра до десятков сантиметров. Помимо рыхлых эксплозивных обломков и лавовых продуктов большое участие в строении конусов принимают сваренные и спекшие эксплозивные обломки—агглютинаты. Содержание эксплозивных обломков от общей массы конуса изменяется от 80 до 100%, содержание лавовых продуктов соответственно колеблется от 0 до 10—20%.

Среди эксплозивных продуктов встречаются обломки, отличные от вулканических шлаков, но тесно с ними ассоциирующие. Размеры их изменяются от мм до крупных глыб, имеющих в поперечнике 1—1,5 м. Имеют они полиэдрическую, угловатую, округлую и неправильную формы. Обломки нацело состоят из плотной или тонкопористой массы; иногда в округлых обломках наблюдаются более крупные поры. Содержание этих обломков составляет от 5 до 20% от общего количества эксплозивного продукта.

Вулканические шлаки по содержанию SiO_2 и числовым характеристикам могут быть отнесены к андезито-базальтам близким к базальтам, андезито-базальтам и андезитам. Шлаки имеют порфировое и афировое строение; основная масса—гиалопилитовая, гиалопилито-витрофировая и витрофировая.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном и оливином. Содержание вкрапленников плагиоклаза достигает 7%, редко 10% объема породы; пироксена—до 5%, оливина (в общем встречается реже) —до 7%. Встречаются шлаки, в которых вкрапленники вовсе отсутствуют. В основной массе содержание стекла колеблется в пределах от 40% до 90—95%.

Основные физические свойства пористых заполнителей, в частности шлаков, выражаются в пористости. Количественное изменение содержания пор в породе определяет изменение физических свойств. Однако для понимания ряда вопросов обработки и применения как-то, дробление, прочность при сжатии, различие прочности мелких и крупных обломков, водопоглощение, поведение в бетоне и других пористых заполнителей, важным является совместное изучение пористости, выраженной в количественном значении и текстуры [5, 9].

Несмотря на разнообразие текстурных особенностей вулканических шлаков нами сделана попытка подразделить их на отдельные типы и охарактеризовать шлаковые конусы по содержанию обломков по текстурам в зависимости от петрографического состава. Распределение обломков по текстурным признакам в шлаковых конусах приводится в таблице 1. В основу разделения на отдельные типы по текстурным признакам положен, в основном, характер проявления пористости (тип сложения пористой текстуры). На основании этого признака в вулканических шлаках выделяется три текстурно отличающихся типа эксплозивных обломков:

1. Обломки с оформленными перегородками пор.
2. Обломки волокнисто-пористой текстуры
3. Обломки шлаковой текстуры.

В свою очередь обломки, относимые к первой группе в зависимости от размеров пор и относительного их количества, подразделяются на три типа текстур: мелкопористую, среднепористую и крупнопористую. Обломки мелкопористой текстуры (фиг. 5а, 7а, б) характеризуются преобладанием в обломках пор диаметром 1,0—1,5 мм. Поры достаточно оформленные, имеют сфероидеальную и неправильную формы. Толщина перегородок в основных шлаках превышает диаметр до 2—3 раз, а в кислых не превышает размеры пор. В основных шлаках поры более изолированные чем в кислых. На фоне общей мелкопористой поверхности встречаются относительно крупные поры и полости. Встречаются также обломки, в которых поры мелких диаметров не являются преобладающими. В таких случаях, при одинаковом содержании пор обоих диаметров (мелких и средних) текстура становится промежуточной (мелкосреднепористой фиг. 7в). Характерной чертой обломков среднепористой

Таблица 1

Приближенное содержание обломков по текстурам в конусах в зависимости от петрографических типов вулканических шлаков

Петрографический тип вулканических шлаков	Содержание SiO_2 в %	Наименование месторождений (шлаковых конусов) и их местонахождение	Текстуры обломков вулканических шлаков			
			мелко- и среднепористая с оформ. перегор.	крупнопор. (и среднекрупнопор.) с оформ. перегор.	волокнисто-пористая (и волокнисто-шлаковая)	шлаковая (и шлакопористая)
1. Близкие к базальтам андезито-базальты	50—52	Ариджское (конусы 1, 2, 3), у с. Ариндж. Талинское, у с. Талин. Айгерличское (конусы 1055 м, 1065 м), у сов. Айгерлич. Катнахпюрское, у с. Катнахпюр	++	+	—	+++
2. Андезито-базальты	52—57	Айгерличское (конус 1060 м), у с. Айгерлич. Гутансарское, у с. Джрабер. Аштаракское (конусы 4, 5) у с. Аштарак. Аричское, у с. Арич. Кармрашенское (III группа конусов), у с. Кармрашен	++	++	+	++
. .	52—57	Ошаканское, у с. Ошакан. Туфашенское, у с. Туфашен	++	++	++	++
. .	52—57	Аштаракское (конусы 1, 2, 3, 4а, 6), у с. Аштарак	++	+++	+	++
3. Андезиты	57—60	Кармрашенское (I группа), у с. Кармрашен. Мастаринское, у с. Мастара	++	+	+++	+
. .	57—60	Южно-Кармрашенское, к югу от с. Кармрашен	++	+	++	++

Примечание: — нет, + мало, ++ достаточно, +++ много.

(фиг. 1-б, 2-а, 3-б, 5-б) текстуры является преобладание пор диаметром от 1,1 мм до 3,0 мм. Форма пор эллипсоидальная и неправильная, редко сфероидальная. Поры часто сообщаются каналами и оконцами разного диаметра и формы. Внутренние поверхности пор обычно сглаженные, есть поры у которых на внутренней поверхности развиты бугорки. Толщина перегородок по сравнению с диаметрами пор значительно меньше. Для среднепористой текстуры характерной особенностью является также увеличение расстояния между центрами пор за счет увеличения их диаметра. В обломках среднепористой текстуры имеются также в незна-

чительном количестве крупные поры; часто характерны «зональные» переходы пор одного диаметра в другие.

На перегородках между порами среднего и крупного диаметров развиты более мелкие поры. При одинаковом содержании пор средней и

Фиг. 1. Обломки крупнопористой (а), среднепористой (б) и шлаковой (в) текстур. Аринджское месторождение (конус 1).

крупной величин, в обломке текстура уже становится промежуточной— средне-крупнопористой (фиг. 2-б, в). Приближенное содержание обломков мелкопористой и среднепористой текстуры в таблице приводится совместно. Обломки мелкопористой текстуры по отношению к обломкам

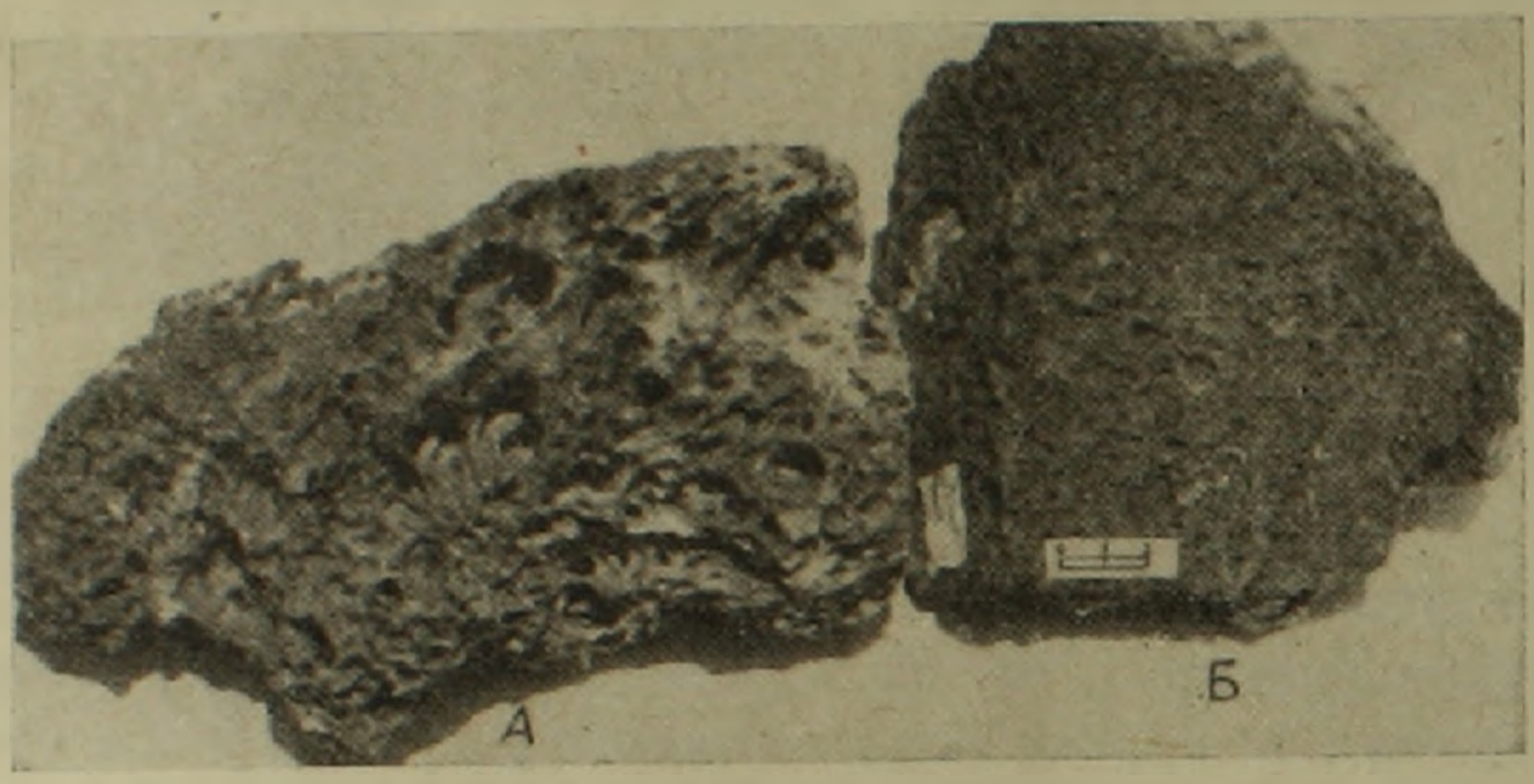
Фиг. 2. Обломки среднепористой (а) и средне-крупнопористой (б, в) текстур. Аштаракское месторождение (конус 1).

среднепористым превалируют в шлаках близких базальтам, андезито-базальтовым и андезитовым составам (Аринджское, Айгерличское, Талинское, Кармрашенское—I месторождениях). В отличие от обломков мелкопористых, обломки среднепористой текстуры развиты сильнее в андезито-базальтовых шлаках (Аштаракское, Гутансарское, Кармрашенское—III и особенно в Ошаканском и Туфашенском месторождениях).

К крупным порам относятся поры, диаметром свыше 3,0 мм. Преобладание содержания этих пор в обломке характеризует крупнопористую текстуру (фиг. 1-а; 3-а, 4-а). Обломки, относимые к этому типу, имеют

также более крупные поры (пузырьки), диаметром 1,0—2,0 см и поры мелких диаметров; значительное количество мелких пор развито в перегородках между крупными порами.

Поры и особенно пузырьки нередко разорванные, в поперечном сечении имеют вид, близкий к окружности, овалоподобной и неправильной форм фигур. Встречаемые в перегородках между крупными пустотами поры неправильные, суженные и редко округлые. Последние являются результатом вытеснения их соседними порами, с повышенным давлением газа, представленными ныне крупными пустотками.



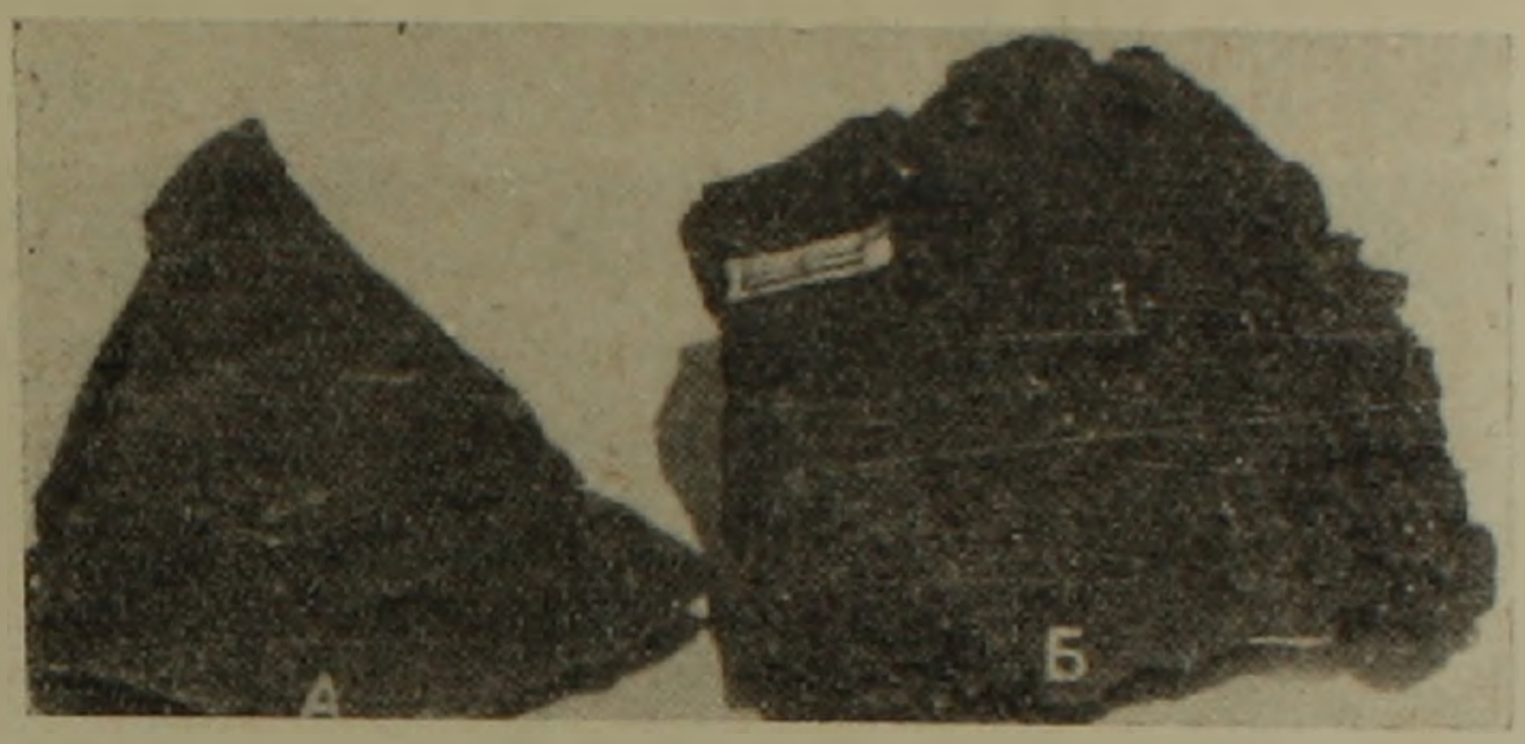
Фиг. 3. Обломки крупнопористой (а) и среднепористой (б) текстур. Аштаракское месторождение (конус 2).

Фиг. 4. Обломки крупнопористой (а), шлаковой (б) и шлакопористой (в) текстур. Аштаракское месторождение (конус 3).

Перегородки по отношению к диаметрам пор очень невелики. Нередко они изменяют свою толщину в зависимости от их положения в обломке: у сферической поверхности они более толстые, чем у плоскости отрыва, представленной зазубренной частью обломка.

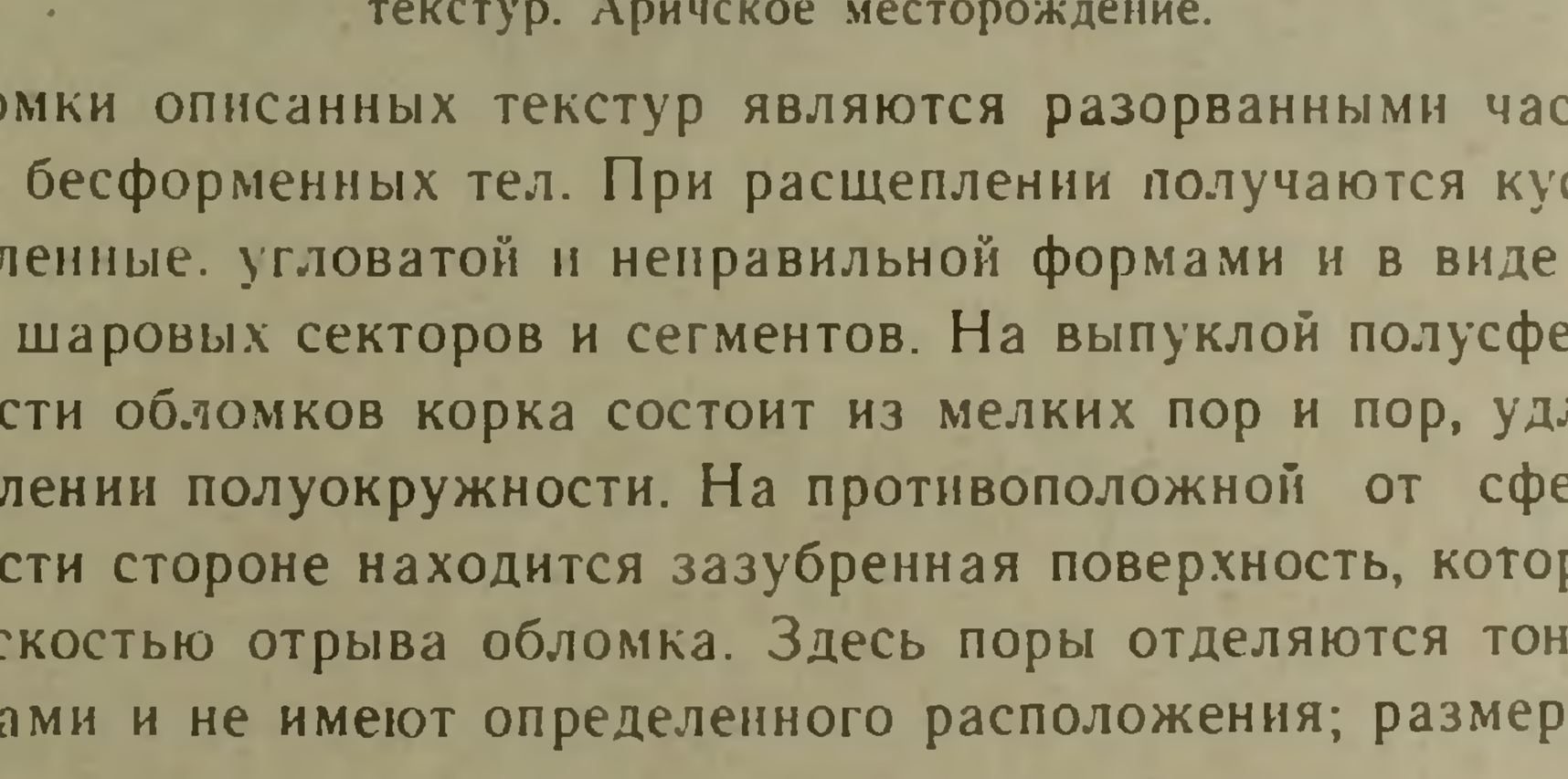
Изучение форм неправильных пузырьков показывает, что большинство их образуется в результате объединения нескольких соседних пор:

в одном случае за счет разрыва и соединения двух и больше пор, а в другом—за счет расширения, причем происходит суживание соседних пор до их исчезновения. Некоторые обломки среднепористой и крупнопористой текстур имеют отдаленное сходство с сильно пористыми андезито-базальтами. От последних они однако отличаются плотной основной массой, в то время как в андезито-базальтах преобладает плотная масса, в которой относительно редко распределены поры, здесь, наоборот, плотная основная масса образует перегородки.



Фиг. 5. Обломки мелкопористой (а) и среднепористой (б) текстур. Аричское месторождение.

Обломки описанных текстур являются разорванными частями округлых и бесформенных тел. При расщеплении получаются куски, ныне представленные. угловатой и неправильной формами и в виде ассиметрических шаровых секторов и сегментов. На выпуклой полусферической поверхности обломков корка состоит из мелких пор и пор, удлиненных в направлении полуокружности. На противоположной от сферической поверхности стороне находится зазубренная поверхность, которая является плоскостью отрыва обломка. Здесь поры отделяются тонкими перегородками и не имеют определенного расположения; размеры их для

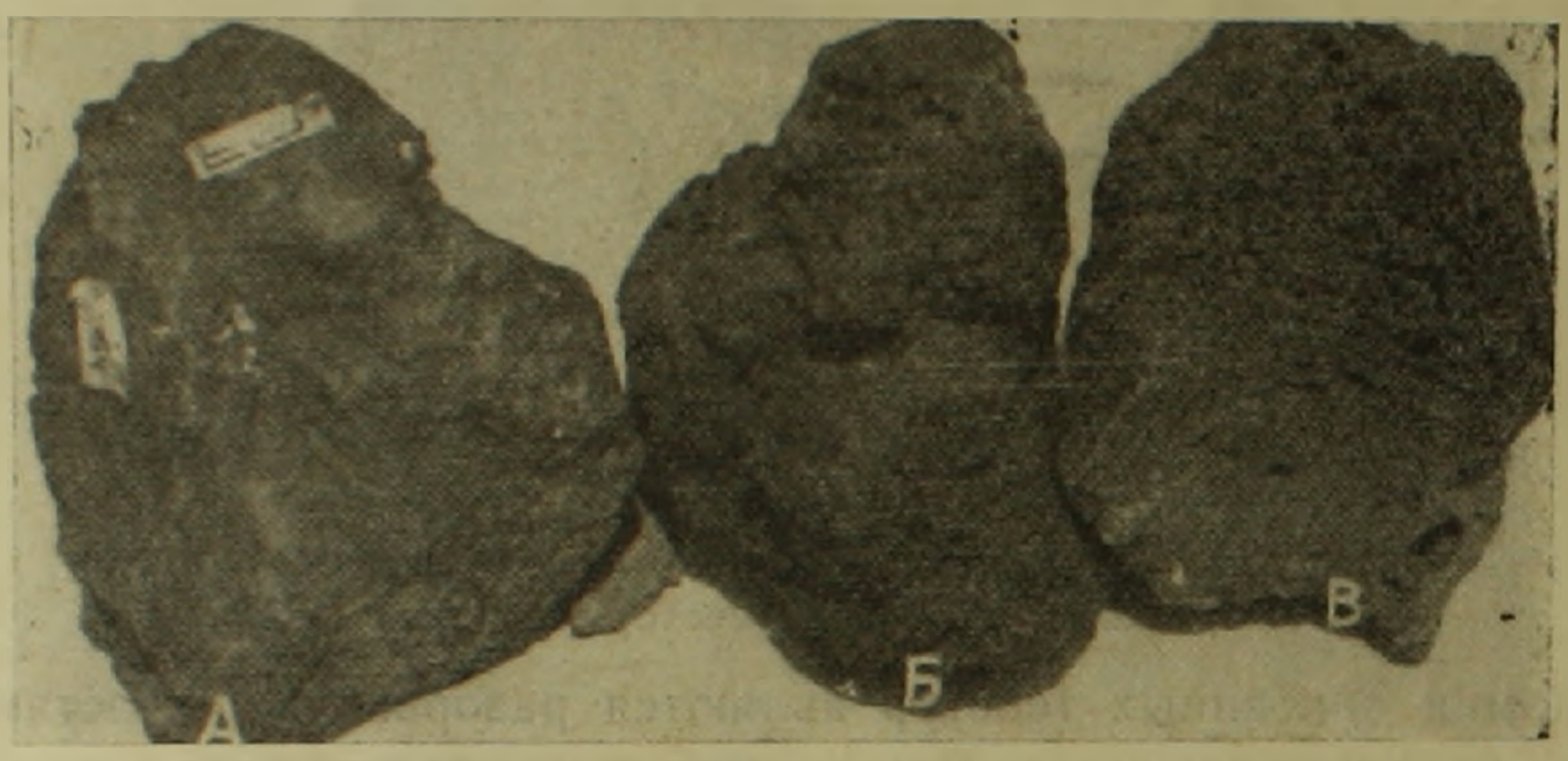


Фиг. 6. Обломки волокнисто-пористой (а, б, в) текстур. Кармрашенское месторождение (I группа конусов).

данного обломка максимальны. Обломки крупнопористой и средне-крупнопористой текстуры преимущественное развитие имеют в Аштаракском (особенно в конусах 1, 2, 3, 4а, 6), Ошаканском, Туфашенском, Гутансарском месторождениях: незначительный процент они составляют в ко-

нусах основного андезитового состава, в основном это средне-крупнопористые текстуры (на Талинском месторождении они вовсе отсутствуют).

Текстура, именуемая волокнисто-пористой (фиг. 6-а, б, в), характеризуется тем, что в обломке поры с перегородками сфероидальной и неправильной формы, диаметром до 3,0 мм, сочетаются с порами, которые образовались благодаря переплетению волокон и наличием одновременно полостей, диаметром до 2,0 мм. Полости в поперечном сечении имеют неправильную и округлую формы; углубляясь во внутрь они часто суживаются, принимая очертания, приближающиеся к конической и бесформенной поверхности.



Фиг. 7. Обломки мелкопористой (а, б) и мелко-среднепористой (в) текстур. Кармрашенское месторождение (I группа конусов).

Нередко переплетением волосяно-волокнистых нитей образуются пространства, в общем не похожие на поры. В более или менее оформленных порах, образованных переплетением волокон, наблюдается соединение противоположных перегородок диаметральными волокнами, осложняющими поровое пространство. Полости не имеют сглаженных поверхностей как это обычно имеет место в крупных порах андезито-базальтовых шлаков. Они разрознены и сильно переплетены нитями, крупными оконцами и каналами неправильных форм и соединяются с соседними порами и полостями.

Среди обломков этой текстуры различаются образцы, в которых поверхность представлена шлаковой, а внутренняя часть—волокнисто-пористой текстурой. В таких случаях эти обломки могут быть названы волокнисто-шлаковыми.

Высокое содержание обломков волокнисто-пористой (и волокнисто-шлаковой) текстуры наблюдается в Кармрашенском—I и Мастаринском месторождениях. По количеству таких обломков второе место занимает Южно-Кармрашенское, Ошаканское, Туфашенское месторождения (преимущественно представлены волокнисто-шлаковой текстурой). Эти текстуры редко встречаются в остальных шлаковых конусах андезито-базальтового состава и совсем отсутствуют в основных шлаках.

Следующая текстура—называемая шлаковой (фиг. 1-в, 4-б), характеризуется отсутствием видимых оформленных пор с перегородками. Обломки шлаковой текстуры представляют тонкопористые и плотные обрывки очень жидких лав, из которых газы легко улетучились или лав бедных газами. Неравномерный выход газов или концентрация газов в отдельных частях обломка и последующий их прорыв, придают обломкам шлаковой текстуры неправильные и крючковатые формы. Это способствует также образованию бесформенных пространств.

Обломки шлаковой текстуры имеют иногда сходство с металлургическими шлаками. В другом случае имеют сходства со сварившимися и спекшимися между собой бесформенных обломков плотной и тонкопористой структурой.

В обломках, где наряду с шлаковой текстурой встречаются и поры с оформленными перегородками, текстура становится промежуточной (шлако-пористая—фиг. 4-в). Обломки шлаковой (и шлако-пористой) текстуры встречаются во всех петрографических типах шлаков. Однако, они больше характерны в шлаковых конусах основного состава (Ариндjское, Айгерличское, Катнахпюрское, Талинское месторождения). С повышением кислотности наблюдается уменьшение содержания таких обломков; при этом они уже бывают преимущественно шлако-пористыми.

* * *

Из приведенного описания и данных табл. I видно, что шлаковые конусы с пористыми рыхлыми продуктами того или иного петрографического состава проявляют значительные расхождения по содержанию обломков различных текстур.

В шлаковых конусах основного состава наблюдается преимущественное распространение обломков шлаковой (шлако-пористой) текстуры. Совместное содержание обломков мелкопористой и среднепористой текстур уступает количеству обломков шлаковой текстуры (среди них содержание обломков мелкопористой текстуры больше, чем среднепористой). Обломки крупнопористой (средне-крупнопористой) текстуры составляют незначительный процент, но иногда и отсутствуют. Обломки волокнисто-пористой (волокнисто-шлаковой) текстуры почти отсутствуют.

Для шлаковых конусов андезито-базальтового состава отличительным является преимущественное развитие обломков крупно-пористой (средне-крупнопористой) текстуры. После обломков этого типа значительное распространение имеют обломки шлаковой (шлакопористой), мелкопористой и среднепористой текстур. Однако содержание обломков среднепористой по отношению к содержанию образцов мелкопористой текстуры значительно выше.

Обломки волокнисто-пористой (волокнисто-шлаковой) текстуры имеют небольшое распространение. Следует отметить, что в некоторых шлаковых конусах андезито-базальтового состава наблюдается увели-

чение содержания обломков среднепористой и шлакопористой текстур (Гутансарское, Аштаракское № 4, № 5 конусы Аричское, Кармрашенское—III месторождение). А в Туфашенском и Ошаканском месторождениях наблюдается повышенное содержание обломков волокнисто-шлаковой и среднепористой текстур. При таком расхождении наблюдается пониженное содержание обломков крупнопористой (средне-крупнопористой) текстуры по сравнению с Аштаракским (конусы № 1, 2, 3, 4а, 6) месторождением.

В шлаковых конусах андезитового состава отмечается высокое содержание обломков волокнисто-пористой (волокнисто-шлаковой) текстуры. Обломки среднепористой (средне-крупнопористой) текстуры составляют незначительный процент.

Значительное распространение имеют обломки шлакопористой и мелкопористой текстуры.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 3.IX.1964.

Հ. Տ. ՄԻՔԱՅԵԼՅԱՆ

ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ՇԼԱԿՆԵՐԻ ՏԵՔՍՏՈՒՐԱՆԵՐԻ ԲՆՈՐՈՇՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հրաբխային շլակների տեքստուրաների ուսումնասիրությունը օգնում է մի կողմից բացահայտել հրաբխային գործունեության ժայթքման բնույթը և ֆիզիկո-քիմիական պայմանները, մյուս կողմից հնարավորություն է ընձեռում բացատրելու մի շարք հարցեր, կապված նրանց տեխնիկական կիրառման հետ, մասնավորապես որպես ծակոտկեն լցիչ թեթև բետոնների համար։ Թեթև լցիչների մշակման և կիրառման մի շարք հարցեր հասկանալու համար կարևոր է ուսումնասիրել նրանց ծակոտկենությունը արտահայտված քանակական տեսակետից համատեղ տեքստուրայի հետ։

Մեր ուսումնասիրած հրաբխային շլակները պետրոգրաֆիապես և նյութական կազմով բաժանվում են՝

1. Բազալտներին մոտ անդեզիտա-բազալտների (SiO_2=50—52%).

2. Անդեզիտա-բազալտների (SiO_2=50%-ից մինչև 57%).

3. Անդեզիտների (SiO_2=57%-ից մինչև 60%)։

Ջնայած էքսպլոզիվ բեկորների (հրաբխային շլակների) տեքստուրաների հատկանիշների բազմազանությանը, մեր կողմից փորձ է կատարվում նրանց ստորաբաժանել առանձին տիպերի։ Հրաբխային շլակների առանձին տեքստուրաների տիպերի ստորաբաժանման հիմքում մենք դրել ենք ծակոտկենության արտահայտության բնույթը (ծակոտկեն տեքստուրայի կազմվելու տիպը)։ Դրա հիման վրա հրաբխային շլակներում տարբերվում են երեք տեքստուրային տարբեր ձևեր.

