



ԵՐԵՎԱՆԻ ՊԵՏԱԿԱՆ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆ
ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



ՊԵՏԱԿԱՆ
ԱՇԽԱՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ

НАУЧНЫЕ
ТРУДЫ

ՀԱՏՈՐ
ТОМ
59

ԵՐԵՎԱՆԻ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆԻ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ԵՐԵՎԱՆ 1957 ԵՐԵՎԱՆ

ԵՐԵՎԱՆԻ ՊԵՏԱԿԱՆ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆ
ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

55(06) 2001/10

ՊԵՏԱԿԱՆ
ԱՇԽԱՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ



НАУЧНЫЕ
ТРУДЫ

ՀԱՏՈՐ
Տ Օ Մ
59



Երկրաբանական գիտությունների սերիա
ՊՐԱԿ 3

Серия геологических наук
ВЫПУСК 3



ԵՐԵՎԱՆԻ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆԻ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ԵՐԵՎԱՆ * 1957 * ԵՐԵՎԱՆ

74474
62821

11 106



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В. П. Асратян, С. И. Баласанян (отв. редактор),
Б. С. Вартапетян, А. А. Габриелян и
Т. Ш. Татевосян



1992/1

САРМАТСКИЕ ПЛАСТИНЧАТОЖАБЕРНЫЕ
АРМЕНИИ

Сарматские отложения Армении развиты в прилегающих к гор. Еревану районах, в ущельи р. Раздан (Занга), на пространстве между с. с. Канакер и Джаткран и в северо-западной части Котайкского района, между с. с. Вохчаберт, Мангюс и Джрвеж. Представлены они морскими, пресноводными и лагунными отложениями.

На присутствие в Армении палеонтологически охарактеризованного морского сармата впервые указал В. Ф. Захаров (1931), обнаруживший в ущельи р. Раздан у с. Кетран, под покровом андезито-базальтовых лав оолитовые известняки, содержащие раковины *Mastra*.

В 1934 г. М. П. Казаковым ниже с. Птгни, на левом берегу р. Раздан, был обнаружен слой ракушечника с *Mastra caspia* Eichw. (по определению Л. Ш. Давиташвили).

В 1935 г. ущелье р. Раздан посетил И. В. Палибин (1939), собравший между с. с. Кетран и Птгни большое количество ископаемых растений, среди которых им были определены: *Ficus zangae* Palib., *Salix varians* Goep., *Salix integra* Goep., *Juglans acuminata* Al. Br., *Carya bilinica* Ung., *Persoa princeps* Heer., *Acer trilobatum* strub., *Robinia regellii* Heer., *Caesalpinia europae* Ung., *Cassia ambigua* Ung. и т. д.

На основании приведенного списка форм И. В. Палибин сделал предположение, что породы с этими растительными остатками имеют сарматский возраст.

В дальнейшем на наличие сармата в каньоне р. Раздан указал и В. В. Богачев (1936), который впервые установил его присутствие и близ с. Теджрабад и Мангюс. В обоих ука-

занных пунктах в слоях, относимых им к верхнему сармату, он обнаружил *Mastra bulgarica* Toula. В этой же работе указанный исследователь высказал предположение о присутствии нижнего, среднего и верхнего сармата в ущельи р. Раздан.

К нижнему или среднему сармату он считал возможным отнести рыбные сланцеватые глины, а пресноводную толщу с *Anodonta arzniana* Vog. и *Melanopsis Kleini* Kurr.—к верхней части среднего сармата или к перерыву между средним и верхним сарматом.

Иной точки зрения придерживается К. Н. Паффенгольц (1938, 1940), производивший систематическую съемку рассматриваемых районов. Осадочные образования, развитые в ущельи р. Раздан, он относит к верхнему эоцену, основываясь на том, что А. К. Алексеевым из этих отложений были определены *Corbula* sp., а также на том, что они перекрываются долеритовыми базальтами, по его мнению, нижнеолигоценового возраста. Поскольку представители рода *Corbula* в наших коллекциях полностью отсутствуют, следует сделать вывод, что А. К. Алексеев принял *Mastra* за *Corbula*. Это нужно объяснить, по-видимому, плохой сохранностью имевшихся у него экземпляров.

В последующие годы А. А. Габриелян (1943, 1947), на основании обработки фауны, собранной из этих же отложений ущелья р. Раздан и района с. с. Вохчаберт и Мангюс, подтвердил наличие палеонтологически хорошо охарактеризованного верхнего сармата. Кроме того, он указал на наличие в Армении морских палеонтологически охарактеризованных средне- и возможно и нижнесарматских отложений на основании обработки образцов фауны (из коллекции Института геологических наук АН Арм. ССР, с этикеткой «Курорт Арзни»), среди которых им были определены: *Mastra fabreana* d'Orb., *Tapes aff. vitalianus* d'Orb., *Ervilia* cf. *dissita* Eichw.