ա) Ջևավորված միջնորմներով ծակոտկեն բեկորներ.

բ) Թևլանման-ծակոտկեն բեկորներ.

գ) Շլակային բեկորներ

Իրենց հերթին ձևավորված միջնորմներով ծակոտկեն բեկորների տեքստուրան ստորաբաժանվում է ըստ ծակոտիկների չափսերի և նրանց հարաբերական քանակության երեք տիպերի՝ մանրածակոտկեն (երբ ծակոտիկները ունեն միլիմետրի մասերից մինչև 1,0—1,5 մմ. տրամագիծ), միջինծակոտկեն (երբ ծակոտինները ունեն 1,0—1,5 մմ-ից մինչև 3,0 մմ. տրամագիծ) և խոշործակոտկեն (երբ ծակոտինները ունեն 3,0 մմ-ից մեծ տրամագիծ)։

Բացի այս տեքստուրաներից նկատվում են միջնական տեքստուրաներ, որոնք հանդիսանում են նշված տեքստուրաների կոմբինացիաները (մանր-միջին ծակոտկեն, միջին-խոշոր ծակոտկեն, շլակային-ծակոտկեն, թելանման-շլակային)։

Էքսպլոզիվ բեկորները ըստ իրենց տեքստուրաների հատկանիշների ի հայտ են բերում մեծ քանակական տարբերություն տարբեր պետրոգրաֆիական կազմի շլակային կոներում։ Այսպես, օրինակ իրենց կազմով բազալտներին մոտ կանգնած անդեզիտա-բազալտային կազմի շլակային կոներում մեծ տարածում ունեն շլակային (շլակային-ծակոտկեն) տեքստուրայի բեկորներ, անդեզիտա-բազալտային կազմի շլակային կոներում՝ խոշոր ծակոտկեն (միջին-խոշործակոտկեն) տեքստուրայի բեկորներ, անդեզիտային կազմի շլակային կոներում՝ թելանման-ծակոտկեն (թելանման-շլակային) տեքստուրայի բեկորներ։ Մանրծակոտկեն տեքստուրայի բեկորները ավելի շատ են նկատվում բազալտներին մոտ կանգնած անդեզիտա-բազալտային և անդեզիտային կազմի շլակներում, իսկ միջինծակոտկեն տեքստուրայի բեկորները՝ անդեզիտա-բազալտային կազմի շլակներում։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Грейтон Л. К.** Предположения о вулканическом тепле. Изд. иностр. литер., М., 1949.
2. **Заварицкий А. Н.** Вулкан Голгат и его продукты. «Тр. лабор. вулкан.». Вып. 7, 1953.
3. **Карапетян К. И.** Вулкан Далик. «Известия» АН Армянской ССР, серия геологич. и географ. наук, XII, № 4, 1959.
4. Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Госгеолтехиздат. М., 1962.
5. **Леви Ж. П.** Легкие бетоны. Госиздат по строит. и архитект. М., 1958.
6. **Микей И. Я.** Опыт классификации пемзовых структур. «Минеральное сырье», № 5. 1930.
7. Проблемы вулканизма. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1959.
8. **Поль Р. В.** Механика, акустика и учение о теплоте. Госиздат, М., 1957.
9. **Симонов М. З.** Бетон и железобетон на пористых заполнителях. Госиздат по строит. и архитект. М., 1955.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С. В. САРКИСЯН

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ НАРУШЕНИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Кафанское рудное поле расположено в юго-восточной части Армянской ССР, в пределах одноименного района и занимает площадь около 120 км^2.

Несмотря на двухсотлетнюю давность разработки медных руд, за последнее десятилетие учтенные запасы меди возросли по месторождению в целом в несколько раз. Геологическое строение этого сложного района изучалось многими исследователями.

Приуроченность промышленного оруденения меди на Кафанском рудном поле к тектоническим нарушениям является ныне бесспорным фактом и основным поисковым критерием. Около 90% объема поисково-разведочных работ направлено на исследование приразломных зон, поэтому подразделение разрывных нарушений относительно оруденения на дорудные и послерудные имеет важное практическое значение.

Рудные тела представлены крутопадающими линзообразными и жилообразными формами и в основном последние уже отработаны.

Линзообразные тела с апофизами вкрапленно-прожилкового типа прослеживаются по простиранию на 300—500 м, по падению—от 200 до 550 м; мощность их различная—от нескольких дециметров до десятков метров.

Все рудные тела образовались в пределах сопряженных трещин, отходящих от разломов (штокверки рудников № 7—10 и 6) и залегающих параллельно нарушению (штокверк Катар и жилы Барабатумского рудника).

В геологическом строении рудного поля принимают участие породы среднеюрского возраста, представленные порфиритами, туфами и туфобрекчиями и в подчиненном количестве туфопесчаниками, песчаниками и известняками, общей видимой мощностью 1000—1200 м. Верхи указанной толщи охарактеризованы фаунистически как байос [1].

Выше трансгрессивно залегает 250—350 м толща туфоконгломератов оксфорд-кимериджского возраста. Промышленное оруденение меди приурочено к среднеюрским кварц-плагиоклазовым порфиритам. Указанные породы прорываются дайками различного состава.

Согласно выделяемой А. Т. Асланяном [2] структурно-фациальной зональности Армянской ССР, рудное поле располагается в Кафанской

пологоскладчатой зоне, представляющей собой моноклиналь шириною 30--35 км, с погружением осей складок на северо-восток. Эта моноклиналь осложнена складчатостью, к которой относится Кафанская брахиантиклинальная складка с осью северо-западного простирания (320—340°), погружающейся полого в том же направлении. Складка осложнена крупными разрывными нарушениями и сопряженными с последними более мелкими разрывами.

Наиболее крупные нарушения, простирающиеся на 3—20 км с зоной дробления, мощностью от нескольких до 10—15 м, по расположению относительно оси брахиантиклинальной складки, подразделяются на параллельные и поперечные разломы, что наглядно видно на схеме тектонического строения рудного поля, с указанием туфоконгломератов. К первым относятся разломы с простиранием 320—340° и близкие к ним по сравнению с падением на северо-восток—под углами 40—80°. В эту группу входят Западно-Сааддашский, Восточно-Сааддашский, Межформационный, Мецмагаринский (близмеридиональный) и Кавартсуйский.

Из указанных разломов пересекают верхнеюрские породы Восточно-Сааддашский, Мецмагаринский и Межформационный, а по остальным, вследствие размытости эрозией туфоконгломератовой толщи, явного пересечения их не наблюдается. Межформационное нарушение выделяется впервые, а его существование предполагалось В. Н. Котляром (1936), А. Т. Асланяном (1958) и Г. Г. Гудалиным (1959), что и подтвердилось пробуренными 11 скважинами Кафанской ГРП.

Межформационное нарушение характеризуется следующими признаками:

а) проходит на контакте разнородных толщ, отличающихся по физико-механическим свойствам и возрасту слагающих пород, а именно: верхнеюрскими туфопесчаниками с кварц-плагиоклазовыми порфиритами средней юры и часто фиксируется в лежачем боку гипсоносно-ангидритовой залежи;

б) угол падения обусловливается контактом указанных пород, вблизи поверхности угол составляет 60—70°, а на глубине выполаживается до 25—30°, с преобладающим падением на восток. Зона рассланцованных и раздробленных пород в полосе нарушения имеет мощность 10—12 м, местами достигает 30 м;

в) современный контур нарушения в плане совпадает с распространением верхнеюрских туфоконгломератов, являющихся предохраняющим чехлом от воздействия эрозии. На небольшом участке оно имеет секущий характер.

Ранее выделенный Восточно-Сааддашский разлом, фактически состоит из двух нарушений: именуемого на месторождении Межформационного в южной части и секущего крутопадающего (60—80°) нарушения собственно Восточно-Сааддашского, отходящего от первого в северо-западном направлении и отличающегося малой мощностью раздробленных пород (1—3 м).

По пробуренным скважинам севернее с. Каварт выявлено продолжение Межформационного нарушения, смещенного Башкендским и Мецмагаринским разломами. По данным участка вертикальная амплитуда смещения составляет 450—500 м.

Межформационное нарушение образовалось после формирования пород верхней юры, поэтому нижний возрастной предел нарушения следует считать послеверхнеюрским.

В отношении к промышленному оруденению меди это нарушение является дорудным и рудоконтролирующим, так как штокверк рудника 7—10 залегает в лежачем боку его. Залежь тяготеет и имеет склонение в сторону падения нарушения, что наглядно видно на разрезе, составленном по данным фактического материала. Севернее на 200 м от указанного штокверка, в зоне Межформационного нарушения скважиной 437 вскрыта в огипсованных породах жила с богатым содержанием меди, подтверждающая дорудность этого нарушения.

Вышеупомянутые нарушения северо-западного простирания являются наиболее перспективными, так как в приосевой части складки породы отличаются повышенной трещиноватостью с мелкими нарушениями.

К поперечным в отношении оси брахиантиклинальной складки относятся разломы с простиранием на северо-восток 20—40°—Барабатум-Халаджский, Башкендский, Хотананский и Гнутский. Эти нарушения параллельны между собой и падают на северо-запад под углами 70—80°, свидетельствуя о возможной одновременности их образования. Поперечные нарушения пересекают и смещают продольные нарушения и верхнеюрские туфоконгломераты.

Для северо-восточных разломов роль складчатости отразилась в меньшей степени, чем для продольных к оси нарушениям, так как первые приосевую часть пересекают на незначительном протяжении.

В целом на Кафанском рудном поле дорудность разломов определяется:

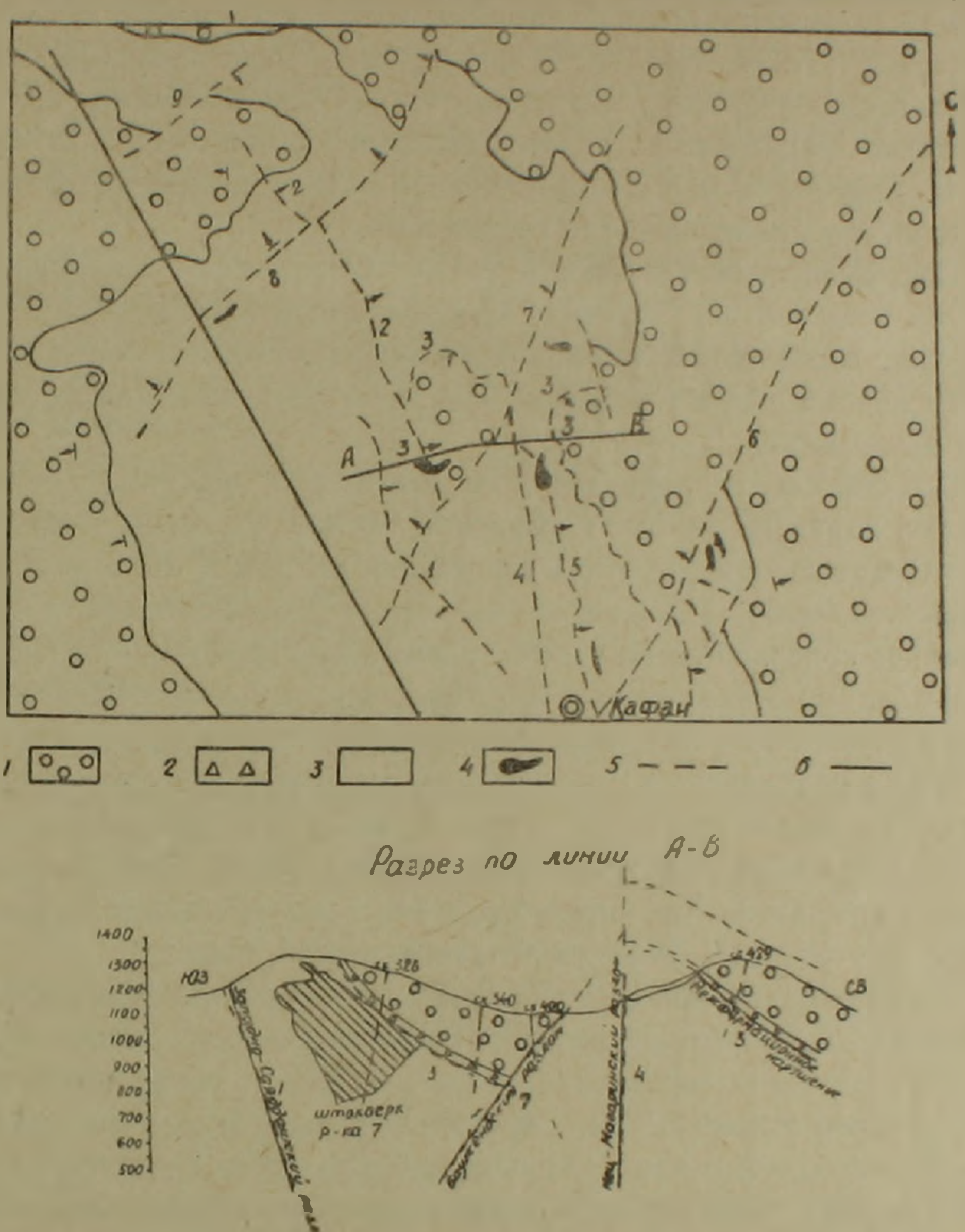
а) наличием оруденения в зоне тектонического нарушения в виде тонких прожилков и вкрапленников, без значительных следов дробления;

б) если рудное тело находится на некотором отдалении (15—30 м) от нарушения, и последнее не вскрыто горной выработкой, то в этом случае взаимное их расположение на плане и вертикальной плоскости свидетельствует о их генетической связи (фиг. 1);

в) для нарушений, вдоль которых разведка не проводилась и нечетко выражены на поверхности, дорудность определялась наличием в приразломной полосе гидротермально измененных пород с признаками медного оруденения, а также подтверждающимися аномальными участками купрометрической съемки.

На основании этих признаков все вышеупомянутые разломы отнесены к дорудным, подтвержденным наличием промышленного оруденения меди или полиметаллов, расположенных в основном в лежачем боку на-

рушения. В настоящее время исключением является Гнутский разлом, вдоль которого разведка не проводилась. Что касается послерудных нарушений, последние отмечены в рудниках в небольшом количестве со сме-



Разрез по линии А-Б

Фиг. 1. Схема тектонического строения Кафанского рудного поля (по данным ГРП и рудника): 1— туфоконгломератовая толща; 2— гипсово-ангидритовая залежь; 3—эпидотизированные порфириты, квадц-плагиоклазовые порфириты, их брекчии и туфопесчаники; 4—контур рудного тела; 5— разрывные нарушения (1— Западно-Саядлашский, 2— Восточно-Саядлашский, 3— Межформационный, 4— Мецмагаринский, 5— Каварт-суйский, 6 — Барабатум-Халаджский, 7— Башкендский, 8— Хотананский, 9— Гнутский); 6— ось складки.

щением рудных жил в пределах нескольких метров, не создающих особых препятствий при разведке и эксплуатации.

Для Кафанского рудного поля справедливо высказывание В. Т. Крейтера [7] «...что значение послерудной тектоники раньше явно переоценивалось и, что она в большинстве случаев не играет существенной роли».

Многими исследователями был затронут вопрос о возрасте оруденения Кафанского месторождения. В 1933—1936 гг. В. Г. Грушевой, В. Н. Котляр и А. Я. Додин [6] увязывали образование месторождения с внедрением гранодиоритового массива, относимого к третичной фазе вулканизма. Позже, в 1954—1960 гг., большинство исследователей [4] для подтверждения среднеюрского возраста оруденения приводят примером «пострудный» Башкендский разлом, смещающий верхнеюрские породы.

Б. С. Вартапетян [3] придерживается мнения о послесреднеэоценовом и доолигоценовом возрасте оруденения.

В начальной стадии разведки (1957) Катарского штокверка, залегающего в лежачем боку Западно-Саяддашского разлома, придерживались послерудного возраста Башкендского разлома, и с целью обнаружения смещенной части штокверка был пробурен ряд скважин, не выявивший оруденения.

В дальнейшем о дорудности Башкендского разлома, имеющего взбросовый характер, не было сомнений, так как на стыке последнего с Западно-Саяддашским разломом Катарский штокверк имел максимальную мощность—с богатым содержанием меди, превышающим в полтора раза среднее содержание по этому рудному телу. Севернее на 2,5 км от этого участка, по обоим бокам. Башкендского разлома, было выявлено буровыми скважинами промышленное оруденение меди. Таким образом, окончательно убедились в дорудном возрасте Башкендского разлома, имеющего шарнирный характер, вследствие чего к северо-востоку его амплитуда смещения возрастает и становится более перспективной.

История развития Кафанского рудного поля находится в неразрывной связи со строением Кафанской тектонической зоны.

Брахиантиклинальная складка рудного поля расположена в 6—8 км к востоку от глубинного Хуступ-Гиратахского разлома, вследствие чего девонские отложения контактируют через разлом с верхнеюрскими или нижнемеловыми отложениями. Глубинный разлом и наиболее перспективные рудоконтролирующие нарушения Кафанского рудного поля имеют параллельное простирание—северо-западное и образованы, видимо, тангенциальными движениями и предшествующей им является брахиантиклинальная складка. В ослабленные участки на глубине внедрилась интрузия, под воздействием радиальных усилий образовались северо-восточного простирания нарушения с крутыми углами падения. Видимо предполагаемая интрузия, являющаяся первоисточником рудообразования, связана с нижнемелового возраста Цавской интрузией гранодиоритов, расположенная в 10 км южнее от Кафанского рудного поля.

Мощные складкообразовательные движения и внедрения интрузии во времени, согласно данным А. А. Габриеляна [5], соответствуют неокому.

Таким образом, на основании определения возраста нарушений относительно промышленного оруденения и связи с глубинным Хуступ-Гиратахским разломом и Цавской интрузией, возраст оруденения Кафан-

ского рудного поля следует считать послеверхнеюрское—нижнемеловое время.

Исходя из установленного возраста оруденения, следовало предполагать о наличии оруденения в породах верхней юры. В. И. Котляр [6] отсутствие оруденения объяснял образованием непроницаемых перетертых пород для гидротермальных растворов в лежачем боку верхнеюрских туфоконгломератов. Указанный контакт мог явиться экраном рудоподводящих растворов, что не имеет места на Кафанском месторождении.

Последнее обстоятельство, по всей вероятности, объясняется недостаточным напором восходящих гидротермальных растворов и вследствие чего даже на участках распространения среднеюрских пород, вскрытых и размытых эрозией, все крупные тела выклиниваются вблизи от дневной поверхности.

При соответствующих благоприятных условиях не исключена возможность обнаружения залежей в верхнеюрских породах и на их контакте со среднеюрскими породами. Примером может служить Шикахохское рудопроявление меди.

В результате дальнейшей разведки затронутые вопросы обогатятся новыми фактами.

Научно-исследовательский
горно-металлургический институт
Ереван

Поступила 15.III.1963.

Ս. Վ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ԽԱԽՏՄԱՆ ՀԱՍԱԿԻ ԵՎ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ղափանի հանքային դաշտը տեղադրված է ՀՍՍՌ հարավ-արևմտյան մասի նույնանուն շրջանում և դրավում է 120 քառակուսի կիլոմետր տարածություն։

Պղնձի արդյունաբերական հանքայնացման կապը տեկտոնական խախտումների հետ հանդիսանում է անվիճելի փաստ և հիմնական որոնողական նախադրյալ։

Հանքային դաշտի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են միջին և վերին յուրայի հասակի ապարները։ Նրանց վրա տրանսգրեսիվ կերպով տեղադրված են օքսֆորդ-կիմերիջի հասակի տուֆակոնգլոմերատները։

Արդյունաբերական չափերի հասնող պղնձի հանքայնացումը կապված է միջին յուրայի հասակի քվարց-պլագիոկլազային պորֆիրիտների հետ։

Հանքային դաշտը տեղադրված է Ղափանի մեղմ ծալքավոր մոնոկլինալային պոնասում։

Բոլոր խոշոր խախտումները բրախիանտիկլինալային ծալքավորության նկատմամբ բաժանվում են երկայնականի և ընդլայնականի։

Առաջին անգամ անջատվում է միջֆորմացիոն խախտում վերին և միջին յուրայի հասակի ապարների միջև, որի առկայությունը հաստատվեց անցած հորատանցքերի միջոցով։ Այս խախտման պատկած կողում տեղադրված է № 7—10 հանքի շտոկվերկը։

Միջֆորմացիոն խախտման զոնայում № 437 հորատանցքով գիպսացված ապարներում հայտնաբերվել է պղնձի հարուստ պարունակությամբ երակ, որը հաստատում է նշված խախտման մինչհանքային լինելը։

Խոշոր խախտումների պատկած կողում հայտնաբերված է պղնձի արդյունաբերական հանքայնացումը, որոնցից մի քանի խախտումներ հատում և տեղաշարժում են վերին յուրայի տուֆոկոնգլոմերատները։ Բոլոր խոշոր խախտումները համարվում են մինչհանքային, իսկ հետհանքային խախտումները տեղաշարժում են հանքային մարմինները մի քանի մետրի սահմաններում։

Հետազոտողների մեծամասնությունը հանքայնացման միջին յուրայի հասակին պատկանելը հաստատելու համար օրինակ են բերում «հետհանքային» Բաշկենդի խախտումը, որը տեղաշարժում է վերին յուրայի ապարները։ Ղափանի շտոկվերկի և 2,5 կմ. նրանից հյուսիս կատարված հետախուզության հետևանքով պարզվեց պղնձի արդյունաբերական հանքայնացման կապը Բաշկենդի խախտման երկու կողերի հետ։

Խուստուպ-Գիրաթաղի խորքային խախտումը և Ղափանի հանքային դաշտի ավելի հեռանկարային հանքպայմանավորող խախտումներն ունեն երկայնական տարածում—հյուսիս-արևմտյան, հաստատելով նրանց միջև եղած կապը։

Հզոր ծալքառաջացնող շարժումներն և ինտրուզիայի տեղադրումը համապատասխանում է նևոկոմի հասակին։ Արդյունաբերական հանքայնացման նկատմամբ խախտումների հասակի որոշման և Խուստուպ-Գիրաթաղի խորքային խախտման ու Ցավի ինտրուզիայի կապի հիման վրա, Ղափանի հանքային դաշտի հանքայնացման հասակը պետք է համարել՝ հետվերինյուրա-ներքին կավիճ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акопян В. Т.** Стратиграфия юрских и меловых отложении юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
2. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
3. **Вартапетян Б. С.** К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении Советская геология, т. 10, 1960.
4. **Ванюшин С. С., Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А.** Кафанское медное месторождение. Изд. Кав. НТО. Цвет. металл., 1957.
5. **Габриелян А. А.** Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН Арм. ССР, т. 13, 1960
6. **Котляр В. Н., Додин А. Я.** Зангезурское медное месторождение в Армении. Рукопись. Фонды Кафанской ГРП, 1936.
7. **Крейтер В. М.** Структура рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
8. **Мкртчян С. С.** Зангезурская рудоносная область Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В. О. ПАРОНИКЯН

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТОТ СОДЕРЖАНИЙ МЕТАЛЛОВ В ТЕЛЕ ПОЛЕЗНОГО ИСКОПАЕМОГО

Функция распределения частот содержаний компонентов

Исследования по определению функции распределения содержаний компонентов в теле полезного ископаемого в настоящее время являются актуальной задачей, поскольку применение тех или иных законов математической статистики зависит от функции распределения случайной величины. Следует отметить, что характер распределения элементов в рудах и горных породах обусловлен большим числом неравноценных факторов и в соответствии с этим следует ожидать различные законы распределения.

Н. К. Разумовский [4] указывает на широкое распространение логарифмически-нормального закона в рудных месторождениях. К такому же выводу приходит Аренс [7] в отношении распределения элементов в породах. Д. А. Родионовым [5] установлено, что наиболее распространенной функцией, не противоречащей эмпирическим данным, является логнормальная функция. К. В. Обрей [8] и Л. И. Четвериков [6] ставят под сомнение логнормальный закон распределения элементов в породах и рудах и указывают на то, что этот закон неприемлем при крайне низких, а также высоких содержаниях элементов. Из вышеприведенного следует, что вопрос о функции распределения содержаний компонентов в различных геологических образованиях в настоящее время разрешен далеко недостаточно

Исследования по определению законов распределения частот содержаний элементов в некоторых рудных месторождениях Армянской ССР привели нас к выводу, что эмпирические данные здесь также часто не укладываются в рамки нормального или логнормального распределения.

Содержание компонента в теле полезного ископаемого можно рассматривать как непрерывную случайную величину, а данные опробования как случайную выборку из неограниченной совокупности возможностей, так как оно производится при определенных условиях и ограничениях. С целью установления закона распределения частот содержаний компонентов в теле полезного ископаемого, произведена статистическая обработка большого числа химических анализов на свинец, цинк и медь, полученных в результате геолого-разведочных и эксплуатационных ра-

бот по некоторым рудным месторождениям Армянской ССР. Вычислены частоты нахождения содержаний компонентов в равностоящих интервалах и по полученным данным построены гистограммы (фиг. 1—3). В результате таких построений выявлено, что гистограммы этих элементов в рудах довольно сходны по форме и их можно представить однотипной функцией распределения. Изучены также распределения логарифмов содержаний компонентов в рудах Ахтальского месторождения. Полученные данные (фиг. 1—1) показывают, что распределение здесь близко к логарифмически нормальному закону, однако при проверке оказалось, что за исключением меди (табл. 1), этот закон для остальных случаев не приемлем.

Таблица 1

Результаты проверки гипотезы логнормального распределения содержаний меди в рудных линзах 10 и 11 Ахтальского месторождения

Границы интервалов	Логарифмы границ интервалов	Число проб (m_i)	Частота встречаемости $\left(\frac{m_i}{N}\right)$	Теоретические частоты* (p_i)	$\left(\frac{m_i}{N} - P_i\right)$	Эмпирическая функция распределения $F_n(x)$	Теоретическая функция распределения $F(x)$
0,01—0,03162	2,0—2,5	11	0,0084	0,0052	0,002	0,0084	0,0052
0,03162—0,1	2,5—1,0	93	0,0710	0,0641	0,0008	0,0794	0,0693
0,1—0,3162	1,0—1,5	265	0,2028	0,2284	0,003	0,2822	0,2977
0,3162—1,0	1,5—0,0	482	0,3690	0,3723	0,0003	0,6512	0,6700
1,0—3,162	0,0—0,5	352	0,2694	0,2550	0,0008	0,9206	0,9250
3,162—10,0	0,5—1,0	101	0,0773	0,0675	0,001	0,9979	0,9925
>10,0	>1,0	4	0,0030	0,0071	0,0003	1,0	1,0

$\lg \bar{x} = 1.7782$

$N = 1308$

$\gamma = 0,5$

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{l} \frac{N\left(\frac{m_i}{N} - P_i\right)^2}{P_i} = 10,7, \quad \chi^2_a = 13, \text{ при } a = 0,01 \text{ и } 4 \text{ степенях свободы.}$$

$\sqrt{N} D_n = 0,59, \ \lambda_a = 1,63, \text{ при } a = 0,01. \ D_n = \max_{0 < x < \infty} |F_n(x) - F(x)|.$

Задача заключается в том, чтобы выбрать такую формулу $y = f(x; k, a)$, которая, устанавливая связь между частотой встречаемости и содержанием элементов, в то-же время возможно точно характеризовала бы эмпирические данные. Применение аналитических критерий по нахождению наиболее рациональной модели [3] привело нас к выводу, что в рассматриваемом случае распределение частот содержаний компонентов можно выразить следующей показательной функцией плотности распределения вероятностей:

$$f(x) = k e^{-\frac{x}{a}}, \ 0 \leq x < \infty, \tag{1}$$

---

* $P_i = \Phi(t_2) - \Phi(t_1)$, где $\Phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t e^{-\frac{z^2}{2}} dz$, $t = \frac{\lg x_i - \lg \bar{x}}{\sigma}$.

где x и a — постоянные. Эта функция, как видно, отлична от функций логнормального или нормального распределения. В последнем случае функция плотности распределения вероятностей выражалось бы формулой:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-a)^2}{2\sigma^2}}, \quad 0 \leqslant x < \infty, \tag{2}$$

где a — математическое ожидание, σ^2 — дисперсия.

Таким образом, задача заключается в определении параметров k и a функции (1). С этой целью сначала определим начальные — V_n и центральные — μ_n моменты порядка n:

$$XV_n = E\left(\overset{n}{x}\right) = \int_0^\infty x^n f(x)\,dx = k\int_0^\infty x^n e^{-\frac{x}{a}}\,dx =$$

$$= -kax^n e^{-\frac{x}{a}}\Big|_0^\infty + nka\int_0^\infty x^{n-1} e^{-\frac{x}{a}}\,dx = -n(n-1)ka^2 x^{n-1} e^{-\frac{x}{a}}\Big|_0^\infty +$$

$$+ n(n-1)ka^2\int_0^\infty x^{n-2} e^{-\frac{x}{a}}\,dx = -n(n-1)(n-2)ka^3 e^{-\frac{x}{a}}\Big|_0^\infty +$$

$$+ n(n-1)(n-2)ka^3\int_0^\infty x^{n-3} e^{-\frac{x}{a}}\,dx = \cdots\cdots =$$

$$= n!\,ka^n\int_0^\infty e^{-\frac{x}{a}}\,dx = -n!\,ka^{n-1} e^{-\frac{x}{a}}\Big|_0^\infty = n!\,ka^{n+1}.$$

$$\mu_n = E\,|x - E(X)|^n = \int_0^\infty |x - E(X)|^n f(x)\,dx = k\int_0^\infty |x - E(X)|^n e^{-\frac{x}{a}}\,dx =$$

$$= -ka\,|x - E(X)|^n e^{-\frac{x}{a}}\Big|_0^\infty + nka\int_0^\infty |x - E(X)|^{n-1} e^{-\frac{x}{a}}\,dx =$$

$$= ka\,|-E(X)|^n - nka^2\,|x - E(X)|^{n-1} e^{-\frac{x}{a}}\Big|_0^\infty +$$

$$+ n(n-1)ka^2\int_0^\infty |x - E(X)|^{n-2} e^{-\frac{x}{a}}\,dx = \cdots\cdots\cdots =$$

$$= ka\,|-E(X)|^n + nka^2\,|-E(X)|^{n-1} +$$

$$+ n(n-1)\,ka^3\,|-E(X)|^{n-2} + n(n-1)(n-2)\,ka^4\,|-E(X)|^{n-3} + \cdots$$

$$+ n!\,ka^n \int_0^\infty e^{-\frac{x}{a}}\,dx = ka\,|-E(X)|^n + nka^2|-E(X)|^{n-1} +$$

$$+ n(n-1)\,ka^3\,|-E(X)|^{n-2} + \cdots + n!\,ka^{n+1}.$$

Полученные данные позволяют определить математическое ожидание $E(X)$ и дисперсию — $D(X)$:

$$E(X) = V_1 = 1!\;ka^{1+1} = ka^2$$

$$D(X) = \mu_2 = ka\,|-E(X)|^2 + 2ka^2\,|-E(X)| + 2\cdot 1\cdot ka^3\,|-E(X)|^0 =$$

$$= ka\,|E(X)|^2 - 2ka\,E(X) + 2ka^3.$$

Положим $E(X) = ka^2$ для дисперсии получим формулу:

$$D(X) = k^3a^5 - 2k^2a^4 + 2ka^3.$$

Но из условия

$$F(+\infty) = k\int_0^\infty e^{-\frac{x}{a}}\,dx = -ka\,e^{-\frac{x}{a}}\Big|_0^\infty = ka = 1$$

вытекает, что $k = \frac{1}{a}$, следовательно

$$E(X) = ka^2 = \frac{1}{a}\cdot a^2 = a \quad \text{и}$$

$$D(X) = \frac{a^5}{a^3} - \frac{2a^4}{a^2} + \frac{2a^3}{a} = a^2.$$

т. е.

$$E(X) = \sqrt{D(X)} = \sigma = a. \tag{3}$$

Равенство (3) можно рассматривать как необходимое условие' при котором эмпирические данные согласуются с указанной функцией распределения, т. е. если взамен математического ожидания и дисперсии применять их статистические оценки—эмпирическое среднее $(\overline{x})$ дисперсии (s^2), то должно иметь место равенство:

$$\overline{x} = s.$$

Эти стандарты определяются формулами:

$$x = \frac{\sum_{i=1}^{l} x_i m_i}{N}$$

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^{l} (x_i - \bar{x})^2 m_i}{N-1},$$

где x_i — среднеарифметическое содержание компонента в классовых интервалах, m_i — число проб в них, N — общее число проб, l — число классов.

Введя в формулу (1) статистическую оценку математического ожидания, получим следующую функцию плотности распределения вероятностей:

$$f(x) = \frac{1}{\bar{x}} e^{-\frac{x}{\bar{x}}}, \quad 0 \leqslant x < \infty, \tag{4}$$

и функцию распределения вероятностей

$$F(x) = \frac{1}{\bar{x}} \int_0^x e^{-\frac{x}{\bar{x}}} dx, \quad 0 \leqslant x < \infty. \tag{5}$$

В частности для свинца Газминского месторождения эта функция имеет вид

$$F(x) = \frac{1}{3} \int_0^x e^{-\frac{x}{3}} dx.$$

Пользуясь функцией (5) можно определить вероятность попадания случайной величины в классовых промежутках по следующей формуле:

$$P\{x_i \leqslant x < x_{i+1}\} = \frac{1}{\bar{x}} \int_{x_i}^{x_{i+1}} e^{-\frac{x}{\bar{x}}} dx,$$

где x_i и x_{i+1} являются верхней и нижней границами интервалов. На основании полученных данных составлены эмпирические — $F_n(x)$ и теоретические — $F(x)$ функции распределения для разных элементов. Проверка гипотезы о равенстве этих двух функций произведена по критериям А. Н. Колмогорова и χ^2 (табл. 2, 3, 4, 5). Как видно из приведенных таблиц, вычисленные значения $\sqrt{N} D_n$ и χ^2 всегда меньше допустимого λ_a и χ^2_a, при $a = 0{,}01$. Следовательно принятая гипотеза не отвергается.

Таким образом к показательному закону подчиняются содержания свинца в рудах Газминского месторождения, свинца, цинка и меди в линзе 11 Ахтальского месторождения. В последующей главе статистически доказывается равенство функций распределения элементов в рудных линзах 10 и 11 Ахтальского месторождения. Кроме того, как видно из представленных диаграмм (фиг. 2, 3), подобное распределение отмечается и в рудах прожилково-вкрапленного типа на Кафанском медноколь-

Таблица 2

Результаты проверки гипотезы распределения частот содержаний свинца в виде функции $F(x) = \frac{1}{3}\int_0^x e^{-\frac{x}{3}} dx$ в рудах Газминского месторождения

Границы интервалов % %	Число проб m_i	Частота встречаемости $\frac{m_i}{N}$	Теоретические частоты P_i	Эмпирическая функция распределения $F_n(x)$	Теоретическая функция распределения $F(x)$	$\frac{\left(\frac{m_i}{N} - P_i\right)^2}{P_i}$
0—1	205	0,3376	0,2839	0,3376	0,2839	0,01
1—2	96	0,1581	0,2028	0,4957	0,4867	0,009
2—3	83	0,1361	0,1458	0,6318	0,6325	0,0007
3—4	65	0,1070	0,1042	0,7388	0,7357	0,00008
4—5	42	0,0692	0,0749	0,8080	0,8116	0,0004
5—6	19	0,0313	0,0536	0,8392	0,8652	0,009
6—7	29	0,0478	0,0382	0,8870	0,9034	0,0024
7—8	16	0,0263	0,0275	0,9133	0,9309	0,00006
8—9	14	0,0214	0,0197	0,9347	0,9506	0,0 01
9—10	9	0,0148	0,0141	0,9495	0,9647	0,00003
10—11	10	0,0165	0,0102	0,9669	0,9749	0,0038
11—12	6	0,0099	0,0072	0,9759	0,9821	0,001
12—13	3	0,0049	0,0052	0,9800	0,9873	0,00003
>13	9	0,0148	0,0120	1,0	1,0	0,0006

$N = 608$ $\chi^2 = 22{,}61$, $\chi^2_a = 31{,}3$, при $a = 0{,}01$ и 11 степенях свободы.

$\bar{x} = 3{,}0$

$s^2 = 8{,}5$ $\sqrt{N}D_n = 1{,}37$; $\lambda_a = 1{,}63$, при $a = 0{,}01$.

Таблица 3

Результаты проверки гипотезы распределения частот содержаний меди в виде функции $F(x) = \frac{1}{1{,}23}\int_0^x e^{-\frac{x}{1{,}23}} dx$ в линзе 11 Ахтальского месторождения

Границы интервалов % %	Число проб m_i	Частота встречаемости $\frac{m_i}{N}$	Теоретические частоты P_i	Эмпирическая функция распределения $F_n(x)$	Теоретическая функция распределения $F(x)$	$\frac{\left(\frac{m_i}{N} - P_i\right)^2}{P_i}$
0—1	344	0,6056	0,5566	0,6056	0,5566	0,0043
1—2	117	0,2060	0,2467	0,8116	0,8033	0,0064
2—3	46	0,0810	0,1094	0,8926	0,9127	0,0072
3—4	30	0,0528	0,0486	0,9454	0,9613	0,0004
4—5	16	0,0282	0,0215	0,9736	0,9828	0,002
5—6	8	0,0141	0,0096	0,9827	0,9924	0,002
>6	7	0,0123	0,0076	1,0	1,0	0,003

$N = 568$ $\chi^2 = 14{,}4$; $\chi^2_a = 18{,}5$, при $a = 0{,}01$ и 4 степенях свободы.

$\bar{x} = 1{,}23$

$s^2 = 2{,}0$ $\sqrt{N}D_n = 1{,}16$, $\lambda_a = 1{,}63$, при $a = 0{,}01$.

Таблица 4

Результаты проверки гипотезы распределения частот содержаний свинца в виде функции $F(x) = \frac{1}{2}\int_0^x e^{-\frac{x}{2}} dx$ в линзе 11 Ахтальского месторождения

Границы интервалов, ‰	Число проб m_i	Частота встречаемости $\frac{m_i}{N}$	Теоретические частоты P_i	Эмпирическая функция распределения $F_x(x)$	Теоретическая функция распределения $F(x)$	$\frac{\left(\frac{m_i}{N} - P_i\right)^2}{P_i}$
0—1	205	0,4669	0,3948	0,4669	0,3948	0,013
1—2	94	0,2141	0,2382	0,6810	0,6330	0,0024
2—3	61	0,1389	0,1458	0,8199	0,7788	0,0003
3—4	28	0,0638	0,0866	0,8837	0,8654	0,006
4—5	15	0,0342	0,0530	0,9179	0,9184	0,0066
5—6	14	0,0319	0,0332	0,9418	0,9506	0,000003
6—7	5	0,0113	0,0195	0,9531	0,9701	0,0057
7—8	6	0,0137	0,0118	0,9668	0,9819	0,0002
8—9	3					
9—10	4	11	0,0181	0,0181	1,0	1,0	0,0026
>10	4					

$N = 439$ $\chi^2 = 15{,}05$, $\chi^2_a = 22{,}5$, при $a = 0{,}01$ и 6 степенях свободы.

$\bar{x} = 1{,}97$

$s^2 = 8{,}42$ $\sqrt{N} \cdot D_n = 1{,}55$, $\lambda_a = 1{,}63$, при $a = 0{,}01$.

Таблица 5

Результаты проверки гипотезы распределения частот содержаний цинка в виде функции $F(x) = \frac{1}{5}\int_0^x e^{-\frac{x}{5}} dx$ в линзе 11 Ахтальского месторождении

Границы интервалов, ‰	Число проб m_i	Частота встречаемости $\frac{m_i}{N}$	Теоретические частоты P_i	Эмпирическая функция распределения $P_n(x)$	Теоретическая функция распределения $P(x)$	$\frac{\left(\frac{m_i}{N} - P_i\right)^2}{P_i}$
0—2	221	0,3960	0,3296	0,3960	0,3296	0,0133
2—4	99	0,1774	0,2211	0,5734	0,5507	0,009
4—6	75	0,1344	0,1482	0,7078	0,6989	0,0013
6—3	47	0,0842	0,0993	0,7920	0,7982	0,0023
8—10	34	9,0609	0,0665	0,8529	0,8647	0,0005
10—12	26	0,0466	0,0447	0,8995	0,9094	0,00009
12—14	15	0,0269	0,0298	0,9264	0,9392	0,0003
14—16	12	0,0215	0,0200	0,9479	0,9592	0,0001
16—18	7	0,0125	0,0135	0,9604	0,9727	0,00008
18—20	8	0,0143	0,0090	0,9747	0,9817	0,0031
20—22	5	0,0089	0,0060	0,9836	0,9877	0,0013
>22	9	0,0162	0,0123	1,0	1,0	0,001

$N = 558$ $\chi^2 = 16{,}96$, $\chi^2_a = 27{,}9$, при $a = 0{,}01$ и 9 степенях свободы.

$\bar{x} = 4{,}97$

$s^2 = 30{,}0$ $\sqrt{N}\, D_n = 1{,}57$, $\lambda_a = 1{,}63$, при $a = 0{,}01$.

ченном месторождении. Это обстоятельство указывает на большую универсальность показательной функции распределения:

$$F(x) = \frac{1}{a}\int_0^x e^{-\frac{x}{a}}\,dx,\ 0 \leqslant x < \infty.$$

С другой стороны, если функция распределения для данного месторождения или рудного тела получена в результате обработки большого числа анализов, то она становится достаточно устойчивой, что позволяет заранее определить распределение проб в различных промежутках содержаний для новых рудных тел, или же для других участков данного рудного тела. Это позволяет также произвести значительное сокращение объема опробовательских работ.

Некоторые особенности распределения частот содержаний компонентов в рудных месторождениях

В результате статистической обработки большого фактического материала выяснена, что имеется большое сходство в распределении частот содержаний компонентов в разных горизонтах одного рудного тела, а также иногда между разными рудными телами. Так, например, заслуживает внимания совмещение гистограмм распределения содержаний *Pb*, *Zn* и *Cu* в рудных линзах №№ 10 и 11 Ахтальского месторождения, в то время как достаточно отчетливо они отличаются от гистограмм соответствующих компонентов оруденения шт. 28 (фиг. I—IV, V, VI). Это обстоятельство дает основание полагать, что функции распределения компонентов для этих двух линз сходные. Проверка гипотезы о равенстве функций распределения указанных линз равносильна проверки гипотез

$$\sigma_{10}^2 = \sigma_{11}^2 \text{ и } a_{10} = a_{11}$$

где σ^2 — дисперсия, a — математическое ожидание. Взамен этих величин можно использовать их статистические оценки:

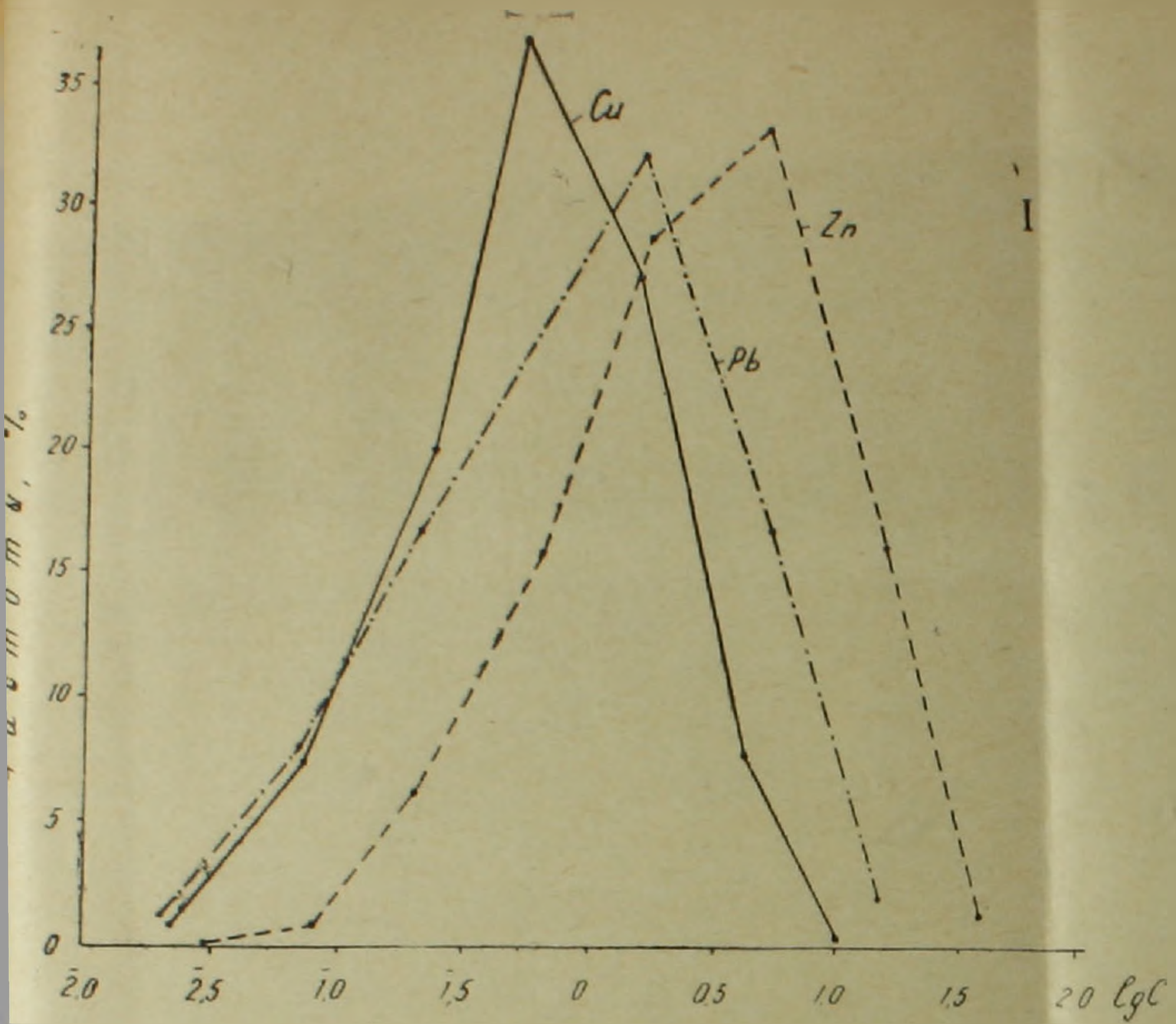
$$a \approx \bar{x} \text{ и } \sigma^2 \approx s^2.$$

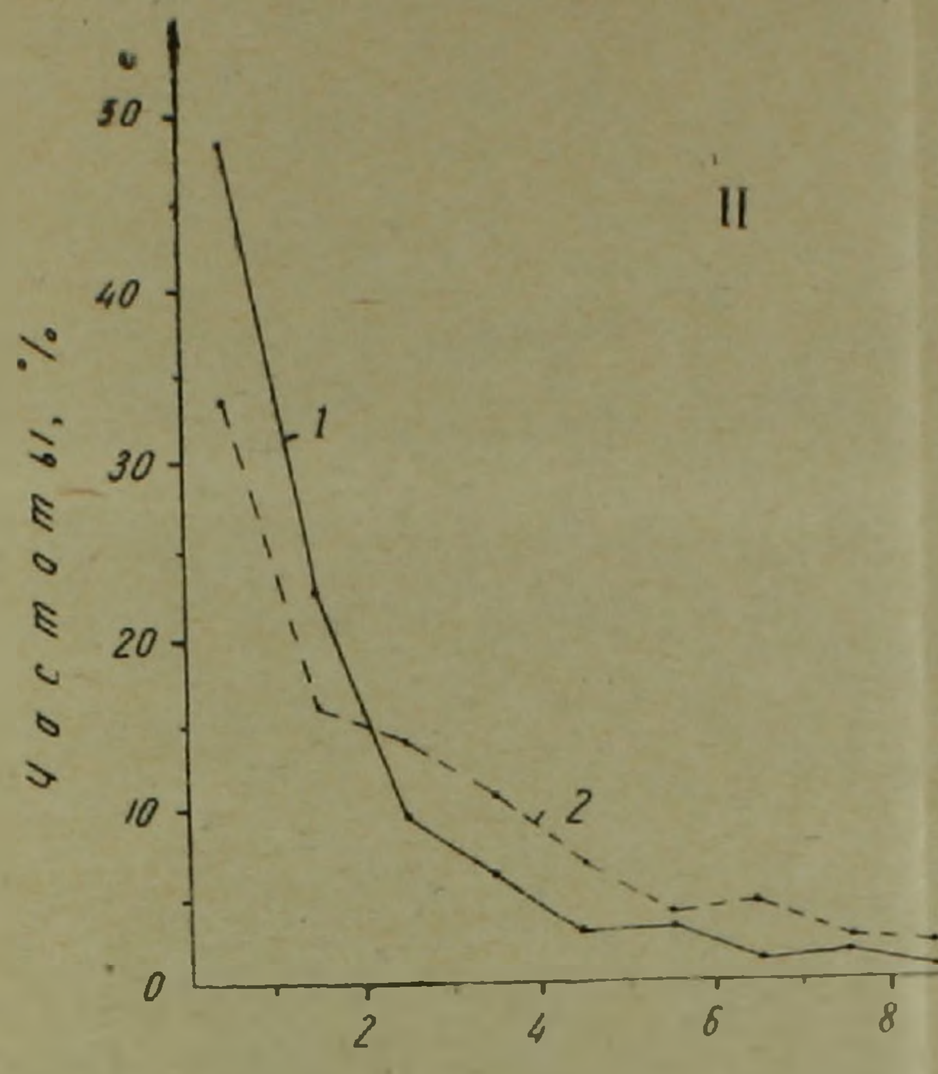
Эмпирическое среднее ($\bar{x}$) и дисперсия (s^2) вычисляются по вышеприведенным формулам. Проверка гипотез

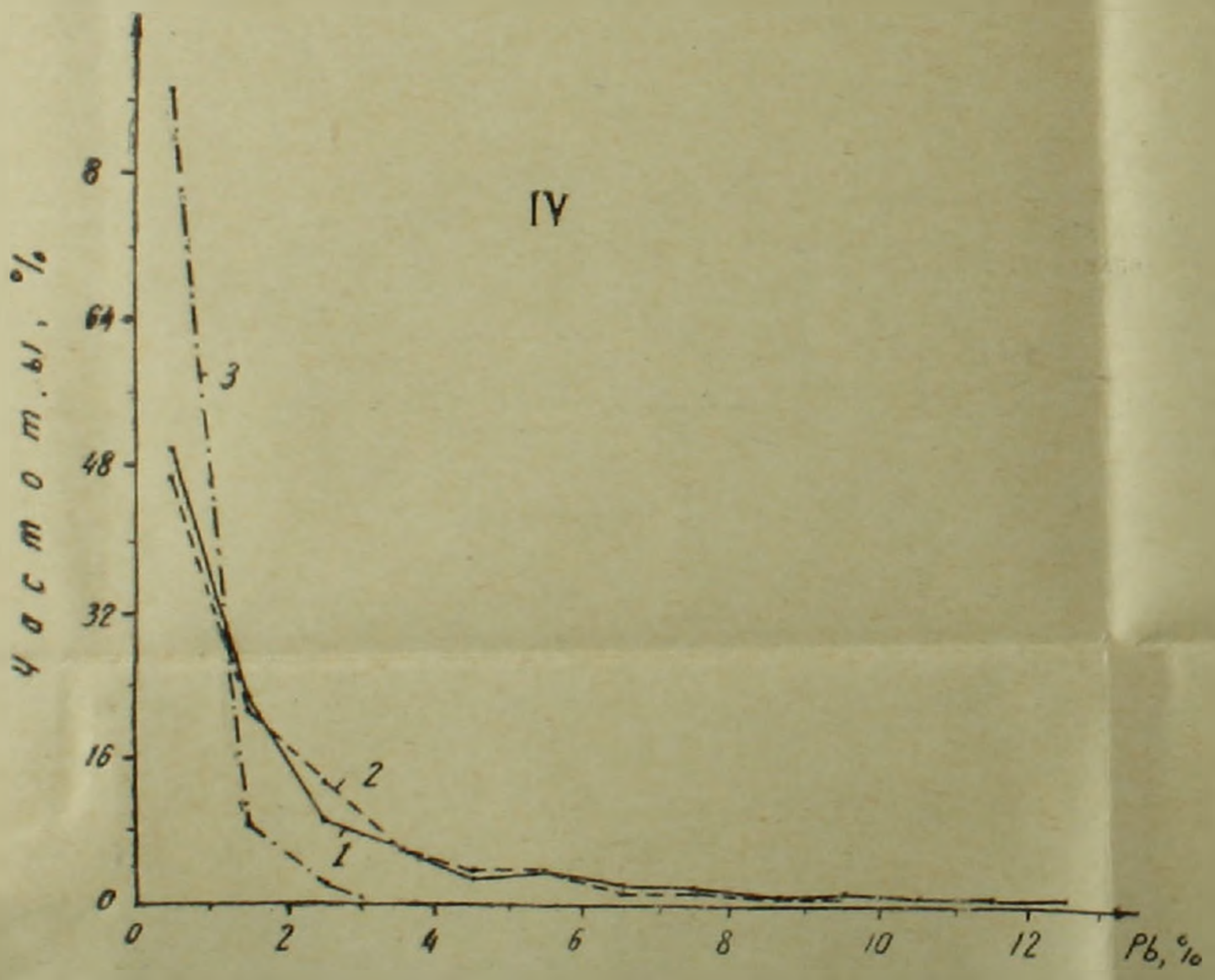
$$s_{10}^2 = s_{11}^2 \text{ и } \bar{x}_{10} = \bar{x}_{11}$$

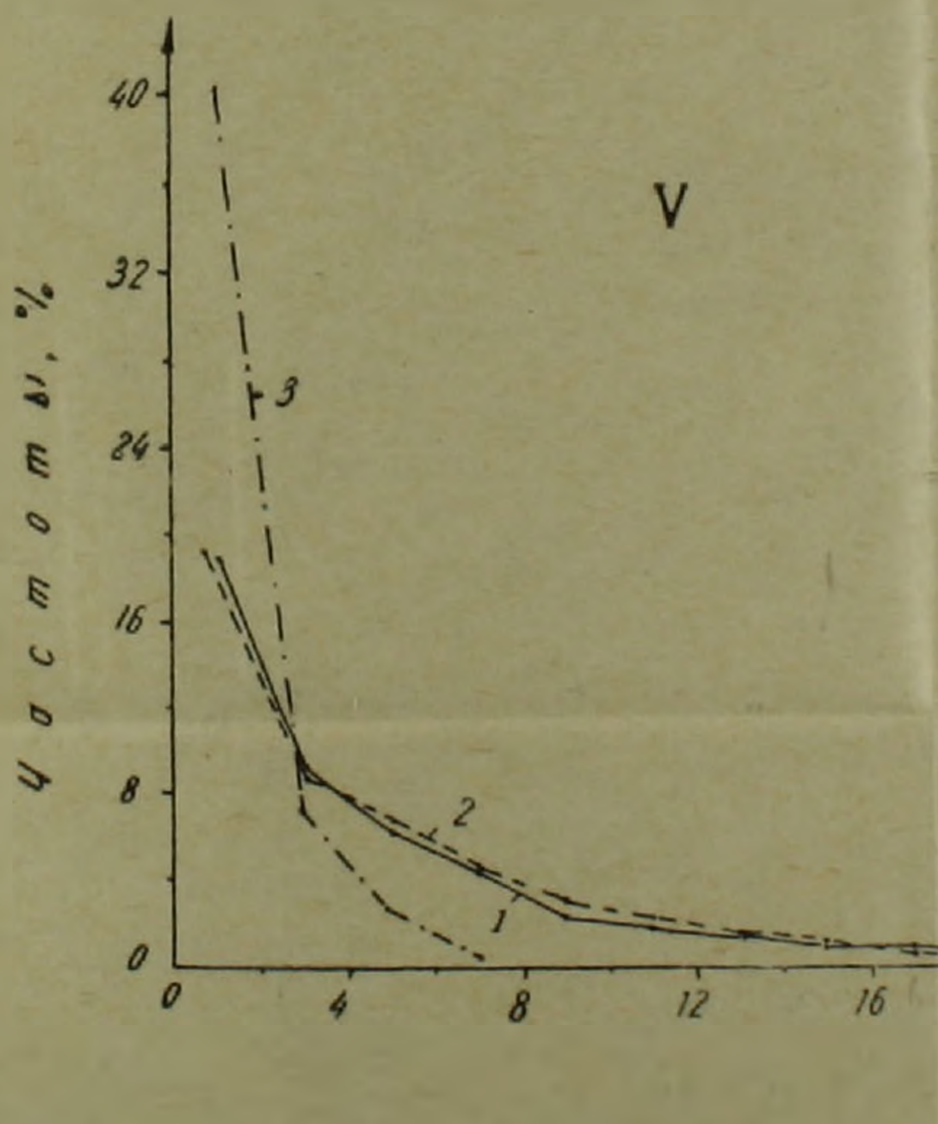
произведена при помощи критерий Фишера и Стьюдента*. Результаты приведены в таблице 6. Как видно вычисленные значения F и t не

* Критерии F и t применяются при нормальном распределении, однако, их можно применять и в том случае, когда неизвестно, подчиняются ли наблюдения нормальному закону или нет, в этом случае, как указывает Ван дер Варден [2], ошибка будет небольшой, поскольку число наблюдений в нашем случае достаточно велико.