В дальнейшем такие образцы фауны никем из последующих исследователей, изучавших этот район, не были обнаружены.

В 1947 г. экспедиция Института геологических наук АН Арм. ССР, под руководством А. А. Габриеляна, производила детальную съемку Котайкского района, во время которой

был собран дополнительный фаунистический материал из тех же отложений устья р. Раздан и района с. с. Мангюс, Вохча-берт и Джрвеж.

Монографическая обработка собранной фауны производилась мной в 1948 г. в Москве в Геологическом институте АН СССР под руководством проф. Б. П. Жижченко.

Считаю своим долгом выразить проф. Б. П. Жижченко глубокую благодарность за оказанную им помощь.

КРАТКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

По р. Раздан, на участке с. с. Джаткран—Канакер, согласно данным А. А. Габриеляна (1947), наблюдается следующий разрез.

1. На гипсоносную толщу среднего миоцена (?) трансгрессивно с угловым несогласием залегает перемежающаяся толща песчаников, глин, известняков и мергелей верхнего миоцена (сармата) мощностью до 350 м. Эту толщу на основании фауны можно подразделить (снизу вверх) на три горизонта:

1) гастроподовый,

2) мактровый и

3) рыбный.

1. Гастроподовый горизонт мощностью в 40 м наиболее хорошо обнажается у курорта Арзни и южнее с. Кетран, по обоим берегам р. Раздан.

Представляет он чередование желтовато-белых оолитовых известняков, тонкослоистых темно-серых глин, мергелей и серых песчаников с плотными и рыхлыми разновидностями. В песчаниках, известняках, а местами и в глинах находится фауна гастропод и пелеципод, среди которых нами определены: *Melanopsis Kleini* Kurr., *Hydrobia* sp., *Limnaea* sp., *Anodonta arzniana* Bog., *Unio hrazdanica* n. sp., *Unio erevanica* n. sp., *Anodonta* n. sp.

В песчаниках встречается также довольно богатая ископаемая флора, в которой И. В. Палибиным (1939) определены: *Pinus* sp., *Clyptostrolus europaeus* Brong., *Quercus* cf. *elaena* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Salix integra* Goepf.

Populus mutabilis Heer., *Juglans acuminata* Al. Br., *Laurus primigenia* Ung.



Рис. 1

2. Стратиграфически выше согласно залегает мактровый горизонт, обнажающийся против с. Кетран и на левом склоне ущелья р. Раздан по дороге, ведущей из Кетрана в Детгородок.

Этот горизонт (мощностью до 100 м) сложен зеленовато-серыми и сиреневыми глинами и песчаниками с прослоями плотных известняков-ракушечников, среди которых нами определены: *Maetra bulgarica* Toula, *Maetra bulgarica* Toula, var. *crassicolis* Sinz., *Maetra bulgarica* Toula, var. *elongata* Macar., *Maetra sinzovi* Pavlov, *Maetra ketranica* n. sp., *Maetra ketranica* n. sp., var. *Paffenholzi* n. var., *Maetra ex. gr. caspia* Eichw., *Maetra caspia* Eichw., var. *aff acuminata* Zhizh. и др.

На основании перечисленной фауны возраст этого горизонта определяется как верхний сармат.

3. За мактровым горизонтом на левом склоне ущелья, против Егвардского моста, выше канала Канакергэс, на небольшом участке обнажаются желтовато-белые, плотные

известняки, белые плотные мергели и тонкослоистые сланцеватые глины рыбного горизонта. В глинах и мергелях встречается большое количество отпечатков рыб, среди которых В. В. Богачевым (1936) определены: *Clupea lanceolata* Н. в. Мур., *Clupea ventricosa* Н. в. Мур., *Atherina schelkovnikovi* Bog. (близка к *Atherina sarmatica* Kramb.), *Prolebias* sp. и др.

На различных горизонтах сильно дислоцированных и размытых пород описанной свиты сармата несогласно залегает полого дислоцированная толща базальтов и андезито-базальтов плиоцена.

Следующим местом развития верхнемиоценовых отложений является район между с. с. Вохчаберт, Мангюс и Джрвеж. Разрез этих отложений, по данным А. А. Габриеляна, следующий (снизу вверх):

На размытой поверхности пород олигоцена, нижнего и среднего миоцена резко несогласно залегает мощная (до 200 м) белесоватая толща, представленная конгломератами, песчаниками, известняками и мергелями.