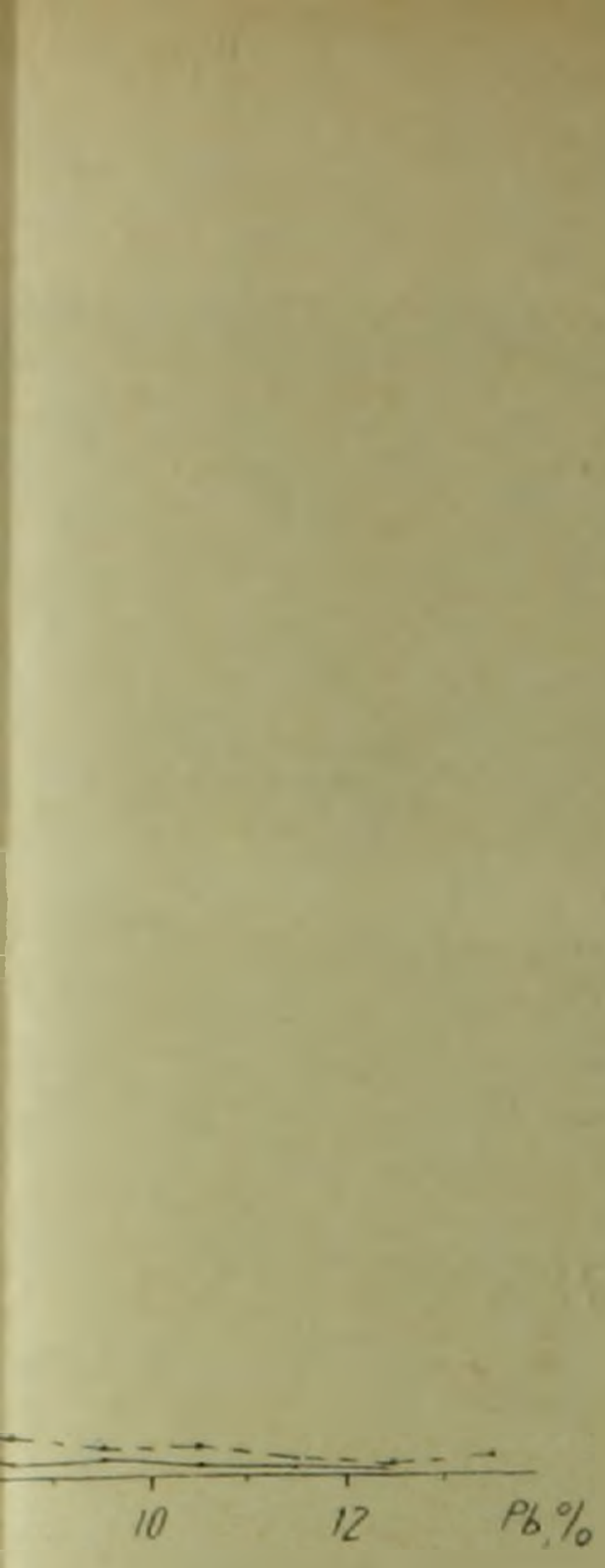




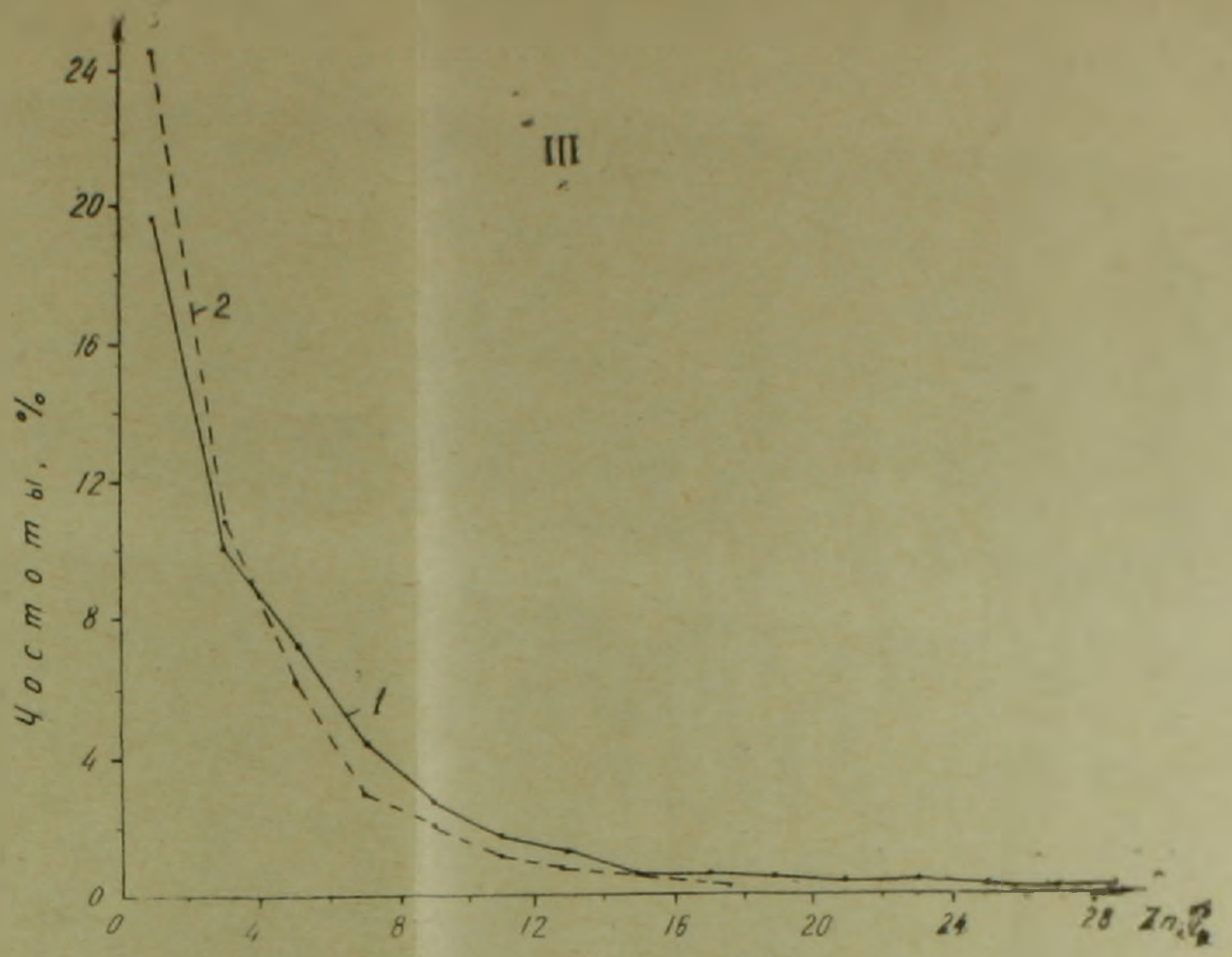




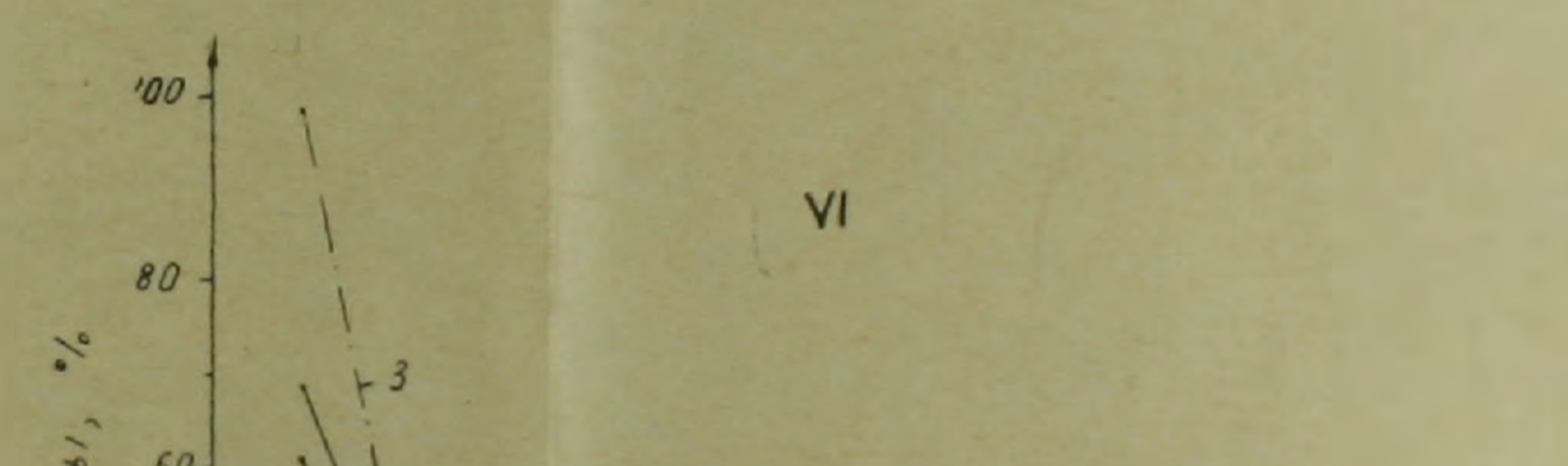
Фиг. 1. I Гистограммы распределения логарифмов содержаний элементов в рудах Ахтальского месторождения. II Гистограммы распределения содержаний свинца в рудах месторождений: 1—Ахтала, 2—Газма. III Гистограммы распределения содержаний цинка в рудах месторождений: 1—Ахтала, 2—Газма. IV Гистограммы распределения содержаний свинца в рудных телах Ахтальского месторождения: 1—оруденение шт. 11, 2—оруденение шт. 11, 3—оруденение шт. 28. V Гистограммы распре



III



VI



стограммы распределения со-
ения: 1—линза № 10, 2—лин-
деления содержаний цинка в

Гудных телах Ахтальского месторождения: 1—линза № 10, 2—линза № 11, 3—оруденение шт. 28. VI Гистограммы распределения содержаний меди в рудных телах Ахтальского месторождения: 1—линза № 10, 2—линза № 11, 3—оруденение шт. 28

Таблица 6

Элементы	Линза № 10			Линза № 11			Вычисленное значение F	Вычисленное значение t
	число проб (N)	эмпирическое среднее, % ($\bar{x}$)	эмпирическая дисперсия (s^2)	число проб (N)	эмпирическое среднее, % ($\bar{x}$)	эмпирическая дисперсия (s^2)	$F = \frac{s_1^2}{s_2^2}$, $s_1^2 > s_2^2$	$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{s_1^2}{N_1} + \frac{s_2^2}{N_2}}}$
Pb	736	1,89	6,23	439	1,97	8,42	1,35	1,50
Zn	716	6,00	54,00	558	4,97	30,0	1,46	3,0
Cu	742	0,97	1,40	568	1,17	2,0	1,43	2,70

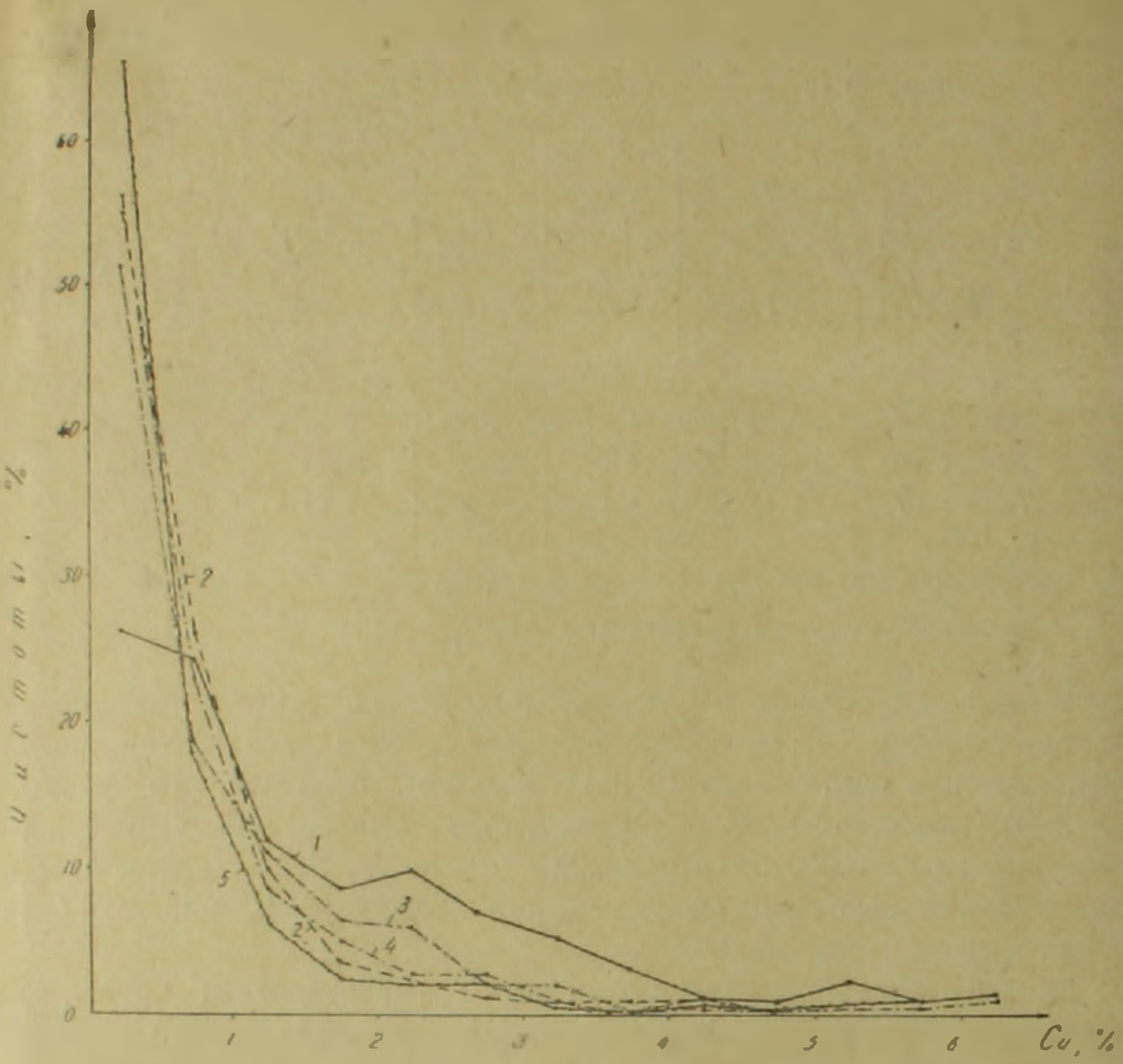
Допустимое значение $F_q = 1{,}53$ при $q = 0{,}1\%$.

Допустимое значение $t_q = 3{,}30$ при $q = 0{,}1\%$.

превышают допустимого и следовательно можно считать подтвердившимся гипотезу о равенстве функций распределения содержаний компонентов в линзах №№ 10 и 11. Следует отметить, что указанные линзы идентичны также по вещественному составу, структурно-текстурным особенностям и условиям залегания. Все в совокупности подтверждают ранее существующее представление о том, что одна из них является сброшенной частью второй.

Близки также друг другу гистограммы распределения частот, составленные для разных горизонтов прожилково-вкрапленного оруденения меди Кафанского месторождения (оруденения рудников №№ 6 и 7—10, фиг. 2, 3). Это обстоятельство дает возможность применять функции распределения для определения содержаний компонента на других участках указанных рудных тел.

Полученные данные позволяют также произвести сопоставление содержаний компонентов различных месторождений и формаций руд. Так, например, по приведенным табличным данным и графикам (фиг. I—II, III) нетрудно заметить, что одинаковые содержания компонентов в рудах Ахтальского (колчеданная формация) и Газминского (полиметаллическая формация) месторождений встречаются неодинаково часто. Первое месторождение приурочено к Алаверди-Кафанской, а второе—к Памбак-Зангезурской структурно-металлогеническим зонам. Как видно, высокие содержания свинца на Газминском месторождении более часты, чем на Ахтальском, в то время как для цинка наблюдается обратная закономерность. Следует отметить, что эта особенность проявляется также при сопоставлении других месторождений и рудопроявлений этих двух зон. Наблюдается при этом резкое изменение в соотношениях содержаний компонентов при переходе из первой зоны ко второй. Из приведенных в таблице 7 данных следует, что отношение $Zn : Pb$ в полиметаллических рудах Алаверди-Кафанской зоны от нескольких до де-



Фиг. 2. Гистограммы распределения содержаний меди различных горизонтов прожилково-вкрапленного оруденения рудника № 6 Кафанского месторождения: 1—гор. 987 (510). 2—960 (759. 3—924 (512). 4—893 (462) 5—862 (494).

Фиг. 3. Гистограммы распределения содержаний меди в зоне прожилково-вкрапленного оруденения рудника № 7—10 Кафанского месторождения: 1 — гор. 1140 (644), 2 — 1095 (468), 3—964 (207).

Примечание: Цифры в скобках указывают число проб.

Таблица 7

Рудный пояс	Месторождения и рудопроявления	Zn:Pb	Pb:Cu
Алаверди-Кафанский	Ахтальское	2,96	1,75
	Шамлугское	5,0	1,0
	Алавердское	5·4	2,4
	Шаумянское	12,6	0,27
	Халаджское	4,84	—
	Чинар-дарасинское	4,5	0,2
Памбак-Зангезурский	Газминское	1,08	25,6
	Гюмушханское	1,7	—
	Гегарчинское	1,3	1,55
	Азатекское	0,18	>27,0
	Чирахлинское	0,96	50,0
	Ариджское	0,12	48,0
	Енгиджинское	2,42	>15,0
	Мазринское	0,93	23,0

сятки раз больше по сравнению с аналогичными рудами Памбак-Зангезурской зоны, в то время как противоположные к этому тенденции наблюдаются при сопоставлении отношений *Pb:Cu*. Таким образом при переходе от первой зоны ко второй в рудах относительно возрастает роль свинца, но падает роль меди и цинка. С минералогической точки зрения это также означает преобладание сфалерита над галенитом в месторождениях Алаверди-Кафанской зоны, в то время как в месторождениях Памбак-Зангезурской зоны эти два минерала встречаются приблизительно в равных количествах. Халькопирит, который в полиметаллических рудах первой зоны играет существенную роль, во второй зоне приобретает резко подчиненное значение. В указанном обстоятельстве проявляется металлогеническая специализация источников и единство оруденения в каждой из указанных зон.

Выводы

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Распределение частот содержаний полезных компонентов в теле полезного ископаемого близко к логнормальному закону; наблюдаются иногда значительные отклонения от этого закона; для распределения частот содержаний компонентов лучшей моделью является показательная функция распределения

$$F(x) = \frac{1}{a}\int_0^x e^{-\frac{x}{a}}\,dx,\ 0 \leqslant x < \infty,$$

где a — математическое ожидание.

Указанная функция распределения установлена при средних содержаниях элементов до 5—6%; возможен переход к нормальному закону при более высоких содержаниях.

2. Характер распределения частот содержаний элементов на различных участках одного рудного тела довольно сходный; близкие распределения наблюдаются также в генетически тесно взаимосвязанных рудных телах. Это обстоятельство разрешает широко применить полученные функции распределения для теоретического вычисления частот содержаний и средних содержаний для новых участков рудных тел.

3. Сопоставление гистограмм распределения содержаний и соотношений компонентов позволяет выявить ряд специфических особенностей для различных объектов исследования.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.X.1965

Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ

ՄԵՏԱՂՆԵՐԻ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԱՃԱԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԲԱՇԽՄԱՆ ԲՆՈՒՅԹԸ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՄԱՐՄՆՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում բերված են հնդինակի ուսումնասիրությունների արդյունքները Հայկական ՍՍՌ-ի մի շարք հանքավայրերում էլեմենտների պարունակությունների բաշխման բնույթի վերաբերյալ։ Եղած փաստական նյութի ստատիստիկական մշակումը հիմք է տալիս նգրսակացնելու, որ հանքանյութերում էլեմենտների պարունակությունների բաշխումը ենթարկվում է հետևյալ ցուցչային բաշխման ֆունկցիային՝

$$F(x) = \frac{1}{a}\int_0^x e^{-\frac{x}{a}}\,dx,\ 0 \leqslant x < \infty$$

որտեղ a մաթեմատիկական սպասումն է։ Բացի դրանից, ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ հանքային մարմնի տարբեր տեղամասերում և հորիզոններում էլեմենտների պարունակությունների հաճախականությունները բավականի մոտիկ են։ Մոտիկ են նաև այդ հաճախականությունները գենետիկորեն միմյանց հետ սերտ կապված տարբեր հանքային մարմիններում, որը հնարավորություն է տալիս կիրառելու ստացված բաշխման ֆունկցիանհրը՝ նոր տեղամասերում և հանքամարմիններում մետաղների պարունակությունները որոշելու համար։ Հոդվածում բերված են նաև տարբեր ստրուկտուրային և մետալոգենիական գոնաներում էլեմենտների պարունակությունների և նրանց հարաբերակցությունների բաշխման մի շարք օրինաչափություններ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Амбарцумян Г. А.** Краткий курс теории вероятностей (на армянск. языке). Армучпедгиз, 1961.
2. **Ван дер Варден Б. Л.** Математическая статистика. Изд. ИЛ, 1961.
3. **Демидович Б. Л., Марон И. А., Шувалова Э. З.** Численные методы анализа. Гос. изд-физ.-мат. литературы, 1963.

4. **Разумовский Н. К.** Характер распределения содержаний металлов в рудных месторождениях. ДАН СССР, т. XXVIII, № 9, 1940.
5. **Родионов Д. А.** Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд. «Наука», 1964.
6. **Четвериков Л. И.** Закон распределения частот содержаний минерального компонента в теле полезного ископаемого. Советск. геология, № 7, 1964.
7. **Ahrens L. H.** The lognormal distribution of elements. Geoch., Cosmoch. Acta, vol. 5, № 2, vol. 6, № 2—3, 1954.
8. **Aubrey K. V.** Frequency distribution of elements in igneous rocks. Geoch., Cosmoch. Acta, vol. 9, № 1—2, 1956.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ГЕОФИЗИКА

Ш. С. ОГАНИСЯН

О ПРИЧИНАХ, ВЫЗЫВАЮЩИХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Гравитационное поле Армении, представленное в редукции Буге, повсеместно характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Наиболее интенсивными отрицательными аномалиями характеризуются почти все главнейшие хребты и возвышенности Армянского нагорья.

Для объяснения причин, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на исследованной территории, можно предположить, что они вызваны либо недостатком масс, обусловленных накоплением пород осадочного комплекса, обладающих меньшей плотностью по сравнению с плотностью пород эопалеозойского возраста, либо более глубокими факторами, связанными с изменением мощности земной коры, т. е. рельефом поверхности Мохоровичича, а также плотностной дифференциацией вещества в коре и подкоровом слое или в верхней мантии Земли.

Первое предположение отпадает потому, что горным хребтам и массивам Армянского нагорья, представленными перекристаллизованными, метаморфизованными и изверженными уплотненными породами, соответствуют значительно меньшие значения аномалий силы тяжести, чем Куринской, Араратской и Нахичеванской межгорным впадинам, сложенным у поверхности кайнозойскими и мезозойскими, следовательно, менее плотными отложениями.

Интенсивность гравитационного поля исследованной территории такова, что объяснить подобные изменения влиянием осадочных отложений невозможно. Незначительные колебания мощности осадочного комплекса не могут вызвать существенного гравитационного эффекта. Последний, в виде локальных аномалий, накладывается на общую картину гравитационного поля, создаваемого более глубокими факторами. Гравитационный эффект мезокайнозойских пород даже при оптимальных значениях мощности 6 км, при недостатке плотности в 0,2 г/см^3, не превышает 50 мгл.

Рассмотрим влияние на гравитационное поле изменений мощности земной коры в пределах исследованной территории.

Для объяснения наличия крупных региональных отрицательных аномалий в геосинклинальных районах, Б. А. Андреев предполагает, что земная кора, имеющая плотность в среднем 2,7 г/см^3 и лежащая на бо-

лее плотном подкоровом слое (3,0 – 3,3 г/см^3), в геосинклинальных районах прогибается вниз, т. е. мощность ее здесь больше, чем в платформенных областях. На основании фактических данных, Б. А. Андреевым составлена диаграмма зависимости интенсивности аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры, определенной по сейсмическим данным. Согласно этих данных, нулевым значениям аномалии силы тяжести соответствует мощность коры порядка 30 км, а для районов с большой мощностью коры повсеместно отмечаются отрицательные аномалии. Вообще изменению мощности коры на 10 км соответствует изменение величины аномалий силы тяжести в среднем на 100 мгл [1].

Аналогичные исследования проводились Р. М. Деменицкой. Составленная ею зависимость между толщиной земной коры и значениями аномалий силы тяжести в редукции Буге, в отличии от зависимости, составленной Б. А. Андреевым, не является линейной. Кроме этой зависимости Р. М. Деменицкой была составлена вторая кривая, которая позволяет в любом районе земного шара получить значение толщины коры путем пересчета высоты рельефа и глубины морского дна [8].

На основании сопоставления в 272 пунктах данных сейсмических определений толщины земной коры и значений аномалий силы тяжести для территории СССР, Н. Б. Сажина пришла к выводу, что основной региональный фон изменения аномалий силы тяжести определяется рельефом поверхности Мохоровичича. В среднем изменению мощности земной коры на 10 км соответствует изменение аномалий силы тяжести, примерно, на 105—110 мгл [13].

Толщина земной коры в пределах исследованной территории, отсчитанная по этим графикам, соответствует величинам порядка 40—55 км. В северо-восточных и юго-западных районах, где средняя высота составляет 500—1000 м, земная кора тоньше и равна, примерно, 40—50 км, под областями с умеренно высоким рельефом, расположенным между горизонталями 1000—1500 м над уровнем моря, мощность коры равна 45—50 км, а под высокогорными областями Армянского нагорья и межгорными впадинами, имея среднюю абсолютную высоту 2000 м и более, земная кора толще и равна 50—55 км.

Таким образом, из представленных данных видно, что одной из возможных причин, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести в пределах исследованной территории, может являться изменение мощности земной коры. Однако имеются некоторые данные, отвергающие изменение мощности коры как в пределах исследованной территории, так и за пределами. Действительно, Н. К. Карапетян, пользуясь записями далеких землетрясений телесейсмическим методом, получила значение для мощности земной коры, равное в районе г. Гукасян 53 км, в гор. Кировакане 54 км, в западной части Армянского нагорья (хр. Ала) 54 км, в гор. Казахе 50 км, в гор. Тбилиси 52 км [9]. Как видно из этих данных, мощность земной коры почти одинакова как под межгорными впадинами (Казах, Тбилиси), так и под хребтами Армянского нагорья (хр. Ала, Гукасян, Кировакан). Наибольшая разница между ними составляет

4 км, что находится в пределах точности определения этих величин. По Г. К. Твалтвадзе, общая мощность земной коры в районе Нор-Баязет (Гегамский хребет) получается равной 47 км. При этом мощность осадочного комплекса равна 6 км, гранитного слоя—19 км, базальтового—22 км [16]. Глубина залегания поверхности Мохоровичича, вычисленная по гравиметрическим данным по методу Цубои, получилась равной для пункта Ереван—50 км, а для пункта Гукасян—54 км [15].

Результаты глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) показывают, что мощность земной коры в районах гор. Тбилиси и Гори составляет 50 км, а под Большим Кавказом—48 км [7]. Аналогичная картина наблюдается также и в других районах Советского Союза. Например, в Приуральском прогибе не наблюдается погружение границы Мохоровичича по направлению к Уральским складчатым сооружениям. Геофизические исследования, выполненные в Ферганской долине и в Туркмении, показали, что не во всех районах по мере приближения к горным областям наблюдается погружение глубинных сейсмических горизонтов, т. е. образование так называемых «корней гор» [6].

Таким образом приведенные данные показывают, что в пределах исследованной территории мощность земной коры остается почти постоянной, т. е. возвышенностям не обязательно сопутствует большая толщина коры, и следовательно незначительные колебания мощности земной коры в пределах Армении и сопредельных с ней районов Малого Кавказа не может являться причиной, вызывающей отрицательные аномалии силы тяжести. Тем более, многие исследователи указывают на возможность объяснения зоны отрицательных гравитационных аномалий без заметного изменения мощности земной коры, т. е. без резких изменений границы Мохоровичича [6, 17, 18].

Не исключена возможность, что общая толщина земной коры в пределах рассматриваемой территории остается постоянной, а меняется мощность гранитного, следовательно, менее плотного слоя по сравнению с базальтовым (промежуточным) и перидотитовым слоями. В пользу этого предположения выступал Б. К. Балавадзе, считавший, что причиной возрастания аномалий силы тяжести в Куринской депрессии является уменьшение мощности гранитного слоя и, наоборот, увеличение мощности базальтового слоя [3]. Ю. В. Ризниченко указывает, что в альпийской зоне СССР корни гор главным образом связаны с гранитным слоем, который имеет толщину до 30 км, в некоторых районах Западной Туркмении и до 40 км в Северном Памире [12].

Если учесть, что вся исследованная нами территория, и особенно ее горные области, в настоящее время испытывают преимущественно поднятие, и что магматизм проявляется, в основном, в геосинклиналях, при этом в зонах поднятия наблюдается преимущественно кислый магматизм, выраженный главным образом гранитоидными интрузиями [4], то возникновение отрицательных аномалий силы тяжести на территории Армянской ССР можно связать с гранитизацией верхней толщи земной коры. Это доказывается наличием прямых связей между гравитацион-

ными минимумами и выходами на дневную поверхность менее плотных интрузивных пород гранитоидного состава, расположенных в Анкаванском, Джермукском, Сисиан-Дастакертском, Каджаранском и Мегринском районах.

Таким образом, отрицательные аномалии силы тяжести исследованной территории, по-видимому, свидетельствуют о разуплотнении изверженных и метаморфизованных пород фундамента. Уместно отметить, что из определений средней плотности горных пород в различных районах, Н. С. Вашингтон пришел к выводу, что средняя плотность изверженных пород в данной области тем меньше, чем больше средняя высота местности от уровня моря [19].

Центральная часть исследованной территории, как уже отмечалось, обладает интенсивным отрицательным гравитационным полем и в то же время, являясь наиболее подвижной зоной региона, характеризуется длительным поднятием, о чем свидетельствует отсутствие отложений девона, карбона, перми, триаса, юры и нижнего мела (Арзаканский кристаллический массив). Араратская, Нахичеванская и Куринская котловины, которые характеризуются менее интенсивными гравитационными полями, являются межгорными впадинами, относительные прогибания которых продолжаются и в современный период [2, 5].

Приведенные выше факты говорят о том, что те геологические процессы, которые создают колебательные движения земной коры, одновременно оказывают большое влияние и на величину силы тяжести, т. е. направление движения этих участков земной коры возможно отражается на значения гравитационного поля, связанного с процессами, происходящими на больших глубинах в земной коре и подкоровом слое. Е. Н. Люстих и В. А. Магницкий, анализируя связи между гравитационным полем, вертикальными движениями коры и перемещением масс вдоль земной поверхности, указывают, что вертикальные движения коры сопровождаются перемещением подкорового материала в том направлении, которое необходимо для восстановления равновесия коры. Сила тяжести в течение такого процесса остается близкой к ее нормальному значению. Но это не означает, что подобное подкоровое смещение материала является главной причиной рассматриваемых вертикальных движений. Напротив, основной причиной вертикальных движений, по-видимому, служит изменение объема подкорового материала. Это ясно вытекает из рассмотрения аномалий силы тяжести на недавно сместившихся блоках. Изменения объема могут происходить не только в верхней части субстрата, но и на больших глубинах. Только с течением времени возмещения гравитационного поля, вызванные этим процессом, могут исчезнуть благодаря перемещению материала в пластичном подковровом слое [10]. С. И. Субботин приходит к выводу, что источником движений отдельных блоков земной коры является процесс изменения плотности и объема определенных зон подкорового вещества; сжатие под прогибами и расширение под поднятиями коры. Перетекание подкоро-

вых масс, хотя и вполне возможны, однако, они играют подчиненную роль и не носят обязательного характера [14].

Соблюдая условия неизменности плотности подкоровых масс, нами были получены большие величины положительных аномалий в зонах поднятий, однако не существующих в действительности. При разности плотностей 0,40 г/см³ между гранитным и базальтовым слоями и 0,2 г/см³, между базальтовым и перидотитовым слоями, суммарное влияние избытка масс на Арзаканском кристаллическом массиве, при поднятии в среднем 2 км, создает положительную аномалию, порядка десятков мгл, тогда как наблюдаемый уровень отрицательных аномалий измеряется сотнями мгл.

Если принять, что плотность подкорового вещества меняется, тогда в зонах поднятия происходит разуплотнение вещества. Расчеты показывают, что уменьшение плотности на 0,1 г/см³ для цилиндрического тела радиусом 40 км, ось которого находится на глубине 60 км, создает отрицательную аномалию, равную 130 мгл [11].

Анализируя возможные причины развития региональных отрицательных аномалий силы тяжести, мы приходим к выводу, что главнейшими факторами, обусловливающими отрицательные аномалии силы тяжести на рассматриваемой территории, являются или увеличение мощности гранитного слоя, следовательно, менее плотного слоя по сравнению с базальтовым и перидотитовым слоями, или процессы, происходящие в подкоровом слое и приводящие к разуплотнению вещества в зонах поднятия.

Любая из этих причин может быть принята в данном случае. Такая неопределенность результата заключается в том, что приведенные данные о мощности и структуре земной коры Армении еще недостаточно подкреплены фактическими материалами и высказанные предположения являются гипотезой.

В дальнейшем затронутый вопрос может быть выяснен при специальных комплексных гравиметрических и сейсмометрических (глубинных сейсмических зондированиях) исследованиях по отдельным профилям вкрест простирания геотектонических зон. Это позволит более обоснованно подойти к решению вопроса о природе наблюдаемых гравитационных аномалий рассматриваемой территории.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 12.XII.1964.

Շ. Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ՏԵՐԻՏՈՐԻԱՅԻՄ ԾԱՆՐՈՒԹՅԱՆ ՈՒԺԻ ԲԱՑԱՍԱԿԱՆ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՆՈՂ ՊԱՏՃԱՌՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայաստանի գրավիտացիոն դաշտը, որը ներկայացված է Բուգերի ուղղիայով, ամենուրեք բնութագրվում է ծանրության ուժի անոմալիաններ-

բացասական արժևքներով։ Ամենից շատ ինտենսիվ բացասական անոմալիաներով են բնութագրվում հայկական սարահարթի համարյա բոլոր գլխավոր լեռնաշղթաները և բարձունքները։

Ուսումնասիրվող տերիտորիայի վրա ծանրության ուժի բացասական անոմալիաներ առաջացնող պատճառները բացատրելիս կարիլի է ենթադրել, որ նրանք պայմանավորված են կամ նստվածքային ապարների կուտակումներով, որոնք ունեն փոքր խտություն համեմատած էոպալեոզոյան հասակի ապարների խտության հետ, կամ ավելի խոր ֆակտորներով կապված երկրի հզորության փոփոխության հետ, այսինքն Մոխորովիչիչի մակերևույթի ռելեֆի հետ, ինչպես նաև կնդևի և նրա տակ գտնվող շերտի խտություններով։

Առաջին ենթադրությունը վերանում է, քանի որ հայկական սարահարթի լեռնաշղթաները և լեռնազանգվածները, որոնք ներկայացված են վերաբյուրեղացված, մետամորֆացած և ժայթքված խտացած ապարներով, համապատասխանում են ծանրության ուժի անոմալիաների նշանակալի փոքր արժեքներ, քան Արարատյան, Նախիջևանի և Քուրի մեջլեռնային իջվածքներում, որոնք կազմված են կայնոզոյան և մեզոզոյական, հետևաբար, ավելի փոքր խտությամբ նստվածքներով։

Հետազոտված տերիտորիայի գրավիտացիոն դաշտի ինտենսիվությունն այնպիսին է, որ նման փոփոխությունները բացատրել նստվածքային ապարների ազդեցությամբ անհնար է։ Նստվածքային ապարների հզորության անշան տատանումները չեն կարող առաջացնել զգալի գրավիտացիոն էֆեկտ, վերջինս լոկալ անոմալիայի տեսքով, տեղադրվում է ընդհանուր գրավիտացիոն դաշտի վրա, որը պայմանավորված է ավելի խորքային գործոններով։ 6 կմ. հզորությամբ մեզոկայնոզոյական ապարների գրավիտացիոն էֆեկտը 0,2 գ/սմ.^{3} թևրի խտության դեպքում չի գերազանցում 50 մկլ.։

Ծանրության ուժի անոմալիաները առաջացնող բոլոր հնարավոր պատճառները վերլուծելուց հետո մենք գալիս ենք այն եզրակացության, որ հիմնական գործոնները, որոնք պայմանավորում են ուսումնասիրվող տերիտորիայի վրա ծանրության ուժի բացասական անոմալիաները, հանդիսանում են կամ գրանիտային շերտի հզորության մեծացումը, հետևաբար, ավելի փոքր խտություն ունեցող շերտի հզորության մեծացումը համեմատած բազալտային և պերիդոտիտային շերտերի հետ, կամ այն պրոցեսները, որոնք կատարվում են կնդևից ներքև գտնվող շերտերում և հանգեցնում են բարձրացման գոտիներում նյութի նոսրացման։

Տվյալ դեպքում վերոհիշյալ պատճառներից ցանկացածը կարող է ընդունվել։ Հարցունքի այդպիսի անորոշակիությունը բացատրվում է նրանով, որ երկրի կեղևի կառուցվածքի և հզորության մասին բերված տվյալները դեռ անբավարար են հիմնավորված փաստական նյութերով։

Հետագայում մեր կողմից շոշափվող հարցը կարող է պարզաբանվել գրավիմետրական և սեյսմիկական (խորքային սեյսմիկական զոնդում) կոմպլեքս ուսումնասիրություններով գեոտևկտոնական գոտիները հատող առանձին պրոֆիլներով։ Սա հնարավորություն կտա ավելի հիմնավորված մոտենալ Հայկական ՍՍՌ տերիտորիայի վրա դիտվող գրավիտացիոն անոմալիաների բնույթի հարցի լուծմանը։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Андреев Б. А.** Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. ДАН СССР, том 119, № 2, 1958.
2. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. **Балавадзе Б. К.** Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН Грузинской ССР. Тбилиси, 1956.
4. **Белоусов В. В.** Внутреннее строение и развитие Земли в свете геотектонических данных. Труды геофизического института АН СССР, № 26 (153).
5. **Габриелян А. А.** Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Армянской ССР (серия геологических и географических наук), том XVI, № 4—5, 1963.
6. **Годин Ю. Н. и др.** Изучение строения земной коры при региональных сейсмических исследованиях на Русской платформе и в Средней Азии. Изв. АН СССР, серия геофизическая, № 10, 1961.
7. **Давыдова Н. И. и др.** Результаты ГСЗ на Кавказе (материалы выездной сессии Научного Совета при отделении науки о Земле АН СССР), 1963.
8. **Деменицкая Р. М.** Строение кристаллической части оболочки Земли по геофизическим данным. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Раздел II, геофизика, 1960.
9. **Карапетян Н. К.** Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геофизическая, № 1, 1956.
10. **Люстих Е. Н. и Магницкий В. А.** Вертикальные движения земной коры, изменение гравитационного поля во времени и перемещения подкоровых масс. Современные движения земной коры. Сборник статей, № 1, 1963.
11. **Оганисян Ш. С.** О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Изв. АН Арм. ССР (серия геологических и географических наук), том XI, № 1, 1958.
12. **Ризниченко Ю. В.** К изучению строения земной коры в СССР методом глубинного сейсмического зондирования. Studia geophys. et geodaet, 2, 133—140 (на русском языке с немецким резюме), 1961.
13. **Сажина Н. Б.** Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести. Советская геология, № 8, 1962.
14. **Субботин С. И.** О состоянии подкорового вещества в зонах прогибов и поднятий земной коры. Геологический журнал АН УССР, том XIV, вып. 2, 1954.
15. **Татевосян Л. К.** Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по гравиметрическим данным. Изв. АН Арм. ССР (геологические и географические науки), том XIV, № 5, 1961.
16. **Твалтавадзе Г. К.** К вопросу изучения строения земной коры в районе г. Еревана (Нор-Баязет). Труды Института геофизики АН Грузинской ССР, том XXI, 1963.
17. **Шапошников К. К.** Строение земной коры на северо-востоке СССР по геофизическим данным. Геология и геофизика, № 9, 1962.
18. **Ewing M., Worzel J. J.** Gravity Anomalies and Structure of the West Indies. Pt. J—11. Bull. geol. Soc. America, vol. 65, № 2, 1954.
19. **Washington H. S.** Jsostasy and rach density. Bull. Geol. Soc. Amer. 23, 372—410, 1922.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ГЕОФИЗИКА

Г. В. ВАРДЕРЕСЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ОБЪЕМНЫХ МОДЕЛЯХ МЕТОДОМ ФОТОУПРУГОСТИ

В настоящее время объемное моделирование напряженного состояния горного массива еще не нашло должного распространения. Это объясняется сложностью подготовки и проведения экспериментов, а также отсутствием решения ряда теоретических задач объемного моделирования.

В этой статье излагается методика объемного моделирования из оптически активных материалов, разработанная в лаборатории фотоупругости Днепропетровского горного института.

Изготовление моделей

Модель изготавливали из эпоксидной смолы ЭД-6. В качестве отвердителя использовали малеиновый ангидрид. Соотношение между компонентами 7 : 3. После тщательного перемешивания расплавленного малеинового ангидрида и разогретой до 60° смолы их заливали в форму. Для изготовления кубов применяли металлические или картонные формы.

Металлическая форма представляет собой стальной куб, собранный из пластин. Перед каждым изготовлением модели внутренние полированные поверхности формы покрывались 4—5 слоями пятипроцентного раствора полиизобутилена в толуоле. После заливки эпоксимала в форму, куб помещали в термостат и выдерживали при температуре 60°С—12 часов, затем температуру в термостате поднимали по 2—3°С в час до 120°С. При 120°С выдерживали куб 2 суток. После полной полимеризации эпоксимала температуру понижали по 5°С через каждый час до комнатной.

Для снятия остаточных деформаций и стабилизации свойств материала со всех сторон куба обрезали пластинки, толщиной по 5 мм, и затем отжигали в термостате. Для равномерности нагревания и охлаждения отжиг производили в масле.

Когда нарушается температурный режим полимеризации или отжига, т. е. повышение или понижение температуры производится неравномерно, то на поверхности куба образуются трещины, глубиной 7—9 мм. При грубом нарушении режима трещины могут проникнуть до центра куба.

В зависимости от характера и сложности моделируемого объекта, изготовление выработок в моделях осуществлялось двояко:

1. Путем механической обработки;

2. С применением литейных форм из легкоплавких металлов.

Когда моделируемая выработка имела простую форму, то куб изготавливали из двух частей, для чего в форму вставляли стеклянную пластинку, покрытую слоем полиизобутилена, по которой модель разнималась на две части. В отожженном и обработанном кубе делали вырезы, имитирующие выработки. Потом склеивали обе части куба. Клей изготавливали из эпоксидной смолы с малеиновым ангидридом, причем весовые отношения их были такими же, как в материале модели. Склеенные кубы помещали в термостат с соблюдением определенного температурного режима. Склеивание модели рекомендуется только в тех случаях, когда плоскость склейки не попадает в сечения, подлежащие исследованию. Это объясняется тем, что в местах склейки всегда появляются остаточные деформации, не снимающиеся даже после вторичного отжига.

Когда моделируемый объект имеет сложную форму, то обработка выработки механическим путем не рекомендуется, вследствие появления больших остаточных напряжений, являющихся результатом длительной механической обработки и склейки.

В таких случаях точную конфигурацию внутренних размеров камер, целиков и потолочин воспроизводили установкой в кассете литейных форм. Последние, по окончании полимеризации смолы, выплавляются из модели. Для этой цели был использован эвтектический сплав, со следующим химическим составом: висмут—51,6%, олово—8,2% и свинец—40.2%. Температура плавления сплава—91,5%. При расплавлении сплав переходит из твердого состояния в жидкое без промежуточного размягчения.

Отливку камер или других выработок производили в гипсовых формах. После хорошей шлифовки моделей, выработки их вставляли в картонные формы. На фиг. 1 показана одна из таких форм очистных камер для условий Кафанского меднорудного месторождения.

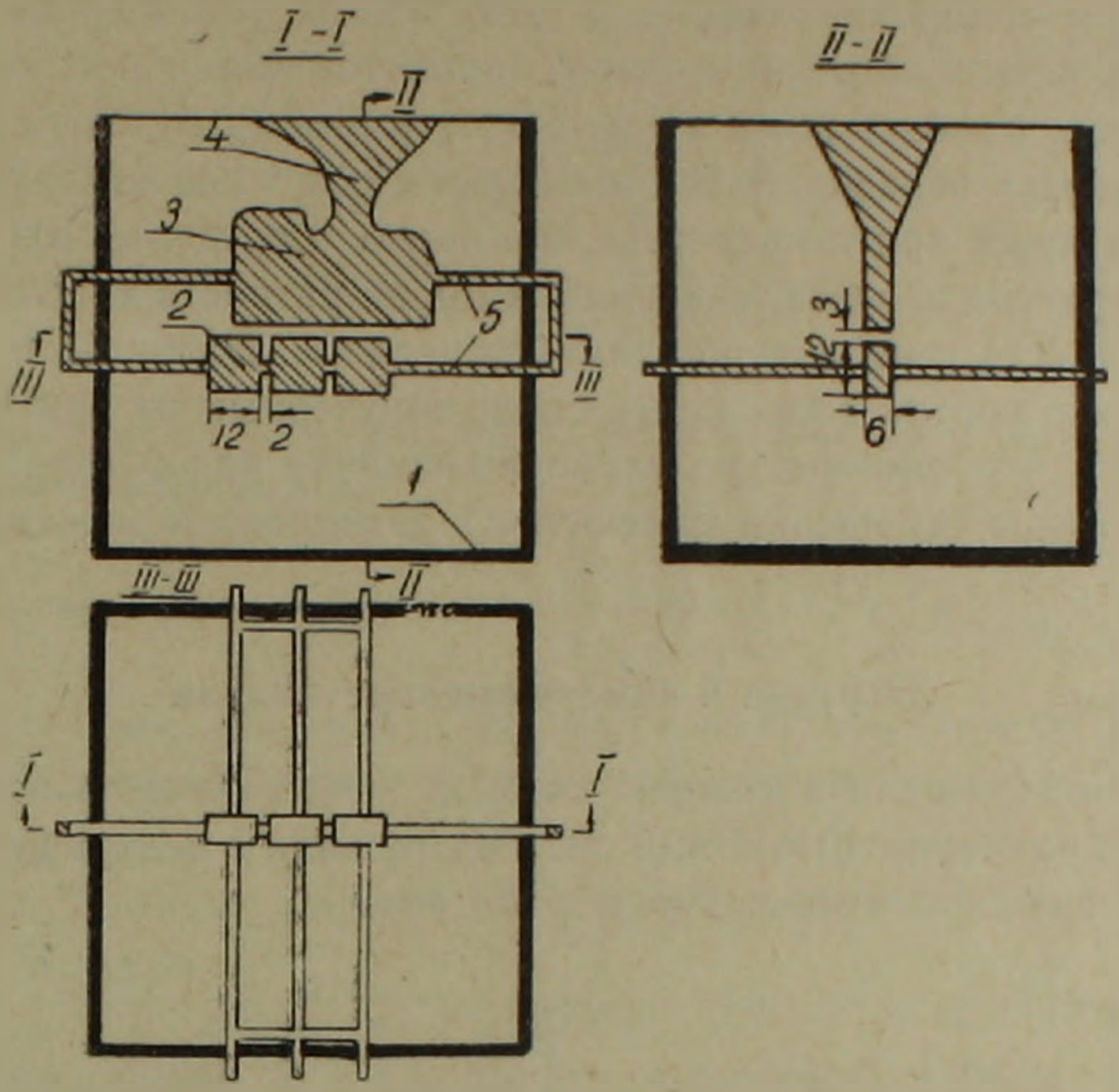
Аппаратура

Нагружение моделей производили в центрифуге, диаметром 1,4 м. Для обработки экспериментальных данных был использован координатно-синхронный поляриметр КСП-5.

Когда размеры конструкции настолько малы, что при помощи КСП-5 трудно расшифровать картину полос, использовали прибор, сконструированный на базе спектропроекта ПС-18. В этом приборе модель помещается на стеклянный столик, перемещаемый в двух взаимоперпендикулярных направлениях в плане.

При этом изображение отдельных участков модели, увеличенное в 20 раз, проектируется на горизонтальный экран. Для получения поляризованного света на пути светового потока, перед моделью и за ней были

установлены два поляроида. Для полимеризации и отжига эпоксимала использовали обычные термостаты, с максимальной температурой нагрева 200°С.



Фиг. 1. Модель камер Кафанского месторождения. 1 — картонная форма, 2— камеры, 3— отработанная часть залежи, 4 — зона обрушения, 5— каркас из сплава для удержания модели в форме.

Механическая обработка

Обпиливание кубов, а также вырезание пластинок из нагруженных моделей, производили на обычном фрезерном станке, при помощи круглой фрезы, толщиной 3 мм и диаметром 200—250 мм.

При этом соблюдали следующие требования:

1. Фреза должна иметь не более 100 оборотов в минуту.

2. Подача должна быть минимальной.

3. Во избежание нагревания модели необходимо производить обильное смачивание водой.

4. Фрезу надо укреплять на валу станка так, чтобы вибрацию свести к минимуму.

Определение оптико-механических характеристик материала

Оптико-механические характеристики материала определяли по методике, описанной в работе [3].

Свойство эпоксидной смолы зависит от количества эпоксидных групп. Последние непостоянны и изменяются в разных партиях эпоксид-

ной смолы, выпускаемой заводом. Поэтому для каждой партии эпоксидной смолы необходимо определять температуру «замораживания». Для этой цели используется специальный термостат, у которого две противоположные стенки стеклянные. У этих стенок установлены поляризационные пленки и источник света. В термостат помещают образец и нагружают его. Удобнее всего в термостате иметь нагрузочное устройство для растяжения образца. Затем измеряют с помощью компенсатора разность хода лучей при температуре, примерно, в пределах 100—105°С.

Температура нагрева, начиная с которой разность хода лучей не изменяется, и есть температура «замораживания». Нами были исследованы несколько партий эпоксидных смол, полученных из разных заводов, и оказалось, что температура «замораживания» колеблется в пределах 110—125°С (при отношении малеинового ангидрида к эпоксидной смоле 3:7).

Загрузка и замораживание модели

Модель помещали в кассету, которая представляет собой металлический куб, размером 10×10×10 см, и нагружали в центрифуге с соблюдением следующего температурного режима.

Таблица 1

Температура °С	Время нагружения, час	Число оборотов центрифуги, в мин.	Температура °С	Время нагружения, час	Число оборотов центрифуги, в мин.
60	3	0	90	3	670
70	3	0	80	2	670
80	3	0	70	2	670
90	3	0	60	2	670
100	3	0	50	1	670
110	3	0	40	1	670
125	4	670	30	1	670
110	3	670	до полного остывания		
100	3	670			

Выбор сечения и обработка полученных данных

При экспериментальном решении задач теории упругости обычно определяют напряжение не во всех точках модели, а по некоторым сечениям. Сечение выбирают так, чтобы напряжения, определенные в них, давали бы полное представление о характере напряженного состояния модели.

Для определения главных напряжений необходимо изготовить три одинаковых модели. Эти модели одновременно полимеризуются, отжигаются и нагружаются.

Из этих моделей, по интересующим нас сечениям, вырезаются две взаимно-перпендикулярные пластинки. Как известно, напряженное со-

стояние в каждой точке объемной модели характеризуется следующими дифференциальными уравнениями в частных производных:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{kz}}{\partial x} + \frac{\rho \tau_{yz}}{\partial y} = 0.$$

Интегрируя первое уравнение по x и заменяя интегрирование суммированием, получаем

$$\sigma_x^n - \sigma_x^0 - \sum_{i=1}^{n} (\Delta y \cdot \tau_{xy})_i \cdot \frac{\Delta x_i}{\Delta y_i} - \sum_{i=1}^{n} (\Delta z \cdot \tau_{xz}) \frac{\Delta x_i}{\Delta z_i}$$

Все величины, входящие в формулу, получаем экспериментальным путем, при измерении разности хода в пластинках. Для удобства расчета величины Δx_i, Δy_i и Δz_i следует выбрать равными между собой (чаще всего их берут равным 1 мм); σ_x^0 — исходное напряжение на свободном контуре.

На выпиленной пластинке проводят линию, вдоль которой будет вестись интегрирование. На несколько миллиметров ниже и выше этой линии проводят две вспомогательные линии. Через определенный интервал отмечаются точки, в которых определяются все компоненты поля напряжений.

Результаты заносятся в табл. 2.

В зависимости от направления интегрирования по оси x или y, в графе 2 записываются координаты точек. Показания компенсатора для каждой точки пишутся в графе 3. По показаниям компенсатора определяется разность хода в каждой точке. По цене полосы материала $\sigma_{(0}^{1)}$ определится величина касательных напряжений (графа 5). В графе 7 записываются параметры изоклин и заполняются остальные графы табл. 2. Дальнейшие вычисления продолжаются по табл. 3. Для каждого сечения составляются такие таблицы и определяются псевдоглавные напряжения.

Чтобы от псевдоглавных напряжений перейти к главным напряжениям, все эти измерения и вычисления делаются по трем взаимно перпендикулярным пластинкам.

Переход от модели к натуре

При переходе от модели к натуре необходимо учесть влияние коэффициента Пауссона. Для ряда простейших объемных технических задач имеются подсчитанные погрешности от неравенства коэффициента Пауссона.

Таблица 2

Сечение

	№ п/п.	x	τ				$\varphi°$	$\sin 2\varphi$	$\cos 2\varphi$	$\tau_{ky} = \tau \sin 2\varphi$	$2\tau \cos 2\varphi$
			gкомп.	разность хода μμ	τ	2τ					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$\varphi = -0{,}1$	1	0,0	47	92	0,076		55	0,939		0,071	
	2	0,1	49	99	0,082		51	0,978		0,080	
	3	0,2	52	111	0,092		44	−0,999		−0,092	
	4	0,3	57	132	0,109		34	−0,927		−0,101	
$\varphi = 0{,}00$	1	0,0	49	99	0,082	0,164	53		−0,275		−0,045
	2	0,1	57	132	0,109	0,218	47		−0,069		−0,014
	3	0,2	56	128	0,106	0,212	43		0,069		0,014
	4	0,3	59	142	0,118	0,236	33		0,406		0,095
$\varphi = +0{,}1$	1	0,0	54	119	0,099		52			0,096	
	2	0,1	59	142	0,118		49			0,117	
	3	0,2	57	132	0,109		42			−0,108	
	4	0,3	64	165	0,137		31			−0,121	

Таблица 3

№ п/п.	X	τ_{xy} $\left(y=\frac{-0,1}{}\right)$	τ_{xy} $\left(y=\frac{+0,1}{}\right)$	Δ_{xy} (3)—(4)	Δy	$\frac{\Delta\tau_{xy}}{\Delta y}$	$\left(\frac{\Delta\tau_{xy}}{\Delta y}\right)_{ср}$	ΔX	$\left(\frac{\Delta\tau_{xy}}{\tau y}\right)_{ср}\cdot\Delta X$	$\sum_1^n(10)$	$\sigma_x=\sigma_{x_0}+\sum_1^n(10)$	$2\tau\cos 2\varphi$	$\sigma_y=\sigma_x+$ (13)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	0,0	0,011	0,096	—0,025	—0,2	0,125	0,155	0,1	0,0155	0,000	0,000	—0,275	—0,275
2	0,1	0,080	0,117	—0,037	—0,2	0,185	0,052	0,1	0,0052	0,0155	0,0155	—0,014	+0,0015
3	0,2	—0,092	—0,108	+0,016	—0,2	—0,08	—0,09	0,1	—0,009	0,0207	0,0207	0,014	0,0347
4	0,3	—0,101	—0,121	+0,020	—0,2	—0,1				0,0198	0,0198	0,095	0,1148

Пересчет напряжений модели на натуру производим по формуле

$$\sigma_н = \sigma_м \frac{\gamma_н}{\gamma_м} \cdot \frac{H}{h},$$

где $\sigma_м$, $\sigma_н$ — напряжение в модели и натуре, кг/см²;
$\gamma_н$ — объемный вес породы натуры, т/м³;
$\gamma_м$ — объемный вес материала модели с учетом инерционных сил.

$$\gamma_м = \frac{E_м \cdot H \cdot \gamma_н}{E_н}.$$

$\frac{H}{h}$ — геометрический масштаб моделирования.

В лаборатории фотоупругости Днепропетровского горного института, по описанной выше методике, был решен ряд объемных задач, а именно: исследовано поле напряжений вокруг камер, в целиках и потолочинах для условий Кафанского рудника (Армения); такая же задача для условий Балейского рудника (Забайкалье); исследовано поле напряжений вокруг горизонтальной выработки круглого сечения при различной ее длине и поле напряжений вокруг горизонтальных камер прямоугольного сечения.

Днепропетровский Горный институт
Кафедра РМПИ

Поступила 15.XII.1964.

Գ. Վ. ՎԱՐԴԵՐՍՅԱՆ

ԼԱՐՈՒՄՆԵՐԻ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆԸ ԾԱՎԱԼԱՅԻՆ ՄՈԴԵԼՆԵՐՈՒՄ ՖՈՏՈԱՌԱԶԳԱԿԱՆ ՄԵԹՈԴՈՎ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում շարադրված է լեռնային զանգվածի լարված վիճակի ծավալային մոդելացման մեթոդիկան։ Վերջինիս հիման վրա հետազոտված է լարումների դաշտը լեռնային փորվածքների խուցերի շուրջը, հանքասյուներում (целики) և առաստաղային մասերում Ղափանի հանքավայրի պայմաններում։

ЛИТЕРАТУРА

1. Фрохт М. Фотоупругость, т. I, 1948, т. II, 1950.
2. Трумбачев В. Ф. и Молодцова Л. С. Методика исследования напряжений в объемных моделях методом фотоупругости в применении к задачам горного давления. Физико-мех. свойства давления и разрушение горных пород. Вып. 1, 1962.
3. Борисенко С. Г., Комский Е. И., Тубольцев В. М. Фотоупругость при нагружении моделей в центрифуге. Вопросы горного давления. Сиб. Отд. АН СССР, № 19. 1964.
4. Пригоровский Н. И., Прейсс А. К. Исследование напряжений и жесткости деталей машин на тензометрических моделях, 1958.
5. Прошко В. М. «Вопросы исследования напряжений на объемных моделях». Поляризационно-оптический метод исследования напряжений, 1956.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ГЕОФИЗИКА

С. М. АЙВАЗЯН

К ОСНОВАМ ГЕОМЕХАНИКИ

1. Классическая и релятивистская механики исходят из неизменности первого закона механики (закона Ньютона), характеризуя инерциальную систему как равномерно и прямолинейно движущуюся под действием сил инерции. Определяющим условием инерциальности является отсутствие всякой силы, действующей на систему извне. Обе механики не учитывают влияния на движение внутреннего состояния системы, будь то в трех- или четырехмерном континууме; скорости перемещения невелики или сравнимы со скоростью света, но никогда не превышают последнюю, расстояния не превосходят межгалактические.

В пятимерном континууме (пространство—время—масса)* при скоростях, сравнимых или превышающих скорость света и расстояниях, близких к бесконечным, движущаяся система получает дополнительный

---

* См. С. М. Айвазян. К геофизическим основам релятивизма. «Известия» АН Армянской ССР (науки о Земле), т. XVIII, № 5, 1965, стр. 69—73.

Здесь на стр. 70 третий абзац сверху следует читать: «Коэффициенты преломления двух веществ прямо пропорциональны»... (и далее по тексту). Нами рассмотрен закон преломления света согласно корпускулярной (прямая пропорциональность), а не волновой (обратная пропорциональность) теории света, т. е.:

$$\frac{n_2}{n_1} = \frac{v_2}{v_1}. \qquad (1,1)$$

Если функциональную зависимость коэффициента преломления (n) от длины волны (λ) приближенно представить в виде

$$n \sim \frac{1}{\lambda}, \qquad (1,2)$$

то, подставляя соответствующие значения в (1,1), получим:

$$\frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{v_2}{v_1}. \qquad (1,3)$$

Обозначив λ_1/λ_2 через λ, а v_1/v_2 через c, получим в общем виде

$$c \sim \frac{1}{\lambda}. \qquad (1,4)$$

Согласно изложенным в статье представлениям, прямая пропорциональность коэффициентов преломления двух веществ скоростям распространения в них света может соответствовать положению; с расстоянием скорость света увеличивается (дело происходит так, как если бы «увеличивалась» оптическая плотность среды, при этом свет распространяется быстрее, чем в веществе оптически менее плотном; этого и требует корпускулярная теория света).

импульс энергии за счет внутрисистемных процессов. Поэтому инерциальная система может с течением времени перестать быть инерциальной, получив импульс энергии внутри системы. Следовательно, *первый закон* механики сформулируется следующим образом:

Всякое тело сохраняет состояние покоя или равномерного прямолинейного движения до тех пор, пока внешние или внутренние причины не выведут его из этого состояния.

Если даны две инерциальные системы с различным внутренним состоянием, то законы природы, справедливые для одной системы, могут отличаться от законов, справедливых для другой. Поэтому при описании некоторого закона природы недостаточно уравнение, выражаемое через координаты и время; следует в этом уравнении учесть и массу, как пятую координату. В этом случае две инерциальные системы с различными состояниями масс будут описываться двумя разного вида уравнениями. Следовательно, *принцип относительности будет нарушен.*

Подобно тому как движение электронов зависит от структуры атома (от природы химического элемента), так и движение макротел при высоких скоростях зависит от их внутренней структуры или от внутреннего состояния той среды, в которой они движутся.

2. В релятивистской механике справедливо соотношение

$$\frac{dp}{dt} = \frac{m}{\sqrt{1-\frac{v^2}{c^2}}}\,\frac{dv}{dt},$$

где сила, действующая на частицу, есть производная от импульса (p) по времени (t), а dv/dt — ускорение частицы. Действие для свободной материальной точки (S) есть интеграл по времени

$$S = \int_{t_1}^{t_2} L\,dt. \tag{2.1}$$

Коэффициент L при dt—функция Лагранжа — в пятимерном континууме примет вид:

$$L = -\alpha c \sqrt{1-\frac{v^2}{c^2}-\gamma\left(\frac{dm}{ds}\right)^2}. \tag{2.2}$$

Здесь α — характеризует данную частицу через ее массу (в релятивистской механике $\alpha = mc$); γ — константа размерности.

Если разложить L в ряд по степеням v/c — dm/ds и опустить члены высших порядков, то:

$$L = -\alpha c \sqrt{1-\frac{v^2}{c^2}-\gamma\left(\frac{dm}{ds}\right)^2} \approx$$

$$\approx -\alpha c\left\{1-\frac{1}{2}\left[\frac{v^2}{c^2}-\gamma\left(\frac{dm}{ds}\right)^2\right]\right\} \approx$$

$$\approx -\alpha c + \frac{\alpha v^2}{2c} + \frac{\alpha c}{2}\,\gamma\left(\frac{dm}{ds}\right)^2.$$

В функции Лагранжа можно опустить член, являющийся полным производным по времени, т. е. постоянную (как полную производную от этой же постоянной, умноженной на время).

$$L \approx \frac{\alpha v^2}{2c} + \frac{\alpha c}{2} \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2. \tag{2,3}$$

Если подставить в (2,3) значение α, то:

$$L \approx \frac{mv^2}{2} + \frac{mc^2}{2} \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2. \tag{2,4}$$

Получилась формула, где первый член — классическое выражение кинетической энергии частицы, а второй член характеризует движение частицы в пятимерном континууме.

Подставив значение α в (2,2), получим для функции Лагранжа выражение:

$$L = -mc^2 \sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2}. \tag{2,5}$$

Для импульса частицы имеем:

$$p = \frac{mv}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2}}. \tag{2,6}$$

Сила, действующая на частицу, равна:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{m}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2}} \frac{dv}{dt}. \tag{2,7}$$

Энергия частицы:

$$E = pv - L. \tag{2,8}$$

Подставим в (2,8) выражения (2,5) и (2,6) для L и p:

$$E = \frac{mv^2}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2}} + mc^2 \sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2} =$$

$$= \frac{mv^2 + mc^2 \left[1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2\right]}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2}} =$$

$$= \frac{mc^2 - mc^2 \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2}} = \frac{mc^2 \left[1 - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2\right]}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2} - \gamma \left(\frac{dm}{ds}\right)^2}}. \tag{2,9}$$

Полученная формула выражает энергию частицы в пятимерном континууме; если пренебречь внутренним состоянием системы, то в

четырехмерном континууме (2,9) примет обычную релятивистскую форму

$$E = \frac{mc^2}{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2}}}, \tag{2.10}$$

откуда энергия покоя частицы (при $v = 0$) равна

$$E = mc^2. \tag{2.11}$$

3. Согласно *третьему закону* механики, действие равно противодействию. Однако при учете внутреннего состояния системы оказывается, что чем большей скоростью обладает частица, тем больше ее способность оказывать воздействие на другую частицу. Поэтому *в зависимости от состояния и скорости системы действие может быть равно или не равно противодействию.*

Относительно микрочастицы с малым собственным моментом количества движения — спином, измеряемым в единицах кванта действия ($\hbar$), и малым орбитальным моментом количества движения (c) можно говорить о дефекте противодействия (d), который тем больше, чем меньше произведение $\hbar c$ и чем больше масса (массовое число, M).

$$d \approx \frac{1}{\hbar c} M. \tag{3.1}$$

С уменьшением массы частицы дефект противодействия уменьшается, противодействие (H) увеличивается:

$$H \approx \frac{1}{d}. \tag{3.2}$$

В микромире дефект противодействия характеризует способность частицы расщепляться (Q):

$$d \approx Q. \tag{3.3}$$

т. е. элементы с большим массовым числом радиоактивны, у них большой дефект противодействия частицам, бомбардирующим ядра. Если говорить о макромире, то, например, паутина обладает бесконечно большим дефектом противодействия по сравнению с молнией, проходящей через нее.