В верхах этой толщи, на южном и западном склонах высоты 1624, в осыпях, были найдены известняки с ядрами *Mastra*, а также с *Melanopsis* sp., *Hydrobia* sp., *Limnaea* sp.

В песчаниках определены *Unio wochtschabertica* n. sp.

Мактровый горизонт обнажен также в ущельи Шорджризор (между с. с. Вохчаберт и Мангюс). Здесь, выше дороги, обнажаются плотные мергелистые известняки и серые глины с *Hydrobia* sp. и *Melanopsis* sp.

Встречаются также глыбы известняков с *Mastra sinzovi* Pavlov, *Mastra supernaviculata* Macar., *Mastra luxata* Zhizh. и др.

Приведенные выше фактические данные позволяют сделать вывод, что мактровый горизонт, несомненно, относится к верхнему сармату, а к среднему сармату пока условно можно отнести гастроподовый горизонт.

ОПИСАНИЕ ФАУНЫ

Класс Pelecypoda

Отряд Notothyaria

Сем. *Mastridae* Desh.

Род *Mastra* Linne, 1767.

Раковина, сильно варьирующая по своим очертаниям, большей частью округло-треугольная. Наружная поверхность покрыта концентрическими следами нарастания, принимающими иногда около луночки и щитка вид тонких ребрышек. От макушки к заднему концу нижнего края обычно протягивается более или менее резко выраженный киль. Замок правой створки состоит из двух кардинальных зубов и парных боковых: двух передних и двух задних. Замок левой створки состоит из двух кардинальных и двух боковых: одного переднего и одного заднего. Лигаментная, большая треугольная ямка расположена среди кардинальных зубов.

Мантейная линия обычно с неглубоким синусом или без синуса.

Род *Mastra* Linne по очертанию створок, характеру наружной поверхности и размерам обнаруживает большое сходство с некоторыми видами рода *Surena* Lmk. и *Corbula*, но они легко различаются характером замочного аппарата. В том же случае, когда имеются только ядра отдельных створок, возможны случаи неправильного определения.

Для иллюстрации большого сходства по характеру наружной поверхности некоторых представителей рода *Mastra* и рода *Corbula*, на табл. II, рис. 1—4 приводится изображение *Corbula helmersenii* Mikh. из аральского яруса Северного Приаралья, которая обнаруживает большое сходство с некоторыми *Mastra bulgarica* Toula (ср. рис. 2, 4 на табл. II с рис. 1, 4 на табл. I).

— *Mastra bulgarica* Toula.

Табл. 1. Фиг. 1—4.

- 1892 *Mastra bulgarica* n. sp. Toula. *Geologische Untersuchungen im ostlichen Balken*. p. 27, tab. IV, fig. 15.
- 1897 *Mastra truncata* S. Stefanescu. *Contributien a l'etude des faunes e'ogene et neogene de la Roumanie*, p. 313, pl. VIII, fig. 17—19.
- 1925 *Mastra bulgarica* Toula, var. *bulgarica* Toula, В. П. Колесников. *Mastridae* русского миоцена, стр. 11.
- 1932 *Mastra bulgarica* Toula partim. Л. Ш. Давиташвили. *Сарматский ярус*, стр. 44, табл. IV, фиг. 10—11.

- 1935 *Mastra bulgarica* Toula. В. П. Колесников. Сарматские моллюски, стр. 62, табл. VII, фиг. 12—13.
- 1935 *Mastra bulgarica* Toula N. Macarovici, Les Mactres sarmatiques de l'est et du sud-est de la Roumanie, p. 508, pl. VII, fig. 13—19.
- 1940 *Mastra bulgarica* Toula I. Simionescu et I. Z. Barbu, La faune sarmatienne de Roumanie, p. 150, pl. XI, fig. 18—21, 25.
- 1946 *Mastra bulgarica* Toula. В. Цанков. Биостратиграфско и палеоэколожко поучване на геоложните формации в България, стр. 332, табл. XXX, фиг. 8.

Голотип. Место хранения неизвестно. Гор. Варна (Болгария). Верхний сармат.

Диагноз. Раковина небольшая, 14—19 мм, треугольного очертания, очень выпуклая, толстостенная, с большими, широкими, сильно выступающими макушками. Наружная поверхность покрыта грубыми следами нарастания. Киль отчетливый.