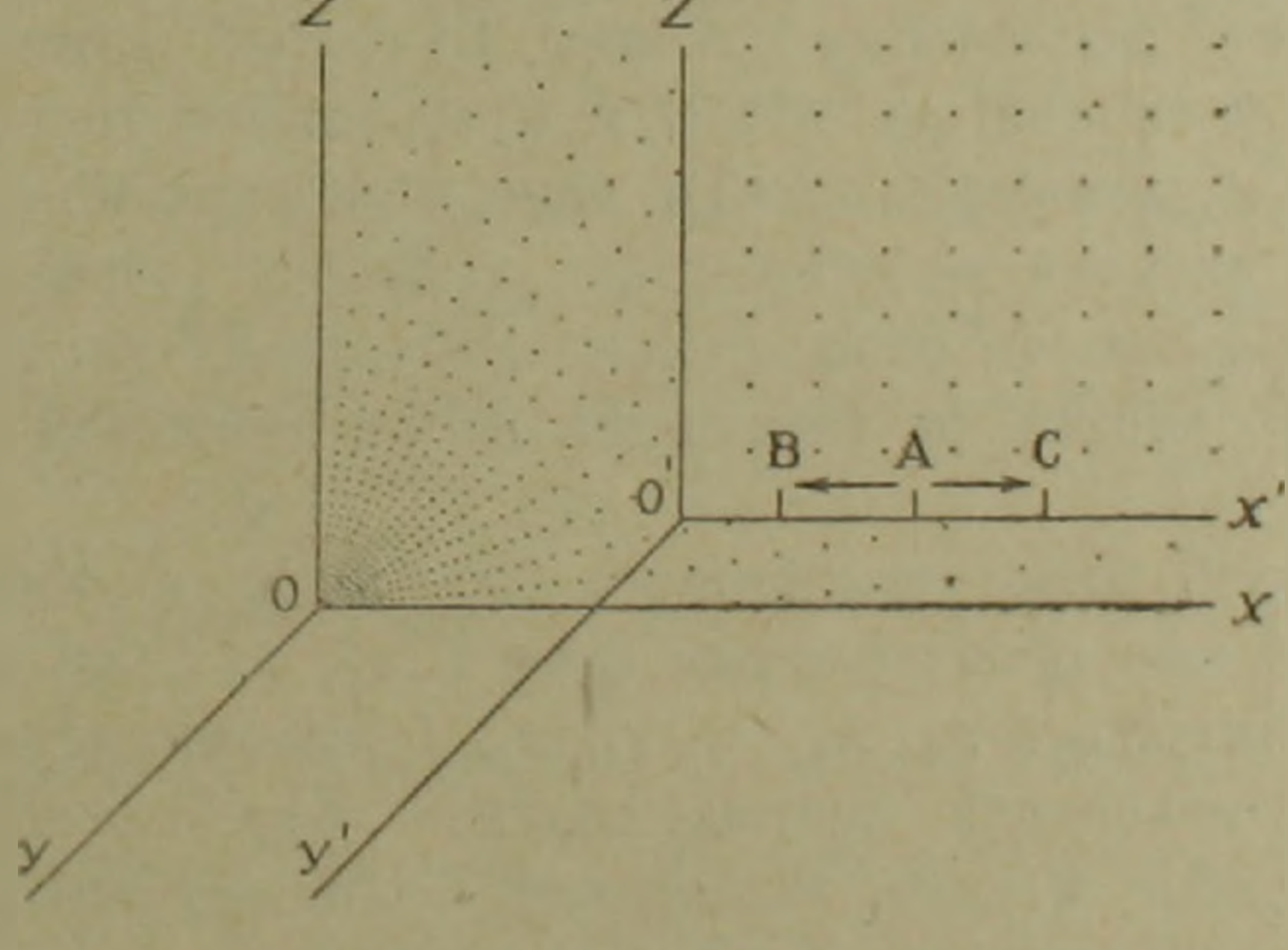
4. Наличие максимальной скорости распространения взаимодействий не означает, что в природе вообще невозможно движение тел со скоростью, больше этой, так как взаимодействия, универсального для всей природы в целом, не существует. Взаимодействие всегда связано с конкретной средой; скорость взаимодействия («скорость сигнала») меняется с изменением среды от 0 до ∞. Следовательно, скорость взаимодействия, максимальная для одной среды (для «природы» этой среды) может оказаться не максимальной для другой среды. Среда влияет на скорость взаимодействия, увеличивая или уменьшая ее. Поэтому, в зависимости от среды, можно осуществить взаимодействие со скоростью, пре-

вышающей наибольшую возможную (для данной среды!) скорость распространения взаимодействий. Можно так подобрать среды, что скорость взаимодействия в них будет бесконечно дискретно возрастать—от среды к среде; внутри одной среды (гравитационное поле постоянной напряженности; расстояния, сравнимые с межгалактическими) скорость взаимодействия будет постоянной. Однако скорость взаимодействия никогда не достигнет бесконечной величины (взаимодействие никогда не будет «мгновенным»), так как в бесконечности взаимодействие перестанет существовать, частица сигнала превратится в поле.

Поскольку при учете внутреннего состояния системы (в пятимерном континууме пространство—время—масса) нарушается принцип относительности, постольку из последнего не может следовать, что скорость распространения взаимодействий одинакова во всех инерциальных системах отсчета. Таким образом, *скорость распространения взаимодействий не является универсальной постоянной*, она меняется с изменением скорости света, принятой за эквивалент скорости взаимодействия (скорость света есть функция от тяготения).

5. Время может быть как абсолютным, так и относительным: оно течет по разному в разных системах отсчета, но может течь и совершенно одинаково в зависимости от внутреннего состояния систем. *Для абсолютного протекания времени необходимо, чтобы структура движущихся систем была бы различной.*

Рассмотрим две инерциальные системы отсчета K и K' (фиг. 1) с осями координат XYZ и $X'Y'Z'$; система K' движется относительно K вправо вдоль осей X и X'. И пусть дано еще одно условие: систе-



Фиг. 1.

ма $X'Y'Z'$ (движущаяся) оптически однородна (гравитационное поле постоянной напряженности), а система XYZ (покоящаяся) оптически неоднородна — оптическая плотность среды в этой системе возрастает по оси X к началу координат O (гравитационное поле создается некоторым телом, находящимся в начале координат O или вблизи O).

Пусть из некоторой точки A на оси X' отправляются сигналы в двух взаимно противоположных направлениях. Поскольку точки B и C равноудалены от точки A, а система K' инерциальна и оптически однородна (изотропна), то сигналы из точки A придут в точки B и C в один и тот же момент времени (в системе K')*. Если пренебречь внутренним состоянием системы (или считать ее изотропной), то приход сигналов в B и C будет не одновременным для наблюдателя в системе K, так как относительно этой системы точка B движется навстречу посланному из A сигналу, а точка C—по направлению от сигнала, посланного из A в C. Следовательно, в системе K сигнал придет в точку B раньше, чем в точку C, т. е. произойдет сокращение времени согласно принципу относительности Эйнштейна.

Но, по условию, мы не можем пренебречь внутренним состоянием системы K, последняя оптически неоднородна (анизотропна). А из этого следует, что в системе K сигнал из A в B идет в среде с увеличивающейся оптической плотностью и замедляется, а сигнал из A в C идет в среде с уменьшающейся оптической плотностью и увеличивает скорость. Тогда, несмотря на то, что точка B движется навстречу сигналу, а точка C — удаляется, сигнал из A и B придет позже, чем из A в C. Значит, время прихода сигнала из A в B увеличится, а из A в C—сократится (относительно системы K)—результат прямо противоположный сокращению времени согласно принципу относительности Эйнштейна.

Если допустить, что оптическая плотность среды в системе K такова, что она полностью компенсирует сокращение времени (при движении сигнала из A в B), проистекающее в результате движения точки B навстречу посланному сигналу, то сигнал относительно обеих систем K и K' придет из A в B и C за один и тот же промежуток времени, т. е. движение систем друг относительно друга фактически никакого влияния не окажет на скорость сигналов (течение времени). Следовательно, относительно двух таких систем время будет абсолютным, общим, не зависящим от их движения друг относительно друга.

6. В заданной точке пятимерного континуума изберем направления, параллельные произвольным осям x, y, z, t, m, обозначенным для удобства символами x_1, x_2, x_3, x_4, x_5. Согласно условию, бесконечно малая материальная частица создает бесконечно убывающее гравитационное поле и сама испытывает влияние поля гравитации. Следовательно, элементарная материальная частица может описываться (в первом приближении) в сплошном гравитационном поле тензорами инерции и напряжения.

а) Тензор инерции определяется матрицей своих компонентов:

---

* Здесь принимается, что движение или покой системы K' не оказывают никакого влияния на скорость сигналов из A в B и C.

$$\Pi_i = \begin{vmatrix} g_{11} & -g_{12} & -g_{13} & -g_{14} & -g_{15} \\ -g_{21} & g_{22} & -g_{23} & -g_{24} & -g_{25} \\ -g_{31} & -g_{32} & g_{33} & -g_{34} & -g_{35} \\ -g_{41} & -g_{42} & -g_{43} & g_{44} & -g_{45} \\ -g_{51} & -g_{52} & -g_{53} & -g_{54} & g_{55} \end{vmatrix}, \qquad (4.1)$$

где g_{11}, g_{22}, g_{33}, g_{44}, g_{55} — моменты инерции относительно координатных осей, а $g_{12}=g_{21}$, $g_{13}=g_{31}$, $g_{14}=g_{41}$, $g_{15}=g_{51}$, $g_{23}=g_{32}$, $g_{24}=g_{42}$, $g_{25}=g_{52}$, $g_{34}=g_{43}$, $g_{35}=g_{53}$, $g_{45}=g_{54}$ — произведения инерций.

Если за начало координатных осей принять точку О континуума и считать, что оси совпадают с главными осями инерции, то матрица компонентов тензора инерции перепишется:

$$\Pi_i = \begin{vmatrix} g_{11} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & g_{22} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & g_{33} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & g_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & g_{55} \end{vmatrix}. \qquad (4.2)$$

Тензор инерции дает возможность определить кинетический момент (L_0) вращающейся вокруг начала координат (О) материальной частицы через произведение вектора угловой скорости (ω) на тензор инерции. Проекции кинетического момента на координатные оси примут вид:

$$\begin{aligned} L_1 &= g_{11}\omega_1 - g_{12}\omega_2 - g_{13}\omega_3 - g_{14}\omega_4 - g_{15}\omega_5 \\ L_2 &= -g_{21}\omega_1 + g_{22}\omega_2 - g_{23}\omega_3 - g_{24}\omega_4 - g_{25}\omega_5 \\ L_3 &= -g_{31}\omega_1 - g_{32}\omega_2 + g_{33}\omega_3 - g_{34}\omega_4 - g_{35}\omega_5 \\ L_4 &= -g_{41}\omega_1 - g_{42}\omega_2 - g_{43}\omega_3 + g_{44}\omega_4 - g_{45}\omega_5 \\ L_5 &= -g_{51}\omega_1 - g_{52}\omega_2 - g_{53}\omega_3 - g_{54}\omega_4 + g_{55}\omega_5. \end{aligned} \qquad (4.3)$$

Отсюда кинетическая энергия (T) материальной частицы выразится:

$$\begin{aligned} T = \frac{1}{2}\,|&g_{11}\omega_1^2 + g_{22}\omega_2^2 + g_{33}\omega_3^2 + g_{44}\omega_4^2 + g_{55}\omega_5^2 - \\ &- 2g_{12}\omega_1\omega_2 - 2g_{23}\omega_2\omega_3 - 2g_{31}\omega_3\omega_1 - 2g_{14}\omega_1\omega_4 - \\ &- 2g_{15}\omega_1\omega_5 - 2g_{24}\omega_2\omega_4 - 2g_{25}\omega_2\omega_5 - 2g_{34}\omega_3\omega_4 - \\ &- 2g_{35}\omega_3\omega_5 - 2g_{45}\omega_4\omega_5|. \end{aligned} \qquad (4,4)$$

б) Напряженное состояние материальной частицы в гравитационном поле характеризуется тензором напряжений:

$$\Pi_n = g_{ik}, \qquad (4.5)$$

где g_{ii} — нормальные напряжения (g_{11}, g_{22}, g_{33}, g_{44}, g_{55}); $g_{ik}=g_{ki}$ при $i \neq k$ — касательные напряжения ($g_{12}=g_{21}$, $g_{13}=g_{31}$, $g_{32}=g_{23}$, $g_{14}=g_{41}$, $g_{24}=g_{42}$, $g_{15}=g_{51}$, $g_{25}=g_{52}$, $g_{34}=g_{43}$, $g_{35}=g_{53}$, $g_{45}=g_{54}$).

в) Фундаментальный метрический тензор выражает расстояние между материальными точками, т. е. метрику континуума.

Для принятого нами псевдоэвклидового пятимерного континуума симметричный ковариантный фундаментальный тензор следующий:

$$dr^2 = \sum_{i,k=1}^{5} g_{ik}\,dx_i dx_k = \tag{5,1}$$

$$= g_{11}dx_1^2 + g_{12}dx_1dx_2 + g_{13}dx_1dx_3 + g_{14}dx_1dx_4 + g_{15}dx_1dx_5$$
$$+ g_{21}dx_2dx_1 + g_{22}dx_2^2 + g_{23}dx_2dx_3 + g_{24}dx_2dx_4 + g_{25}dx_2dx_5$$
$$+ g_{31}dx_3dx_1 + g_{32}dx_3dx_2 + g_{33}dx_3^2 + g_{34}dx_3dx_4 + g_{35}dx_3dx_5$$
$$+ g_{41}dx_4dx_1 + g_{42}dx_4dx_2 + g_{43}dx_4dx_3 + g_{44}dx_4^2 + g_{45}dx_4dx_5$$
$$+ g_{51}dx_5dx_1 + g_{52}dx_5dx_2 + g_{53}dx_5dx_3 + g_{54}dx_5dx_4 + g_{55}dx_5^2$$

Если пятимерное пространство эвклидово, т. е. $g_{ik}=1$, когда $i=k$ и $g_{ik}=0$, когда $i\neq k$, то эта формула примет более простой вид:

$$dr^2 = dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2 + dx_4^2 + dx_5^2.$$

Таким образом, пять принятых координат x_1, x_2, x_3, x_4, x_5 являются мировыми точками, а непрерывный ряд меняющихся значений этих координат—мировой линией, угол наклона которой к оси времени соответствует скорости материальной частицы, а параллельное расположение изображает покой.

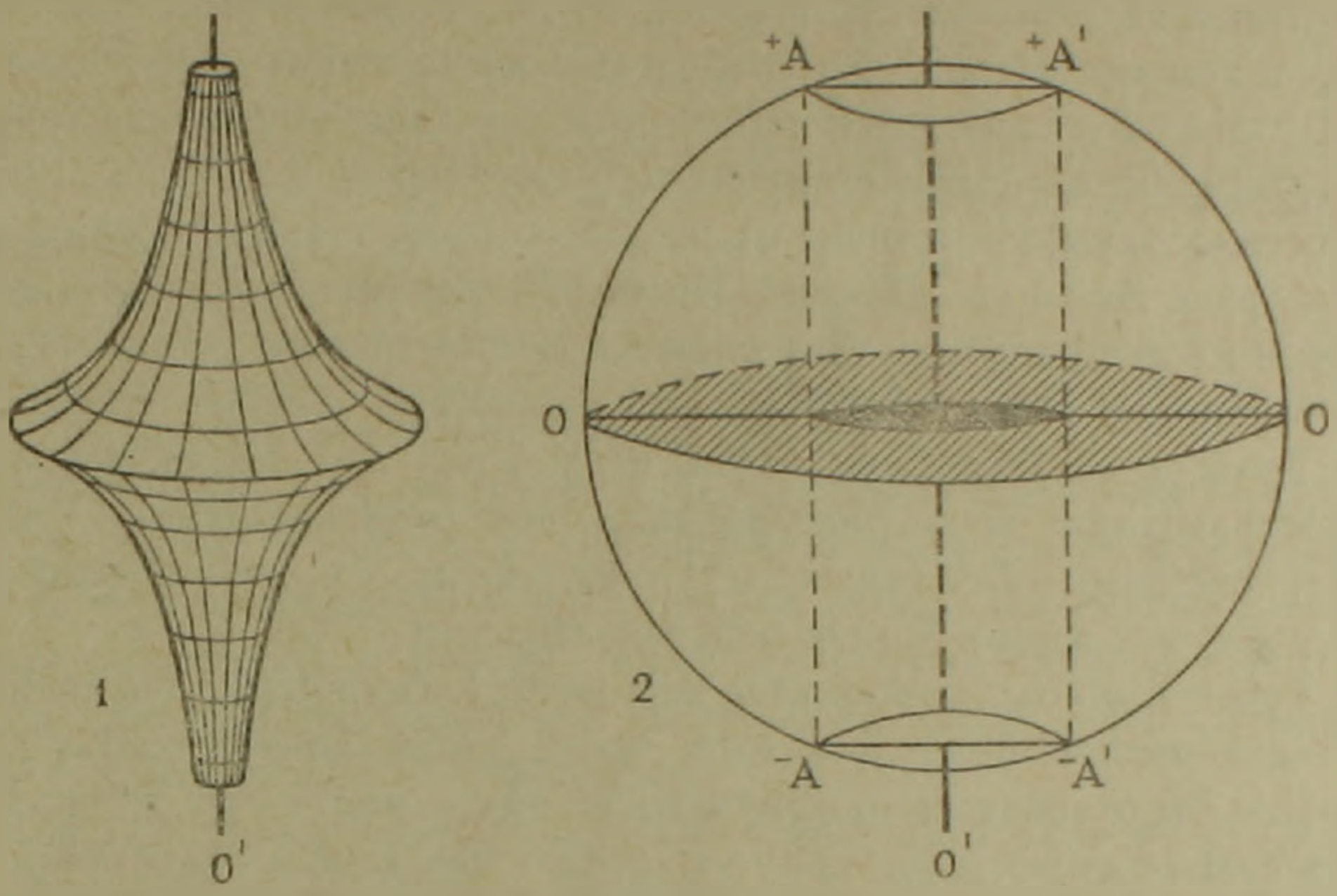
7. Моделью четырехмерного пространства является цилиндрический мир Эйнштейна, искривленный в пространстве и неискривленный во времени. В пространстве, обладающем такой кривизной, реализуется геометрия Римана, в отличие от гиперболического мира, где справедлива геометрия Лобачевского.

В качестве геометрической модели пятимерного континуума могут быть предложены шаровой слой—часть шара, отсекаемая параллельными плоскостями (фиг. 2—2)—поверхность постоянной положительной кривизны, и псевдосфера — поверхность постоянной отрицательной кривизны (фиг. 2—1).

Шаровой слой включает пространственные фигуры Эвклида, Римана, Эйнштейна: параллельные плоскости шарового слоя (Эвклид) можно принять за основания вписанного цилиндра, на поверхности которого сумма углов треугольника больше двух прямых углов (Риман); по оси цилиндра ($O'O'$) пространственные координаты не искривляются (ось времени).

Диаметральная плоскость, перпендикулярная оси цилиндра, отсекает в шаровом слое две асимметричные фигуры (асимметрия мира и антимира), совершенно симметричные друг другу (симметрия мира как целого). Траектории движения точки — $O'^{+}AO$ и $O'^{+}A'O$ (соответственно $O'^{-}AO$ и $O'^{-}A'O$)— характеризуют изменение массы системы (пятая координата): прямая $^{+}A^{+}A'$ (и $^{-}A^{-}A'$) описывает состояние массы в

классической механике; далее на поверхности цилиндра координата массы искривляется, что соответствует изменению массы при высоких (релятивистских) скоростях; наконец, превращению массы частицы в массу поля при скоростях, превышающих релятивистские, соответ-



Фиг. 2.

ствует переход в точках ^{-}A и $^{+}A'$ (а также ^{-}A и $^{-}A'$) цилиндрической поверхности в поверхность окружности — в дуги ^{+}AO и $^{-}A'O$ (соответственно ^{-}AO и $^{-}A'O$).

Таким образом, движению по траекториям $O'^{+}AO$ и $O'^{-}A'O$ (а также $O'^{-}AO$ и $O'^{-}A'O$) соответствует возрастание скорости частицы при переходе от классических скоростей к скоростям релятивистским и выше.

Поля, создаваемые высоко- или низкочастотными частицами при убывании их массы, являются нестационарными, высоко- или низкочастотными. Если в каждой из фигур — $O^{+}A^{+}A'O$ и $O^{-}A^{-}A'O$ — движение по траекториям $O'^{+}AO$ и $O'^{-}AO$ имеет одну и ту же направленность (от „вершины" фигуры к основанию), то для всего шарового слоя, как целого, движение по $O'^{-}AO$ противоположно движению по $O'^{+}AO$ и наоборот. Если допустить, что увеличение скорости по траектории $O'^{+}AO$ (и $O'^{+}A'O$) происходит при $c=1/\lambda$, т. е.—с уменьшением длины волны (корпускулярная теория), то увеличение скорости по траектории $O'^{-}AO$ (и $O'^{-}A'O$) должно происходить при $c=\lambda$, т. е.—с увеличением длины волны (волновая теория)*.

Следовательно у „основания" фигуры $O^{+}A^{+}A'O$ поле будет высокочастотным, у основания" фигуры $O^{-}A^{-}A'O$—низкочастотным. В

* Здесь принимается, что $c=f(\vec{G})=\text{const}$; в точках ^{-}A и ^{-}A (соответственно $^{+}A'$ и $^{-}A'$) скорость всегда возрастает с уменьшением напряженности гравитационного поля (по направлению к диаметральной плоскости).

диаметральной плоскости, где соприкасаются обе фигуры (мир и антимир), аннигилируют частицы и античастицы (по цилиндру), поле и антиполе.

Псевдосферическая модель (фиг. 2—1) имеет то преимущество перед моделью шарового слоя, что включает пространственные фигуры не только Эвклида, Римана, Эйнштейна, но и Лобачевского. Она более сложна в том отношении, что требует дополнительного допущения: ордината массы описывается геометрией Эвклида—Римана—Лобачевского (основания вписанного цилиндра—поверхность цилиндра—поверхность псевдосферы), в отличие от шарового слоя, где масса описывается геометрией Эвклида—Римана. Пространственные координаты на поверхности цилиндра Эйнштейна также подчиняются геометрии Римана, поэтому в целом псевдосфера включает пространственные фигуры Эвклида, Римана, Лобачевского, Эйнштейна; здесь при классических скоростях справедлива геометрия Эвклида, при релятивистских—Римана, при сверхсветовых—Лобачевского. По-видимому, модель псевдосферы ближе отражает многообразие действительности.

8. Рассмотрим излучение тела переменной плотности в создаваемом им гравитационном поле. Для того, чтобы материальная частица (фотон) могла бы оторваться от излучающей поверхности, она должна преодолеть создаваемую телом силу тяготения. Чем больше плотность массы (упаковка атомов), тем выше напряженность гравитационного поля, тем большей энергией должна обладать излучаемая частица. Напряженность гравитационного поля находится в функциональной зависимости от плотности упаковки атомов в единице объема (P) (влиянием центробежной силы—угловой скорости вращения—можно пренебречь):

$$G = f(P). \tag{6,1}$$

Сверхплотные тела, обладающие плотностью значительно выше ядерной, излучать не будут, так как гигантски возросшие силы тяготения не позволят излучаемой частице оторваться от поверхности тела*. Если энергию, получаемую частицей при термоядерных превращениях, считать величиной постоянной, то излучение тела (E_0) всецело будет зависеть от напряженности гравитационного поля (G): при $G \gg E_0$ тело не излучит, при $G \ll E_0$ наступит катастрофический взрыв.

Если плотность упаковки атомов нашей планеты увеличить примерно в миллиард раз, то фотон света не оторвется от поверхности Земли. Условием покоя „излучаемой" частицы на поверхности „излучающего" тела является равенство кинетической энергии частицы потенциальной энергии поля гравитации:

* Автор опоздал с публикацией этого вывода, полученного им в начале 1958 г. он непосредственно следует из постулата о непостоянстве скорости света. Как известно, в 1962—1964 гг. Я. Б. Зельдович и И. Д. Новиков выдвинули положение, названное гравитационным самозамыканием: при релятивистском сжатии звезды (коллапсе) «большая часть гравитационной энергии не излучается в виде света и частиц, а превращается в кинетическую энергию сжимающегося тела». В результате гравитационного самозамыкания «никакое излучение уже не уходит от звезды» (см. Я. Б. Зельдович, И. Д. Новиков. Релятивистская астрофизика. УФН, т. LXXXIV, вып. 3, 1964).

$$\frac{mc^2}{2} = mgR, \tag{6.2}$$

где m — масса; c — скорость частицы, равная скорости света; g — ускорение силы тяжести (напряженность гравитационного поля); R — радиус тела, равный радиусу Земли.

Из (6.2) имеем:

$$g = \frac{c^2}{2R}. \tag{6.3}$$

Подставив в (6.3) соответствующие значения ($c = 3 \cdot 10^8$ м/сек; $R = 6 \cdot 10^6$ м), получим $g = 3/4 \cdot 10^{10}$ м/сек^2; так как в условиях Земли $g = 9{,}8$ м/сек^2, то напряженность гравитационного поля рассмотренного нами тела $\sim 10^9$ раз больше, чем на Земле. такое тело излучать не будет.

Как известно, интенсивность выходящего излучения плазменной системы зависит от степени «запирания» излучения в плазме. «Запирание» излучения—функция от плотности, температуры и размеров плазменной системы.

9. Закон свободного падения тел, сформулированный Галилеем в XVII в., гласит, что все тела, независимо от их массы и формы, испытывают в поле тяготения Земли ускорения, равные по величине и направленные по радиусу к центру Земли. Условиями справедливости этого закона являются определенная удаленность тел от центра Земли и наличие безвоздушного пространства.

Как совершенно очевидно, закон свободного падения тел Галилея исходит из представлений о неизменности массы свободно падающего тела; последнее не получает дополнительного импульса в процессе ускорения. Кроме того, расстояния, которые проходит тело в поле гравитации Земли и ускорения свободного падения сравнительно невелики; сила тяжести полностью определяется напряженностью гравитационного поля Земли.

Между тем, если плотность упаковки атомов космического объекта достаточно велика, то падающее тело будет испытывать значительно большие ускорения; в пределе, если плотность упаковки увеличится бесконечно, то и ускорения тел в поле гравитации бесконечно возрастут. А это означает, что при прохождении достаточно больших расстояний в усиливающемся поле тяготения, внутреннее состояние падающего тела не останется постоянным, оно изменится, тело получит дополнительный импульс в сторону ускорения (или замедления) свободно падающего тела. Следовательно, тело, получившее дополнительный импульс за счет высвобождения внутренней энергии, не будет падать с постоянным ускорением, оно будет убыстряться или замедляться в поле гравитации. Закон свободного падения справедлив, таким образом, в определенных пределах; он нарушается при изменении состояния системы, в полях, создаваемых гигантски плотными массами.

Нейтронная звезда вызывает аккрецию (падение на звезду) внешнего вещества со скоростью около половины световой. Вещество разгоняется до такой скорости в гравитационном поле, потенциал которого (у повехности звезды) составляет $\approx 0{,}2\ c^2$.

10. Приравним два известных соотношения

$$\lambda = \frac{1}{n} \quad \text{и} \quad \lambda = \frac{\hbar c}{\nu}$$

где n — коэффициент преломления, λ — длина волны, h — постоянная Планка, c — скорость света, ν — частота колебания. Отсюда имеем

$$n = \frac{\nu}{hc}, \qquad (7,1)$$

т. е. коэффициент преломления среды тем меньше, чем больше скорость света.

Из (7,1) следует, что при $c \to \infty$ среда обладает бесконечно малым коэффициентом преломления; искривленный свет стабилизирует свое направление*.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР**

Поступила 2.III.1965

Ս. Մ. ԱՅՎԱԶՅԱՆ

ԵՐԿՐԱՄԵԽԱՆԻԿԱՅԻ ՀԻՄՔԵՐԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հաշվարկային համակարգի ներքին վիճակից կախված բնության օրենքները երկու իներցիալ համակարգերում կարող են լինել տարբեր, այսինքն՝ կարող է խախտվել հարաբերականության սկզբունքը: Ժամանակի հոսքը տարբեր է հաշվարկային տարբեր համակարգերում, բայց կարող է լինել և լիովին միատեսակ, կախված համակարգի ներքին վիճակից: Ժամանակի բացարձակ ընթացքի համար անհրաժեշտ է, որ շարժվող համակարգերի կառուցվածքը լինի տարբեր:

ЛИТЕРАТУРА

1. Ландау Л. Д. и Лифшиц Е. М. Теория поля, Москва, 1962.

* В добавление к пункту 4 настоящего сообщения следует отметить, что в теории относительности объективно не заложен вывод о невозможности сверхсветовых скоростей. По мнению Эйнштейна, скорость света в его теории «физически играет роль бесконечно большой скорости» («К электродинамике движущихся тел», 1905 г.). Однако, (и это наглядно выступает при рассмотрении пятимерного континуума) мысль Эйнштейна следует понимать как признание того факта, что скорость света — максимально возможная в данной системе скорость распространения взаимодействий. В теории относительности скорость света выступает: 1) как универсальная константа (в вакууме); 2) как максимально возможная скорость распространения взаимодействий. Оба положения не противоречат идее о сверхсветовой скорости, если рассматривать их относительно данной системы, характеризуемой определенным гравитационным полем, а не всеми возможными гравитационными полями вообще. Инерциальность системы еще не определяет полностью ход физических процессов внутри системы; скорость сигнала в системе зависит от внутреннего состояния системы и пройденного сигналом расстояния. Эффект Зоммерфельда (1904—1905 гг.; сверхсветовой электрон в пустоте излучает, тормозясь собственным полем) и аналогичный ему эффект Вавилова-Черенкова (1934 г.: сверхсветовой электрон в среде излучает — «поющий электрон», обгоняя свое поле) показывают, что как только нарушается равновесие между скоростью частицы и полем тяготения, как только скорость частицы стремится стать больше максимально возможной для данной среды скорости взаимодействий, сейчас же «избыточная» скорость погашается излучением. Отсюда вывод: любая частица в любой среде излучит, как только ее скорость превзойдет фазовую скорость максимального взаимодействия в этой среде. Скорость света не является единственной максимально возможной во всей Вселенной скоростью взаимодействий.

** Частично работа выполнена в Эльбрусской экспедиции Института прикладной геофизики АН СССР в 1957—58 гг.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Г. С. АБРАМЯН

К ВОПРОСУ О ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ В АРМЯНСКОЙ ССР

По существующим представлениям [4, 9] в верхнем плиоцене, в апшеронском веке высокогорные области Армянской ССР подверглись оледенению, синхронному с гюнцским оледенением Альп. Морены и экзарационные формы этого оледенения не сохранились, и о их наличии свидетельствуют только флювиогляциальные отложения соответствующего возраста, широко развитые в предгорьях.

К таким флювиогляциальным образованиям относят валунно-галечные отложения Советашенского плато (Приереванский район), Ахавнадзорский и Заритапский галечные покровы, галечные покровы в пределах Нахичеванской АССР и др.

На флювиогляциальный генезис валунно-галечных толщ Ахавнадзорского и Заритапского плато указал впервые А. А. Габриелян [8] Впоследствии А. Т. Асланяном и С. П. Бальяном было констатировано наличие валунно-галечных образований на склонах Айоцдзорского хребта. Эти отложения авторы считают флювиогляциальными и относят их также к апшерону [3].

К подобным же выводам пришли Н. В. Думитрашко и С. П. Бальян в отношении галечников Приереванского района [11]. Аналогичные валунно-галечные отложения отмечаются в Нахичеванской АССР [2] и на Кусарской равнине в южных предгорьях Большого Кавказа [12].

Признаками флювиогляциального и пролювиального генезиса указанных отложений считают присутствие в галечно-валунных толщах валунов до 2—3 м, смешение различных фракций на небольших отрезках, хорошую окатанность и слоистость отложений [4]. Необходимо отметить, что А. А. Габриелян [8] указывает на отсутствие слоистости в этих отложениях, что, по его мнению, свидетельствует о флювиогляциальном генезисе.

Таким образом, существование в апшероне оледенения в горах Армянской ССР устанавливается на основании только односторонней интерпретации факта накопления довольно проблематичных флювиогляциальных отложений, без анализа всей физико-географической обстановки того времени.

Приведенные авторами факторы, которые должны были способствовать верхнеплиоценовому оледенению гор Армянской ССР — похолода-

ние климата и поднятие отдельных горных систем* выше снеговой линии неубедительны.

К такому выводу приводит нас анализ физико-географической обстановки апшеронского века.

Известно, что по всем палеоботаническим данным, в апшеронском веке на Русской равнине не было сильных похолоданий, способных вызвать равнинные оледенения [10]. Следовательно, предполагаемое сильное похолодание на территории Армянской ССР имело не общепланетарный, а местный характер. Палеогеографические данные однако свидетельствуют, что климат Армянской ССР в апшероне был сравнительно теплым и влажным, так как берега Кавказского перешейка омывались теплыми морями — Черным и Каспийским (Гурийский и Апшеронский бассейны). При этом необходимо отметить, что апшеронский бассейн глубоко врезался в сушу, посредством Терского и Албанского заливов.

Таким образом, климатические условия Армянской ССР в апшероне были теплее или близки к современному.

При таких климатических условиях горные массивы Армянской ССР, на которых предполагается существование оледенения в апшероне, должны были иметь высоты, значительно превышающие 4000 м. Справедливость такого вывода подтверждается фактом незначительного развития современного оледенения гор Армянской ССР, ограниченного только высотами выше 4000 м. Ниже этих высот только в благоприятных условиях сохраняются отдельные фирновые поля или многолетние и переметные снежники.

Однако никто из упомянутых выше авторов не отмечает наличие таких высот для апшеронских гор.

Следовательно для существования апшеронского оледенения мы должны допускать либо значительные по сравнению с современными высоты гор, либо более холодные чем современные климатические условия. Первое допущение не подтверждается фактами, второе—противоречит общему ходу климатических изменений неоген-четвертичного отрезка времени [5, 6, 7, 13].

Остановимся вкратце и на вопросе о роли вулканических извержений в развитии оледенения. С. П. Бальян и Н. В. Думитрашко [4] считают, что накопление лав при вулканических извержениях способствовало образованию высот и, тем самым играло положительную роль в развитии оледенения.

Хотя вопрос этот далеко еще не исследован и заслуживает пристального внимания исследователей, мы не можем согласиться с вышеприведенным мнением. Более того, мы считаем, что вулканические извержения не только не способствовали, а наоборот, являлись отрицательным фактором для развития оледенения.

---

* Поднятиям горных систем при этом отводится второстепенная роль и основной причиной оледенения считаются все же общеклиматические изменения [4]

Известно, что застывание лавовых покровов происходит очень медленно. Вследствие этого на лавовых потоках и покровах очень длительное время не могли накопляться снежные массы. Даже после остывания еще долгое время не везде и не всегда могли накопляться сколько нибудь большие массы снега, из-за большой трещиноватости и оголенности лавовых потоков и покровов. При частых повторных извержениях этот процесс очевидно усиливается.

Таким образом, палеогеографический анализ всей физико-географической обстановки апшеронского века в Армянской ССР приводит нас к выводу, что в апшеронском веке горы Армянской ССР не подвергались оледенению.

Не лишне напомнить, что верхнеплиоценовое оледенение гор вообще, в настоящее время берется под сомнение и не без основания [10]. Такое же мнение высказано и в отношении верхнеплиоценового оледенения Большого Кавказа [15].

Ну, а как же с «флювиогляциальными» галечниками, упомянутыми выше?

Палеогеографические факты заставляют нас ставить вопрос о пересмотре взгляда на генезис этих галечников.

Мы уже имели возможность высказать определенное мнение о флювиогляциальных отложениях Армянской ССР [1]. Что касается верхнеплиоценовых валунно-галечных толщ, по нашему мнению они имеют чисто пролювиальный генезис. Они накопились в результате деятельности бурных водных потоков, возникающих при частых вулканических извержениях, от внезапного и бурного таяния снега, накопленного до извержения. Селевые водные потоки и, особенно лавины, могли возникать и в районах, примыкающих к вулканам, но вне зоны их непосредственного влияния. Причиной лавинообразования в этом случае могли служить сотрясение воздуха, распространение теплой воздушной волны и другие явления, сопровождающие вулканические извержения. Подобные явления неоднократно описаны для современных вулканических областей [14].

Характер валунно-галечных толщ, их состав не противоречит такому способу возникновения этих толщ. Известно, что бурные селевые потоки и снежные лавины способны переносить валуны крупнее, чем 2—3 м*. Смешание материала также, в данном случае закономерно. Что касается хорошей окатанности некоторой части галечных отложений, то мы склонны объяснить их наличие перехватом теми же бурными потоками и лавинами отложений древних, доверхнеплиоценовых рек.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР
Сектор географии

Поступила 7.VII.1964.

* Так называемый Ермоловский камень в ущелье р. Терек, в окрестностях с. Ларс.

Г. С. АБРАМЯН

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-ՈՒՄ ՎԵՐԻՆՊԼԻՈՑԵՆՅԱՆ ՍԱՌՑԱՊԱՏՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հանրապետության տարբեր վայրերում տարածված՝ ապշերոնի հասակին վերագրվող գլաքարային կուտակումները գոյություն ունեցող պատկերացումներով համարվում են ջրասառցադաշտային նստվածքներ։

Այդ հիման վրա, գտնում են, որ ապշերոնի ժամանակաշրջանում Հայկական ՍՍՌ-ի որոշ լեռները ենթարկվել են բավականին մեծ սառցապատման, որի ձևերը սակայն ռելեֆում չեն պահպանվել։

Հեղինակը վերլուծելով ապշերոնի հնեաշխարհագրական պայմանները գտնում է, որ ապշերոնի դարում Հայկական ՍՍՌ-ում սառցապատում գոյություն չի ունեցել։ Գլաքարային կուտակումներին հեղինակը վերագրում է գուտ պրոլյուվիալ ծագում։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абрамян Г. С.** К вопросу о флювиогляциальных отложениях Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геологич. и географич. науки, т. XV, № 6, 1962.
2. **Антонов Б. А.** Малый Кавказ. В кн.: «Геоморфология Азербайджанской ССР» АН Аз. ССР. Баку, 1959.
3. **Асланян А. Т., Бальян С. П.** Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геологии, т. XXVIII, № 6, 1953.
4. **Бальян С. П., Думитрашко Н. В.** Древнее оледенение Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. 1, Геоморфология, АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
5. **Борисов А. А.** О палеоклиматических условиях формирования главных барических центров современного климата Земли. Изв. Всес. геогр. общ., т. 91, вып. 3, 1959.
6. **Борисов А. А.** О климатообразующих факторах Евразии в третичный и четвертичный периоды. Тр. Всес. научн. метеорол. совещ., т. IV. Секция климатологии, Л., 1962.
7. **Брукс К.** Климаты прошлого. М., 1952.
8. **Габриелян А. А.** К вопросу о происхождении постплиоценовых галечников южной Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. IV, № 2, 1946.
9. **Габриелян А. А., Думитрашко Н. В.** История развития рельефа Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. 1, Геоморфология», АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
10. **Горецкий Г. К.** К решению вопроса о южной границе антропогена. Тр. ком. по изуч. четвертичн. периода, XX, АН СССР, М., 1962.
11. **Думитрашко Н. В., Бальян С. П.** К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской толщи. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 1, 1952.
12. **Думитрашко Н. В.** Древнее оледенение в Азербайджанской ССР. В кн.: «Геоморфология Азербайджанской ССР», АН Аз. ССР, Баку, 1959.
13. **Марков К. К.** Палеогеография (историческое землеведение) изд. 2-е, М., 1960.
14. **Ритман А.** Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», Москва, 1964.
15. **Церетели Д. В.** К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа. Тезисы докл. Всес. междувед. совещ. по палеогеогр. антропогена и геоморфол. Кавказа. Тбилиси, 1963.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Р. Н. ЗАРЬЯН

ИСКУССТВЕННЫЙ ТЕЛЛУРАТ СВИНЦА

При исследовании минерального состава свинцово-цинковых руд Кафанского гидротермального месторождения меди Армянской ССР, автором [1, 2] в аншлифах был обнаружен минерал свинца и теллура — данхемит. В природе это соединение встречается очень редко. Формула его точно не установлена и представляет собою теллурит или теллурат свинца. Этот своеобразный минерал является продуктом окисления алтаита ($2PbTe+4O_2=2PbTeO_4$). Кристаллографически он не изучен. Наряду с минералого-геохимическими исследованиями нами в геохимической лаборатории ВИМСа была проведена экспериментальная работа по получению искусственного теллурата свинца, в результате которой выяснен ряд вопросов, касающихся его химического состава и кристаллооптических особенностей.

Известно, что в зоне окисления большое влияние на ход окисления оказывают pH и окислительно-восстановительный потенциал среды. При проведении экспериментальных исследований создавались условия близкие к природным условиям зоны окисления. Получение искусственного теллурата свинца производилось в открытой физико-химической системе. Для ускорения процесса опыт проводился при температурах до 100°С. Для получения ощутимых количеств теллурата свинца мы сначала получили из элементарного теллура, действием концентрированной азотной кислоты, теллуровую кислоту. При растворении теллура образуются теллуровая кислота (бесцветное вещество) и двуокись азота: $Te+6\ HNO_3=H_2TeO_4+6NO_2+2H_2O$. Теллуровая кислота под воздействием уксуснокислого свинца $[Pb(C_2H_3O_2)_2]$ переходит в теллурат-свинца:

$$H_2TeO_4+Pb(C_2H_3O_2)_2=PbTeO_4+2HCH_3COO.$$

Полученный теллурат свинца в отраженном свете обладает светло-бурым цветом. В скрещенных николях сильно анизотропен. Отражательная способность для желтой части спектра равна 22%. Двуотражение отчетливо заметно в воздухе с цветным эффектом. Искусственное вещество очень мягкое, полируется хорошо. Микротвердость по нашим измерениям варьирует в пределах 10—14 кг/мм². Среднее значение равно 13 кг/мм², что по шкале Мооса составляет 1,6. В HNO_3 и HCl растворяется с выявлением структуры. Прочие реактивы (KCN, Hg, Cl_2, KOH и др.) не действуют. Двуосный, отрицательный. Угасание прямое. Оптически положительный. Угол 2v от 72° до 79°; Ng = 2,25; Np=2,23. Удельный вес 6,7—7,1 (определен с помощью пикнометра).

Химическим анализом установлено (аналитик С. А. Тиграняи), что главными составными частями синтезированного соединения являются свинец, теллур и кислород (табл. 1).

Таблица 1

Элементы	Хим. анализы	Атомные количества	Отношения атомных количеств
Pe	51,92	0,250	1
Te	32,02	0,250	1
O	16,05	1,003	4
Сумма	99,99	—	—

Таким образом, по данным химического анализа, соединение является теллуратом свинца.

Пересчет химического анализа приводит к следующей формуле: $PbTeO_4$. Искусственный теллурат свинца был подвергнут рентгенометрическому исследованию по методу порошка; съемка велась на железистом нефильтрованном излучении при напряжении 35 кв, силе тока 10 ма в продолжении 6 часов в камерах РКД, диаметром 57,3 мм. Поправки вводились по особому снимку смеси с NaCl. Интенсивность линий оценивалась визуально по десятибальной системе. Результаты рентгеноструктурного исследования искусственного и естественного теллурата свинца, произведенного Г. А. Сидоренко (Москва, ВИМС), приведены в табл. 2.

Таблица 2

Искусственный теллурат свинца		Естественный теллурат свинца		Искусственный теллурат свинца		Естественный теллурат свинца	
1	2	3	4	1	2	3	4
3,71	3	3,71	2	1,392	1	1,387	1
3,365	7	3,37	10	1,351	1	1,349	1
3,19	3	3,23	4	1,305	2	1,305	2
3,072	3	3,06	4	1,264	3	1,264	3
2,955	8	2,96	10	1,257	6	1,259	7
2,794	1	2,79	2	1,225	4	1,226	6
2,39	3	2,39	5	1,201	2	1,201	1
2,13	1	2,13	1	1,186	6	1,185	8
2,05	4	2,05	5	1,153	3	1,150	2
1,995	1	—	—	1,130	2	1,132	3
1,864	10	1,867	10	—	—	1,120	2
—	—	1,825	1	1,114	4	1,113	6
1,729	1	—	—	1,093	8	1,092	9
1,690	4	1,690	4	1,075	4	1,075	4
1,653	4	1,653	7	1,064	2	—	—
1,571	1	—	—	1,034	2	1,029	1
—	—	1,560	1	1,016	3	1,016	4
1,515	4	1,514	6	1,001	3	1,001	2
1,486	4	1,489	6	0,994	3	—	—
1,474	3	1,474	6	0,989	1	—	—
1,413	1	1,405	1				

В заключение необходимо подчеркнуть, что порошкограмма естественного теллурата свинца-данхемита полностью идентична с порошкограммой искусственного соединения.

Во время экспериментальных работ автор постоянно пользовался ценными советами доктора геолого-минералогических наук В. В. Щербины и кандидата химических наук Л. И. Игнатовой, которым автор выражает свою искреннюю признательность.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 19.X.1962.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зарьян Р. Н. Теллуриды и теллурит свинца в рудах Кафанского месторождения. Изв. АН Армянской ССР (сер. геол. и геогр. наук), № 2, 1962.
2. Зарьян Р. Н. Формы нахождения селена и теллура в рудах Кафанского месторождения. «Геохимия», № 3, 1962.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Р. А. МАНДАЛЯН

СТРУКТУРНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ИЗВЕСТНЯКОВ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕЮРСКОЙ (ОКСФОРД-КИМЕРИДЖ) ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНОЙ СЕРИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

В пределах изучаемой вулканогенно-карбонатной формации, развитой в бассейнах рек Агстев, Ахум, Тауш, известняки являются наиболее распространенными осадочными породами. Они образуют мощные (200—500 м) свиты с маломощными прослоями вулканического материала (Иджеванский хребет, правобережье р. Агстев, район гор. Будур), а также относительно небольшие пачки и прослои, перемежающиеся с лавово-пирокластическим материалом (междуречье Агстев и Хндзорут).

Известняки представлены многими разновидностями. За основу их подразделения принята генетическая классификация М. С. Швецова [4], с некоторыми изменениями, отражающими особенности карбонатообразования в исследуемых отложениях.

Генетическая классификация известняков

1. Органогенные известняки.
а) Биогермные — губково-водорослевые, коралловые (биостромы),
б) Сгустковые,
в) Органогенно-детритовые.
2. Хемогенные известняки.
а) Оолитовые,
б) Микрозернистые.
3. Известняки — продукты изменения первичного материала.
а) Продукты механической переработки — известняки органогенно-обломочные (окатаннозернистые).
б) Продукты переработки илоядами — копрогенные известняки.
4. Криптогенные известняки (неизвестного происхождения).
а) Известняки, не сохранившие ясных следов происхождения, ввиду различных изменений.
б) Известняки спорного или недостаточно выясненного генезиса — микрокомковатые известняки.

Из приведенных в классификации разновидностей наиболее распро-

странены 3 типа: сгустковые, органогенно-детритовые и обломочные известняки.

1) Первые имеют исключительно широкое распространение. Вместе с сгустково-детритовыми известняками они слагают хорошо выдержанные по простиранию пачки, мощностью от 10 до 65—70 м. Исследования в шлифах показывают, что сгустковые известняки слагаются сгустками (65—80%), небольшим количеством органогенного детрита (5—15%) и цементом (10—20%).

Различаются три типа сгустков:

1. Сгустки неоднородного строения. Ядра их сложены органогенным детритом, интенсивно источенным сверлящими водорослями.

2. Основная масса сгустков не имеет детритового ядра и представлена комочками микрокомковато-губчатой структуры, обусловленной чередованием мельчайших комочков с просветами — канальцами, выполненными светлым кальцитом.

3. Меньшее распространение имеют водорослевые желвачки микроонколитообразного облика.

Происхождение сгустковых известняков сложное, обусловленное действием целого комплекса различных водорослей [2]. Они являются показателями мелководности бассейна.

2) Органогенно-детритовые известняки подразделяются на две группы:

1. Крупнодетритовые известняки,

2. Мелкодетритовые известняки.

Крупнодетритовые известняки, в свою очередь, подразделены по таксонометрическому составу детрита на 7 разновидностей, большинство которых имеют значительное площадное развитие и по своим особенностям важны для фациально-экологической характеристики.

а) Сгустково-детритовые известняки,

б) Полидетритовые известняки,

в) Полидетритово-спикуловые известняки,

г) Криноидные известняки,

д) Криноидно-полидетритовые известняки,

е) Эхинодерматовые известняки,

ж) Пелециподово-полидетритовые известняки,

з) Обломочные известняки*.

По размерам слагающих обломков выделяются 3 группы, каждая из которых характеризуется определенным составом раковин.

а) Крупнообломочные известняки, с преобладающими размерами 1,1—1,60 мм. Состоят из окатанных и полуокатанных обломков тубок, гастропод, криноидей, водорослей.

б) Мелкообломочные, с преобладающими размерами 0,30—0,40 мм. Сложены они преимущественно фораминиферами (Anomalina) и криноидеями.

---

* В литературе они описываются также под названием «органогенные песчаники и раковинные известняковые песчаники».

в) Микрообломочные, с преобладающими размерами 0,08—0,20 мм. Детрит хорошо окатан и представлен преимущественно раковинами фораминифер (Miliolidea).

Анализ приведенных данных позволяет высказаться о батиметрических условиях верхнеюрского (оксфорд-кимеридж) бассейна. О мелководности бассейна свидетельствует ряд факторов*.

1. Наличие оолитовых и широкое развитие обломочных известняков, образование которых в условиях мелководья не вызывает сомнений.

2. Широкое распространение различных водорослей: сверлящих, обволакивающих, известьвыделяющих.

В рассматриваемых отложениях водоросли имеют большое породообразующее значение.

3. Толстослоистость и массивность многих разновидностей известняков, широкое развитие известняковых брекчий и конгломератов.

Представление о мелководности верхнеюрского (оксфорд-кимеридж) бассейна согласуется с другими геологическими данными:

1. Изучаемые отложения в бассейне рек Ахум и Тавуш согласно, без перерыва, перекрываются Артаминской вулканогенной свитой, сформировавшейся в субаэральных условиях.

2. На мелководье указывает также обилие туфоконгломератов в вулканогенно-карбонатной формации.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 9.XI.1964.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
2. Максимова С. В. Фациально-экологическая характеристика нижнедевонских отложений района г. Гурьевска (Кузнецкий бассейн). Сб. Материалы по геологии и нефтегазоносности
3. Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбоната Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1958.
4. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Издание II-е и III-е. 1948, 1958.

---

* На мелководный режим накопления изучаемых отложений указывал А. Т. Асланян (1949).

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

П. Л. ЕПРЕМЯН

ВЕЕРООБРАЗНАЯ СТРУКТУРА ГОГАРАНСКОГО ХРЕБТА

Многочисленные разрывные нарушения большой амплитуды расчленяют комплекс отложений северной части Армянской ССР на отдельные блоки и придают ему мозаичный характер. Одним из этих блоков является Гогаранский (Армаганский) массив, представляющий собой горст-антиклинорий. Последний приурочен к западной части Присеванской «шовной» антиклинальной зоны, поэтому имеет те же характерные черты, что и Присеванская зона.

Границами Гогаранского блока являются разломы—с севера Пушкинский, с юга—Гогаранский. Гогаранский надвиг отделяет Гогаранский блок от Базумского блока, а Пушкинский надвиг ограничивает Гогаранский блок от Лорийского. С юга Базумский блок охватывает Арчутский надвиг, разделяющий Базумский блок от Памбакского, а последний через Джаджурский надвиг отделяется от Апаранского блока, который является частью крупного Цахкуняцского блока.

Упомянутые надвиги — Джаджурский, Арчутский и Гогаранский имеют близширотное простирание и северное падение.

По Джаджурскому надвигу от с. Лусахпюр до с. Сариар Памбакский блок надвинут на Апаранский. Здесь верхнемеловые карбонатные породы надвинуты на средне- и нижнеэоценовые туфогенные породы. Падение плоскости надвига на север под углом 50°. Амплитуда смещения небольшая. Надвиг этот описан К. Н. Паффенгольцем (1935) и А. Т. Асланяном (1952).

Арчутский надвиг имеет большое протяжение. По простиранию характер его меняется в связи с изменением направления падения и амплитуды смещения. По этому разрыву, достигающему 1000 м, падающему под углами 50—60° на север, Базумский блок надвинут на Памбакский.

Армаганский надвиг описан К. Н. Паффенгольцем [2] и И. В. Барковым, С. С. Мкртчяном, А. Т. Асланяном [1], а также и нами. Падение плоскости смещения на всем протяжении северное, под углом до 30°, но к востоку угол падения становится более крутым—40—50°. По этому надвигу нижнемеловые и юрские отложения надвинуты на средне-эоценовые вулканогенно-обломочные и верхнемеловые карбонатные породы, т. е. Гогаранский блок надвинут на Базумский, при амплитуде смещения до 2—3 км.

Таким образом, от ущелья р. Памбак до вершины г. Гогаран рисуется ступенчатый горст, где плоскости разрывов падают к центру горста.

Подобный характер имеет также и северный склон Армаганского хребта. Так например, северной границей Гогаранского блока является Пушкинский надвиг, имеющий северо-западное простирание и юго-западное падение 60—70° (в сторону Гогаранского блока).

В результате этих надвигов (1—1,5 км) Гогаранский блок надвинут на Лорийский, т. е. нижнемеловые и юрские отложения надвинуты на палеогеновые отложения (эоцен и олигоцен).

Почти параллельно данному блоку через Лорийский блок проходит Медвежий надвиг, по которому эоценовые породы надвинуты на олигоценовые. Азимут падения 195°, угол —70°, амплитуда смещения 500—600 м.

Катнахпюрский, Дзорагетский, Коч-Гирланский параллельные надвиги проходят через Гогаранский блок вдоль северного склона Гогаранского хребта. Они имеют широтное простирание и под углом 50—60° падают на юг.

К этим надвигам приурочены ультрабазиты.

Таким образом, все надвиги, находящиеся на северном склоне Гогаранского хребта, имеют южное падение, т. е. падают в сторону водораздельной части Гогаранского хребта. Здесь также наблюдаются ступенчатые горсты. От привершинной части Гогаранского хребта до Лорийского плато к северу и югу — до р. Памбак блоки поочередно надвинуты друг на друга, где центральный блок сложен более древними (юра—нижний мел), а крылья относительно молодыми (палеоген) образованиями. Иначе говоря, сочетание блоков создает горстообразное поднятие, охватывающие их надвиги придают району веерообразную структуру.

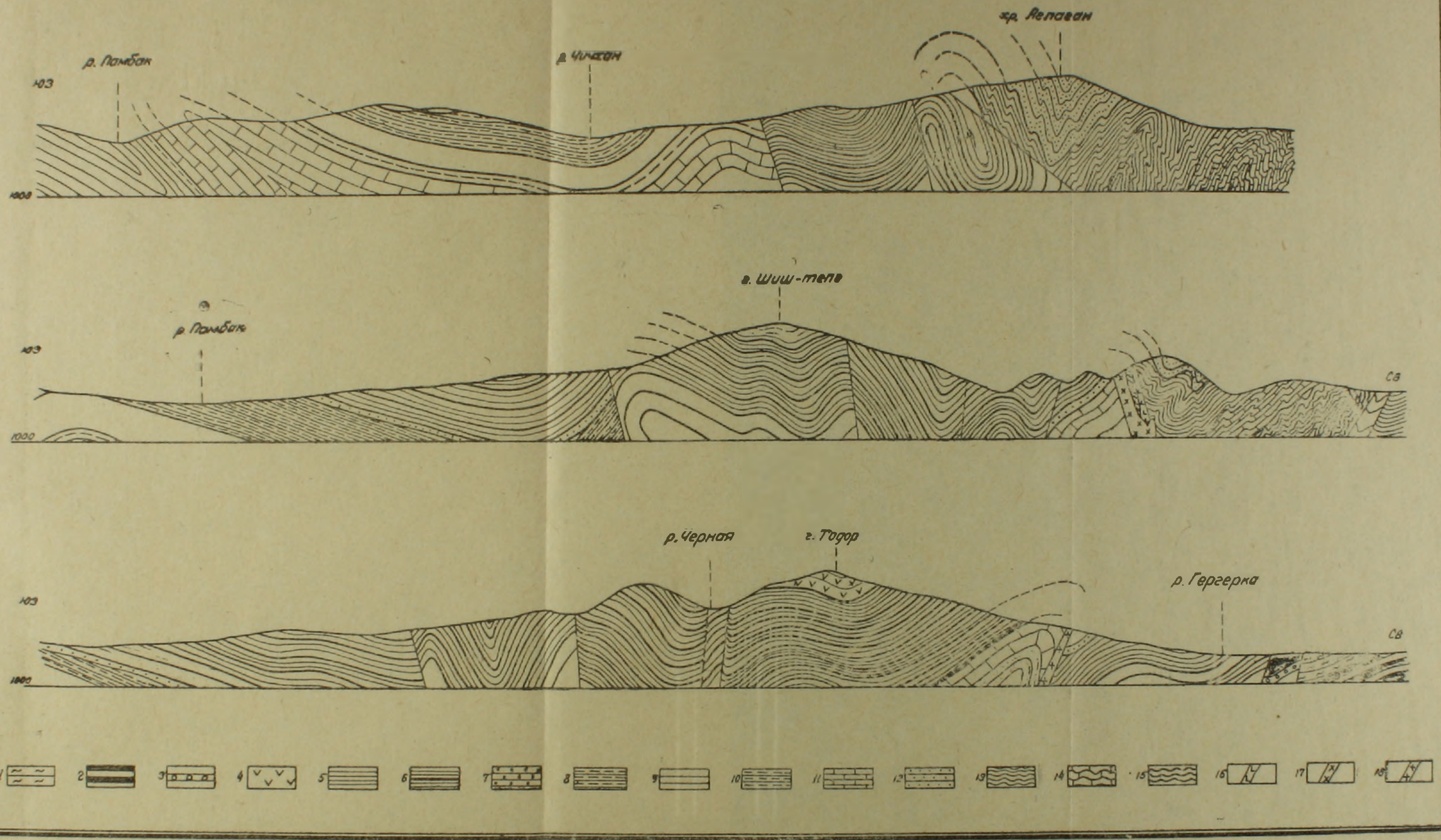
Следует отметить, что веерообразная структура Гогаранского хребта подчеркивается также характером складчатости мезокайнозойского чехла. Пласты этих отложений в пределах Гогаранского хребта обычно имеют крутое падение, а многие из них на северном склоне опрокинуты на север в сторону Лорийского блока, а на южном склоне опрокинуты на юг в сторону Памбакского блока. Те же пласты в пределах Памбакского блока опрокинуты снова на юг на Апаранский блок. Аналогичная картина наблюдается и в пределах Лорийского блока. Эти опрокидывания подчеркивают А. Т. Асланян и Л. А. Рудзянский (1952).

Кроме опрокинутых складок на упомянутом блоке распространены ассиметричные складки, причем они на северном склоне хребта расположены так, что северные крылья синклиналей падают круче южных. Обратная картина наблюдается на южном склоне хребта, где южные крылья складок имеют падение более крутое, чем северные их крылья.

Таким образом, начиная от водораздельной части хребта на обоих склонах хребта осевые плоскости складок имеют противоположное падение и тем самым фиксируют веерообразную структуру хребта. На вее-

Составил Епремян П.Л.
1956 г.

Веерообразная структура Гогаранского и Базумского хребтов



Условные обозначения:

Олигоцен. 1. Глины, песчаники с углистыми прослойками. 2. Андезиты, их туфы и туфобрекчии. 3. Конгломераты, туфоконгломераты; **Верхний эоцен.** 4. Кератофиры, фельзиты.

Средний эоцен. 5. Зеленоватые мелкообломочные туфобрекчии среднего и кислого составов с халцедоновыми включениями. 6. Авгитовые и плагиоклазовые порфириты, туфы и туфобрекчии. 7. Нуммулитовые известняки и песчаники.

Палеоцен (?)—н. эоцен. 8. Туффиты, туфопесчаники. 9. Кварц-порфировые туфобрекчии. 10. Аргилиты и туфопесчаники. **Верхний мел.** 11. Известняки, мергели (кампан-маастрихт). **Нижний мел.** 12. Песчанистые сланцы, известняки и туффиты (верхний альб). **Юра — нижний мел.** 13. Известково-песчанистые сланцы и туфогены. 14. Перемежающаяся толща кварцитов и известняков. 15. Известковые и кремнисто-известковые сланцы. 16. Габбро-диориты. 17. Перидотиты, дуниты. 18. Кварцепорфировые дайки.

рообразность структур в восточной части Базумского хребта особо указывает К. А. Мкртчян [3].

Веерообразная структура в сочетании с горстообразной структурой нами была отмечена в 1953 г. также на Севанском и Арегунийском хребтах, которые также, как и предыдущие находятся в Присеванской «шовной» антиклинальной зоне.

Образование веерообразной структуры Гогаранского хребта проще всего объясняется действием меридионально ориентированных тангенциальных сил через смежные относительно тесные блоки Памбакского и Степанаванского синклинориев. При этом важно также отметить, что до образования названных синклинориев Гогаранский блок имел антиклинальную структуру, занимал относительно высокое положение и был сложен легко деформируемыми глинисто-песчаными и известковыми сланцами, а боковые блоки были сложены плотными вулканогенными образованиями, трудно поддающимися смятию, в результате чего складки Гогаранского блока опрокинуты в сторону более жестких боковых блоков, которые были отграничены от него разломами большой амплитуды, представляющими горстообразную структуру хребта.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 10.XI.1965.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении, 1958.
2. **Паффенгольц К. Н.** Геология Армении, 1948.
3. **Мкртчян К. А.** Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореферат канд. диссертации. Изд. Ер. Гос. ун-та, 1960.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

А. А. ГАБРИЕЛЯН

МЕЖДУНАРОДНЫЙ КОЛЛОКВИУМ ПО ТЕКТОНИКЕ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ЕВРОПЫ И МАЛОЙ АЗИИ

С 24 сентября по 7 октября 1965 г. в Тбилиси состоялся международный коллоквиум по проблемам тектоники Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии, созванный редакционным комитетом международной тектонической карты Европы и геологическим институтом АН Грузинской ССР. Коллоквиум был посвящен обсуждению важнейших вопросов тектоники и региональной геологии Альпийского складчатого пояса Евразии и изображению тектонических особенностей строения и развития Альпийской зоны на втором варианте тектонической карты Европы.

В 1964 г. на английском, французском и русском языках была опубликована первая международная тектоническая карта Европы, получившая высокую оценку на XXII сессии международного геологического конгресса (Нью-Дели, 1964 г.). Сессия комиссии международной геологической карты мира рекомендовала редакционному комитету тектонической карты Европы организовать широкое обсуждение карты с целью ее улучшения и создания второго варианта. С этой целью в 1964—1965 гг. в различных геологических организациях СССР и других стран Европы были организованы специальные совещания. Тбилисский коллоквиум явился одной из форм дальнейшего обсуждения указанной карты.

В работе коллоквиума принимали участие более 300 геологов различных геологических учреждений СССР и зарубежных стран Европы, Африки, Азии и США (Польша, Чехословакия, Югославия, Румыния, Болгария, Федеративная Республика Германии, Германская Демократическая Республика, Бельгия, Голландия, Италия, Марокко, Израиль, Индия, Швеция, Турция, Иран и США).

Кавказ по своему геологическому строению и истории развития является одним из интересных регионов в Альпийском складчатом поясе и для решения многих общих вопросов, касающихся закономерностей развития складчатых геосинклинальных областей, он представляет исключительный интерес. Поэтому не случайно, что этот коллоквиум был проведен в Тбилиси, и геологии Кавказа была посвящена большая серия докладов (П. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе, Ш. А. Азизбеков.

и Э. Ш. Шихалибейли, А. Л. Цагарели и М. Г. Агабеков, А. А. Габриелян, Г. М. Заридзе, Г. А. Твалчрелидзе, Е. Е. Милановский). С докладами о глубинном геологическом строении Кавказа выступили Г. К. Балавадзе, А. А. Ализаде, И. О. Цимельзон и другие.

Тектонике Карпат был посвящен доклад В. Е. Хаина и В. И. Славина, а Памирского сектора Альпийского складчатого пояса — Б. П. Бархатова. В. П. Гончаров и Ю. П. Непрочнов в своем докладе «Тектоника Черноморской впадины» привели геофизические данные (глубинное сейсмическое зондирование), доказывающие отсутствие гранитного слоя в центральной части впадины. По их мнению центральные районы впадины имеют двуслойную кору (осадочную и базальтовую), а периферийные части ее — трехслойную (осадочную, гранитную и базальтовую).

Учитывая большую мощность осадочного слоя в центральных районах моря (10—15 км), авторы приходят к выводу, что начало образования Черноморской впадины можно отодвинуть в верхи палеозоя или даже считать ее областью более древней.

Тектоническому строению, районированию и геологическому развитию Альпийского складчатого пояса Европы и Азии был посвящен доклад М. В. Муратова, а причине его дугообразного плана — доклад А. Т. Асланяна.

Оживленную дискуссию вызвал доклад М. М. Рубинштейна «Орофазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии».

На основании данных по абсолютному возрасту гранитоидных интрузий различных частей земного шара, генетически связанных с эпохами складчатостей и горообразования, М. М. Рубинштейн подтверждает канон Г. Штилле о планетарном характере основных орогенических фаз земли. По его подсчетам продолжительность отдельных фаз складчатостей составляет приблизительно 3—4 млн. лет.

Профессор Ф. Кинг (США) в своем докладе «Тектоническое строение и развитие Северной Америки» демонстрировал новую тектоническую карту США, составленную по принципу международной тектонической карты Европы.

Большой интерес у Кавказских геологов вызвали выступления представителей соседних зарубежных стран — Турции и Ирана (доклады И. Кетина, Э. Эрентёза и Ж. Стёклина).

По Ж. Стёклину новые данные по геологии Ирана не подтверждают традиционную схему деления его территории на три структурные зоны (складчатая зона Северного Ирана, складчатая зона Южного Ирана и Центрально-Иранский срединный массив). Палеозойские и мезозойские отложения во многих районах центрального Ирана интенсивно дислоцированы и порой метаморфизованы, поэтому его нельзя считать срединным массивом. Согласно докладчику, средне-верхнепалеозойский этап развития Ирана имеет платформенный характер и в этом отношении обнаруживает большое сходство с Арменией. Как на Малом Кавказе, так

и в Иране, средне-верхнепалеозойские отложения вместе с триасом составляют единый структурно-формационный комплекс, внутри которого перерывы и несогласия установлены перед девоном и пермью.

На тему «Тектоника Малой Азии» с докладом выступил турецкий геолог И. Кетин. Он на территории Анатолии выделяет четыре геотектонические зоны: зона северной Анатолии (Понтиды), зона внутренней Анатолии (Анатолиды), зона южной Анатолии (Тавриды) и зона краевых складок (южный передовой прогиб), при этом, орогеническое развитие Анатолии, по его мнению, происходило последовательно, с севера на юг.

Любопытно отметить наличие метаморфизованных пород мезозойского и палеогенового возраста вдоль офиолитового пояса в Понтидах и Анатолидах, как это имеет место и в Армянской ССР (Севанский и Базумский хребты).

Очень интересный доклад «О тектонике Гималаев» сделал Швейцарский геолог А. Гансер. На основании своих долголетних исследований он пришел к выводу о покровном характере Гималаев и об их сходстве с Альпами. По мнению А. Гансера, Индостанский докембрийский щит пододвинут под Гималаи амплитудой около 400 км. Наличие под Индийским океаном крупных разломов субмеридионального простирания, установленных геофизическими данными, согласно А. Гансеру, является косвенным доказательством движения Индийской платформы на север—северо-восток.

О большой роли горизонтальных движений в создании складчатых систем Альпийского пояса отметил также в своем докладе М. Маттауэр (Франция), посвященном тектонике Пиринеев.

Теоретическим вопросам геотектоники был посвящен доклад Бельгийского ученого П. Мишо. По его мнению первичные геосинклинальные области образуются на океаническом дне, на базальтовом основании. Он привел ряд фактов, свидетельствующих о том, что вдоль восточного побережья США происходит накопление осадков, мощностью до 4 км, которые путем метаморфизации преобразуются в анортозиты (внизу), а также граниты, гнейсы и другие метаморфические породы. По его мнению, это типичная геосинклинальная область, возникшая на базальтовом основании.

Из иностранных ученых с докладами выступили также А. Дюбертре (Франция)—«Тектоника Ближнего Востока», М. Манфредини (Италия)—«Тектоническая эволюция центральной Италии», Ж. Гогель (Франция)—«Тектоника западных Альп», И. Иовчев—«Тектоническая карта Болгарии», Ж. Шубер и А. Формуре—«Альпийские складчатые области Африки», Г. фон Гертнер — «Тектоническая карта Альп» и Д. К. Рой—«Некоторые черты мезо-кайнозойских складчатых поясов Индии». Новая тектоническая карта Индии, составленная Д. К. Роем, на XXII сессии международного геологического конгресса, состоявшейся в 1964 г. в Индии, была удостоена премии имени Спендиарова.

Оживленную дискуссию вызвал также доклад А. А. Богданова, П. Д. Гамкрелидзе, М. В. Муратова и В. Е. Хаина «Об изображении тектонических особенностей строения и развития Альпийского складчатого пояса на втором варианте тектонической карты Европы». Авторы доклада считают, что, сохраняя основной принцип построения тектонической карты Европы первого издания (1964 г.), следует существенно дополнить и детализировать легенду, с целью добиться более полного и объективного изображения специфики геологического развития Альпийского складчатого пояса Европы и Азии. Предусматривается более полное и четкое изображение на карте морфологии и состава складчатых и разрывных нарушений, элементов новейшей тектоники, интрузивных магматических образований, границ несогласных залеганий, срединных массивов и ряда других важных структурных элементов.

На заключительном заседании было принято решение созвать в ближайшие годы коллоквиумы:

а) по докембрийским метаморфическим образованиям в одной из Скандинавских стран, с целью разработки методики изображения на тектонических картах метаморфических образований;

б) по геологии океанов во Франции и

в) по региональной геологии и тектонике Малой Азии в Турции или Иране.

В период с 27 сентября по 2 октября состоялись геологические экскурсии по трем маршрутам (A, B, C), во время которых участникам коллоквиума были показаны геологическое строение трех геотектонических зон Грузии—Аджаро-Триалетской складчатой системы, Грузинской глыбы и складчатой зоны Большого Кавказа.

Участники экскурсии по маршруту А ознакомились с геологическим строением восточного окончания Аджаро-Триалетской складчатой зоны, восточной зоны погружения Грузинской глыбы и складчатой зоны Большого Кавказа по Военно-Грузинской дороге от Тбилиси до Орджоникидзе. На обратном пути были показаны характерные разрезы центрального сегмента Аджаро-Триалетской зоны в Боржомском ущелье и на Дзирульском массиве.

Участвовавшие в экскурсии по маршруту В геологи имели возможность составить общее представление о геологии Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы в пределах Дзирульского массива и западной зоны ее погружения.

Участники экскурсии по маршруту С осмотрели характерные разрезы и тектонические формы восточного окончания Аджаро-Триалетской зоны, Грузинской глыбы в продольном и поперечном направлениях (Сурами—Кутаиси—Алпана—Цеси) и складчатой зоны южного склона Большого Кавказа.

Всем геологам были розданы путеводители экскурсии, в которых излагались основные черты геологического строения Грузии и приводилось описание отдельных маршрутов. К путеводителю прилагались фи-

зическая, тектоническая и геологическая (с обозначением маршрутов карты.

Как экскурсии, так и коллоквиум в целом, прошли на высоком на учном уровне и дали ценный материал не только для познания геологи Кавказа и Альпийского складчатого пояса Европы и Азии, но и дл дальнейшей разработки важнейших вопросов, касающихся общих зако номерностей строения и развития складчатых областей земной кор Следует отметить большой труд геологических организаций Грузии подготовке и проведении коллоквиума.

Ереванский государственный
университет

Поступила 3.XI.1965

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Գիտություններ երկրի մասին XIX, № 1—2, 1966 Науки о Земле

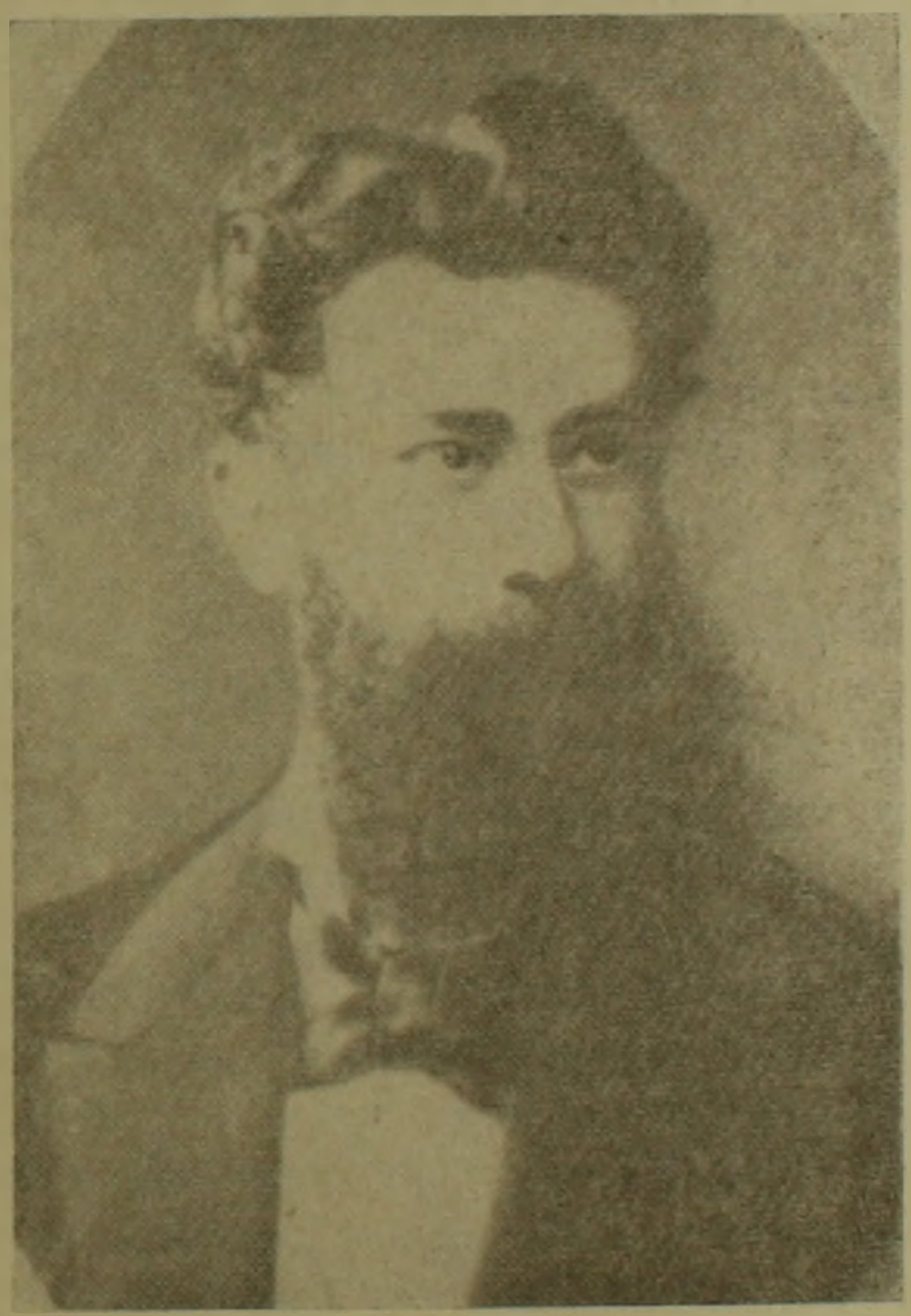
ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

Р. Г. ГЕВОРКЯН, С. Т. ТИГРАНЯН

ВЫДАЮЩИЙСЯ ГЕОХИМИК А. Е. АРЦРУНИ

(к 120-летию со дня рождения)

Выдающийся геохимик конца прошлого века, крупнейший мыслитель, член-корреспондент Российской Академии наук, профессор Берлинского, Бреславского, Страсбурского университетов и Аахенского Королевского Политехникума Андреас Еремеевич Арцруни родился в 1847 г. в г. Москве [1, 2]. Образование получил в Петербургском, Дерптском и



Гейдельбергском университетах. Работая впоследствии большую часть жизни в Германии, А. Е. Арцруни посвятил много сил исследованию полезных ископаемых Кавказа, Урала, Европы, Египта, Южной Америки и др. регионов. Его перу принадлежит 224 труда, посвященных различным проблемам зарождающейся геохимии, минералогии, кристаллохи-

мии, петрографии и даже философии, экономики, архитектуры, литературы.

Принадлежа к плеяде виднейших своих современников—П. Г. Грота, П. В. Еремеева, А. П. Карпинского, В. И. Вернадского, А. Е. Арцруни приложил особенно много усилий для развития идей региональной теоретической и экспериментальной минералогии. Именно развитие этих идей в многочисленных трудах дает основание причислить А. Е. Арцруни к когорте ученых—создателей геохимической науки.

Следует подчеркнуть, что работая с немецкими коллегами, А. Е. Арцруни сумел отмежеваться от формальной школы германских минералогов и кристаллографов и приподнести новый метод изучения кристаллических тел. Заслугой А. Е. Арцруни является, прежде всего, то, что задолго до применения рентгеновских лучей в кристаллографии ему удалось раскрыть сущность связи между химическим составом кристаллов и их морфологией.

Благодаря подобному новому в науке того времени подходу, А. Е. Арцруни удалось установить 10 важнейших изоморфных рядов химических элементов в земной коре, сохранивших свое глубокое научное значение до наших дней и развитых далее в исследованиях В. И. Вернадского. Проблемы изоморфизма, поднятые А. Е. Арцруни, и по сей день являются наиболее актуальными для геохимии.

Представления А. Е. Арцруни нашли всеобъемлющее отражение в его крупной монографии „Physikalisepec hemil der Aristalle", изданной в Брауншвейге в 1893 г. (фиг. 2). Она охватывает 365 страниц и состоит из четырех глав, введения и заключения, посвященных проблемам полиморфизма, изоморфизма, морфотропии и др. При ее написании автором использована обширная литература на многих европейских языках.

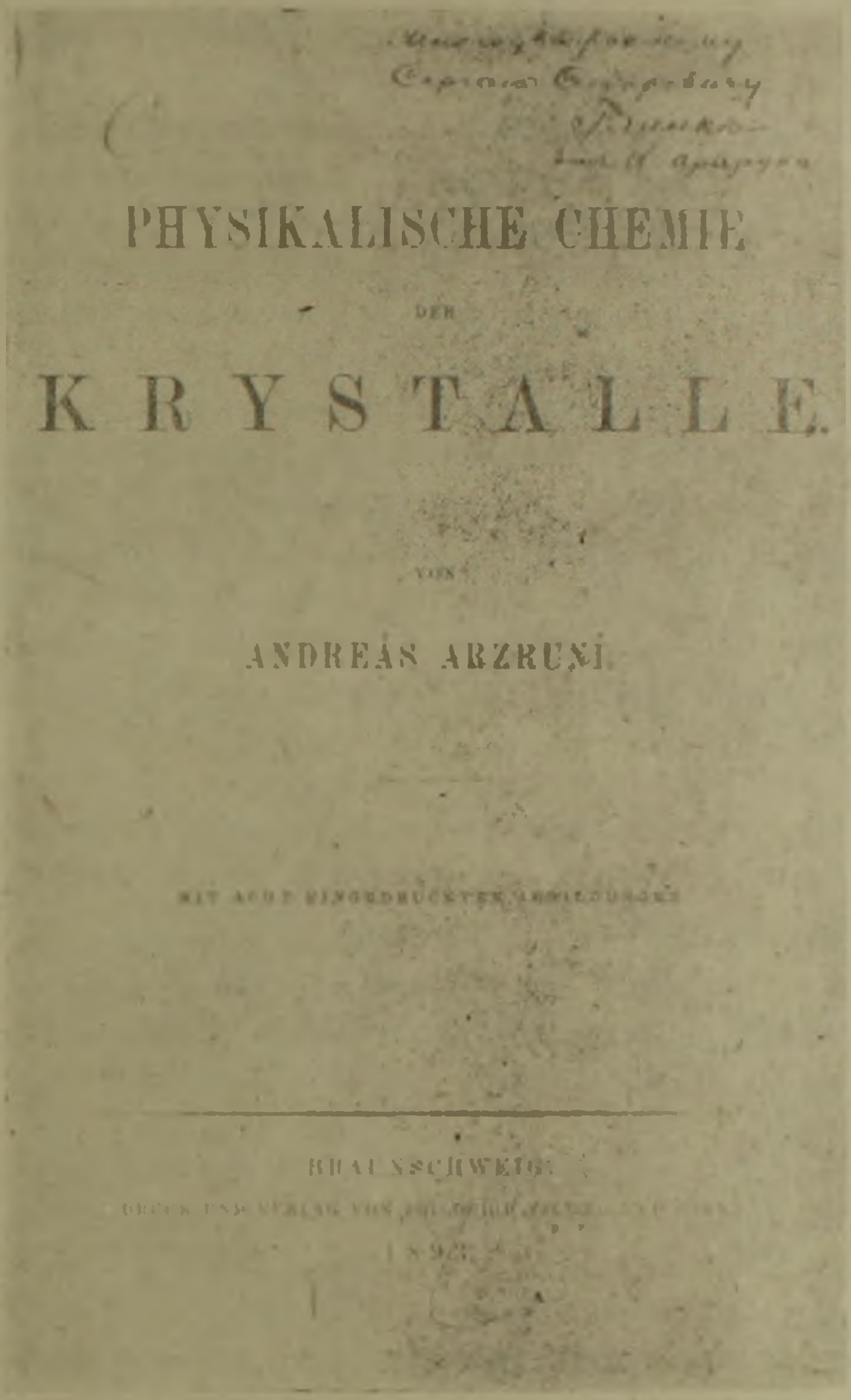
Наиболее обширным разделом этой книги является глава, посвященная изоморфизму. В ней ученый проводит широкий исторический обзор развития идей изоморфизма. Рассмотрены многочисленные примеры, иллюстрирующие возможность применения законов изоморфизма при вычислении атомных весов элементов.

Однако, наиболее важное место занимает в данном исследовании рассмотрение изоморфных рядов элементов. По поводу этих рядов В. И. Вернадский писал: «Следует отметить, что в первой половине XIX столетия над изоморфизмом работали иностранные ученые, как Митчерлих. Бедан и Мариньяк (1859 г.), но в наиболее ясной форме идея изоморфных рядов была разработана Андреасом Еремеевичем Арцруни».

Ниже приводятся изоморфные ряды А. Е. Арцруни [4]:

I ряд — H, K, Rb, Cs, Na, Li, Ag.
II ряд — Be, Zn, Cd, Mg. Mn, Fe, Os, Ru, Ni, Pd, Co, Pt. Cu. Ca, Sr.
III ряд — La, Ce, Dy, Y, Er.
IV ряд — Al, Fe, Cr, Co, Mn. Ti, Jl, Rh, Ga, Jr.

V ряд — Cu, Hg, Pb, Ag, Au,
VI ряд — Si, Ti, Zr, Sn. Pb, Th' Mo. Mn, U, Ge, Ru, Rh, Ir, Os, Pd, Pt, Te (?).
VII ряд — N, P, V, As, Sb, Bi.
VIII ряд — Nb, Ta.
IX ряд — S, Se, Te (?), As, Sb, Mo, W, Mn, Cr
X ряд — F, Cl, Br, J, Mn, Cy


PHYSIKALISCHE CHEMIE
DER
KRYSTALLE.
VON
ANDREAS ARZRUNI.
MIT ACHT EINGEDRUCKTEN ABBILDUNGEN
BRAUNSCHWEIG.
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN.
1893.

Фиг. 2.

Следует подчеркнуть, что отправной платформой для построения изоморфных рядов, Арцруни избрал химическую сущность изоморфной изовалентной и гетеровалентной смесимости элементов. Вместе с тем он показал на сотнях примерах связь и взаимообусловленность химизма твердых растворов с их физическими свойствами.

А. Е. Арцруни отмечал необходимость различения: 1. Изоморфных

смесей в узком смысле, т. е. изоморфизм, при котором у двух (или нескольких) соединений состав и форма схожи. 2. Изоморфные примеси в телах отличающихся различной формой кристаллов. 3. Морфотропные смеси.

Кроме того им разбираются многочисленные примеры и вопросы, связанные с проблемой пространства в кристаллической решетке при вычислении молекулярных объемов и мн. др.

При сравнении этих исследований с нашими сегодняшними кристаллохимическими познаниями, поражаешься ясности и правильности многих предвидений этого талантливого ученого.

Рассмотрение А. Е. Арцруни большого экспериментального материала, связанного с изучением предыдущими исследователями возможностей изоморфной смесимости соединений при различных значениях термодинамических интенсивных параметрах (температура, давление) подвело его к мысли о большом значении последних при изоморфизме в природных химических соединениях — минералах.

Так было положено начало эмпирическому подходу, приведшему В. И. Вернадского [5] к изложению изоморфных рядов в зависимости от условий термодинамической обстановки в земной коре. Высоко оценивая эти исследования А. Е. Арцруни, академик В. И. Вернадский [3] писал впоследствии: ...«Его работа является монументальным памятником совершенно исключительного владения печатным материалом; она сохранит надолго значение необходимой справочной книги для всякого работника в этой области».

Глубокую справедливость этих строк можно с достоинством оценить при ближайшем ознакомлении с этим крупным вкладом в сокровищницу мировой науки. Однако, к сожалению, подобное ознакомление значительно затруднено отсутствием перевода монографии „Physikalische chemie der Kristalle" на русский или армянский языки. Вот почему широкие круги общественности: ученые, историки, геологи, химики и студенчество должны быть заинтересованы в ее переводе с немецкого и издании.

О широком и разностороннем характере минералогических исследований А. Е. Арцруни свидетельствует высказывание одного из крупнейших геохимиков академика А. Е. Ферсмана (1946 г.): «Лишь самые совершенные методы исследований минералогической науки позволяют раскрыть исторические пути прошлого так, как армянский ученый-минеролог Арцруни сумел понять историю возникновения изумруда Нубийской пустыни».

Эти высказывания крупнейших ученых-геохимиков ныне подкрепляются мнением профессора В. В. Щербины о большой ценности вклада Арцруни в развитие многих важных идей исторической и современной геохимии. Об этом же свидетельствует широкое признание исследований Арцруни в Европе. Достаточно отметить, что после его смерти (1898) некрологи о нем появились более чем в 18 странах, а крупнейшие объединения минерологов и кристаллографов многих стран отмеча-

ли это печальное событие на траурных заседаниях. Воздавая должное заслугам А. Е. Арцруни, в его честь был назван минерал «арцрунит», а у здания Аахенского Политехникума (ФРГ), ректором и профессором которого был долгие годы наш соотечественник, воздвигнут памятник, сохранившийся и поныне.

В связи с приближающимся юбилеем—120-летием со дня рождения А. Е. Арцруни, мы обязаны увековечить его память. Лучшим свидетельством тому было бы воздвижение ему памятника вблизи Института геологических наук АН Армянской ССР, ибо он был первым академиком из ученых-армян и многое сделал для геологического исследования Армении.

Москва—Ереван

Поступила 28.XI.1965.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тигранян С. Т. А. Е. Арцруни. Известия АН Арм. ССР, том I, № 5, 1948
2. Тигранян С. Т. Об одной работе Арцруни А. Е. по кристаллохимии. Известия АН Арм. ССР, том IV, № 3, 1951.
3. Вернадский В. И. Очерки и речи. II часть, Петроград, 1922.
4. A. Arzruni A. Physikalische chemie der Kriststle. Braunschweig, 1893.
5. Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд. 4-ое. ОНТИ, 1934.

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Պալեոնթոլոգիա

Լ. Ա. Ավագյան, Լ. Ի. Ալեքսեևա. *Հայաստանում պալեոլոթոսդոնտյան փղի առաջին հայտնաբերումը* 3

Ա. Ա. Բոբիկյան. *Հայկական ՍՍՌ պլիոցենի նատվածքների օստրակոդները* 10

Ռեգիոնալ երկրաբանություն

Ա. Հ. Գաբրիելյան, Լ. Կ. Թադեվոսյան. *ՀՍՍՌ և Ադրբեջանական հարակից շրջանների երկրաբանական-երկրաֆիզիկական շրջանացման սխեմա* 21

Լիթոլոգիա

Մ. Ա. Սաթյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան. *Օրևան-Վեդու ճկվածքի դանիական-պալեոցենյան ֆացիաների և պալեոաշխարհագրության հարցի շուրջը* 34

Ստրատիգրաֆիա

Ա. Վ. Գաբրիելյան. *Նոր տվյալներ էոցենի և յուրայի սահմանի մասին ՀՍՍՌ Ալավերդու շրջանում* 43

Տեկտոնիկա

Լ. Ս. Մելիքյան. *Սևանա լճի հյուսիս-արևելյան ափի տեկտոնական կառուցվածքի առթիվ* 52

Պետրոգրաֆիա

Ս. Ի. Բալասանյան. *Պրանիտոիդների առաջացման հարցի շուրջը (Հայկական ՍՍՌ օրինակով)* 68

Ս. Ա. Փոլաճյան. *Որոշ տվյալներ Հայկական ՍՍՌ ուլտրահիմքային ապարների պետրոքիմիական առանձնահատկությունների վերաբերյալ* 79

Ա. Լ. Մելքոնյան. *Լֆուգիվ և ինտրուզիվ մագմատիզմի փոխհարաբերությունը (Ալավերդու շրջանի յուրա-նեոկոմի հասակի մագմատիզմի օրինակով)* . . . 90

Հրաբխագիտություն

Հ. Տ. Միքայելյան. *Հրաբխային շլակների տեքստուրաների ընորոշումը* 102

Օգտակար հանածոներ

Ա. Վ. Սարգսյան. *Վափանի հանքային դաշտի խախտման հասակի և հանքայնացման հարցի մասին* 112

Վ. Հ. Պարոնիկյան. *Մետաղների պարունակությունների հանախականության բաշխման բնույթը հանքային մարմնում* 119

Երկրաֆիզիկա

Ե. Ս. Հովհաննիսյան. *Հայկական ՍՍՌ տերիտորիայում ծանրության ուժի բացասական անոմալիաներ առաջացնող պատճառների մասին* 132

Գ. Վ. Վարդերեսյան. *Լարումների հետազոտությունը ծավալային մոդելներում ֆոտոառաձգական մեթոդով* 139
Ս. Մ. Այվազյան. *Երկրամեխանիկայի հիմքերի շուրջը* 147

Պալեոաշխարհագրություն

Գ. Ս. Աբրահամյան. *Հայկական ՍՍՀ-ում վերին պլիոցենյան սառցապատման հարցի շուրջը* 159

Գիտական նոթեր

Ռ. Ն. Զարյան. *Արհեստական կապարի թելուրատ* 163
Ռ. Ա. Մանդալյան. *Վերին յուրայի (օքսֆորդ-կիմերիջ) հասակի հրաբխա-կարբոնատային ֆորմացիայի կրաքարերի տարատեսակները և նրանց առաջացման որոշ առանձնահատկությունները* 166
Գ. Լ. Սիրեկյան. *Դողարանի լեռնաշղթայի հովհարաձև կառուցվածքը* 169

Գիտական խրոնիկա

Ա. Հ. Գաբրիելյան. *Միջազգային կոլոկվիում նվիրված Եվրոպայի և Փոքր Ասիայի ալպիական ծալքավոր մարզի տեկտոնիկային* 172

Հոբելյանական տարեթվեր

Ռ. Գ. Գևորգյան, Ս. Տ. Տիգրանյան. *Ականավոր երկրաքիմիկոս Վ. Ի. Վեռնադսկու (ծննդյան 120-ամյակի առթիվ)* 177

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Палеонтология

Л. А. Авакян, Л. И. Алексеева. Первая находка палеолоксодонтного слона в Армянской ССР 3
С. А. Бубикян. Остракоды из плиоценовых отложений Армянской ССР . . . 10

Региональная геология

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

Литология

М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян. О фациях и палеогеографии Еревано-Вединского прогиба в дании-палеоцене 34

Стратиграфия

С. В. Казарян. Новые данные о границе распространения эоцена и юры в пределах Алавердского района Армянской ССР 43

Тектоника

Л. С. Меликян. К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан 52

Петрография

С. И. Баласанян. К вопросу о происхождении гранитоидов (на примере Армянской ССР) 63
С. А. Паланджян. Некоторые данные о петрохимических особенностях ультраосновных пород Армянской ССР 79
Р. Л. Мелконян. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района) 90

Вулканология

А. Т. Микаелян. К характеристике текстур вулканических шлаков 102

Полезные ископаемые

С. В. Саркисян. К вопросу о возрасте нарушений и оруденения Кафанского рудного поля 112
В. О. Пароникян. Характер распределения частот содержаний металлов в теле полезного ископаемого 119

Геофизика

Ш. С. Оганисян. О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Армянской ССР 132
Г. В. Вардересян. Исследование напряжений в объемных моделях методом фотоупругости 139
С. М. Айвазян. К основам геомеханики 147

Палеогеография

Г. С. Абрамян. К вопросу о верхнеплиоценовом оледенении в Армянской ССР 159

Научные заметки

Р. Н. Зарьян. Искусственный теллурат свинца 163
Р. А. Мандалян. Структурно-генетические типы известняков и некоторые черты осадкообразования в верхнеюрской (оксфорд-кимеридж) вулканогенно-карбонатной серии северо-восточной части Армянской ССР . . .
П. Л. Епремян. Веерообразная структура Гогаранского хребта . . . . . .

Научная хроника

А. А. Габриелян. Международный коллоквиум по тектонике альпийской складчатой области Европы и Малой Азии 172

Юбилейные даты

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

Сдано в производство 3/I 1966 г. Подписано к печати 3/III 1966 г.
ВФ 04540 Заказ 1. Изд. 2626. Тираж 1000. Объем 11,5 п. л.+6 вкл

Типография Изд. АН Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24.