Описание. Раковина толстостенная, небольшая, треугольного очертания, почти равносторонняя. Передний край слабо выпуклый, плавно переходит в нижний более полого изогнутый край. Задний, короткий, прямой край с нижним краем всегда составляет отчетливый угол. Замочный край дугообразно изогнут и плавно переходит в передний и задний край. Макушки тупые, очень широкие, высокие, сильно выступающие над замочным краем и незначительно наклонены к переднему краю. Широкое переднее поле отделяется от узкого заднего отчетливо выраженным килем, хорошо заметным на всем протяжении от макушки до соединения с задним краем.

На заднем поле наблюдаются одна или две бороздки, протягивающиеся параллельно килю и придающие заднему краю волнообразный вид.

Наружная поверхность покрыта грубыми, морщинистыми следами нарастания, в верхней примакушечной части они становятся более тонкими.

Замок левой створки состоит из двух массивных, треугольных, сильно выступающих боковых зубов: переднего и заднего. Кардинальные зубы плохо сохранены. Хорошо видна внутренняя связка, расположенная в треугольной лигаментной ямке.

Замок же имеющихся у нас правых створок рассмотреть не удалось ввиду плохой сохранности имеющихся экземпляров этих створок.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Br)	Выпукл. одной створки (D)	L:Br
Правая створка	13.6	11.0	5	1.23
• •	19.6	16.7	6	1.17
Левая •	13.6	11.4	5	1.19

Сходство и различие. Описанные формы имеют большое сходство как по своим очертаниям, так и по характеру замка с *Mastra bulgarica* Toula, описанными и изображенными у Toula (1890, p. 27, tab. IV, fig. 15). Отличаются они лишь более короткими и выпуклыми формами раковин.

Описанные раковины обнаруживают большое внешнее сходство с правыми створками укороченных разновидностей *Corbula helmersenii* Mikh., что послужило причиной отнесения их некоторыми исследователями, располагавшими только экземплярами плохой сохранности, к роду *Corbula*.

Нахождение экземпляров хорошей сохранности, позволившее изучить замок, показало, что описанные формы, безусловно, относятся к роду *Mastra*, а не *Corbula*.

Геологический возраст и распространение. Верхний сармат Южной Украины, Северного Кавказа, Бессарабии, Дагестана, Грузии, Армении и Болгарии.

Местонахождение. Армения. Котайкский район, ущелье р. Раздан (Занга), между с. с. Кетран и Канакер.

Mastra bulgarica Toula, var. *crassicolis* Sinz.

Табл. 1. Фиг. 5—8

1858 *Mastra deltoides* Lamk. H. Abich. partim. Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge tab. VIII, fig. 4, 5, 8, 10, 11 et 14.

- 1897 *Maetra variabilis* Sinz., var. *crassicolis* n. var. И. Ф. Синцов. Описание некоторых видов неогеновых окаменелостей, найденных в Бессарабии и в Херсонской губернии, стр. 72.
- 1897 *Maetra bignoniana* d'Orb. И. Ф. Синцов. partim. Описание некоторых видов неогеновых окаменелостей, найденных в Бессарабии и в Херсонской губернии, табл. IV, фиг. 10.
- 1925 *Maetra bulgarica* Toula, var. *crassicolis* Sinz. В. П. Колесников. Mactridae русского миоцена, стр. 11, табл. XXIII, фиг. 7—8.
- 1932 *Maetra bulgarica* Toula, partim. Л. Ш. Давиташвили. Сарматский ярус, стр. 44, табл. IV, фиг. 7—9.
- 1934 *Maetra bulgarica* Toula, var. *crassicolis* Sinz. Б. П. Жижченко. Миоценовые моллюски восточного Предкавказья, стр. 15, табл. 1, рис. 13.
- 1935 *Maetra crassicolis* Sinz. В. П. Колесников. Сарматские моллюски, стр. 60, табл. VII, фиг. 8—11.
- 1935 *Maetra bulgarica* Toula, var. *crassicolis* Sinz. N. Macarovici, Les Mactres sarmatiques de l'est et du sud-est de la Roumanie, p. 509, pl. VII, fig. 20—25.
- 1940 *Maetra crassicolis* Sinz. I. Simionescu et I. Z. Barbu, La faune sarmatienne de Roumanie, p. 152, pl. IX, fig. 27—28.
- 1946 *Maetra crassicolis* Sinz. В. Цанков. Биостратиграфско и палеоэкологско преучване на геоложките формации и България, стр. 328, табл. XXVIII, фиг. 4.
- Лектотип.* Палеонтологический музей Академии Наук СССР¹, гор. Николаев. Верхний сармат.

Диагноз. Раковина сравнительно небольшая, 22—23 мм, толстостенная, округло-треугольного очертания, с широкими, сильно выступающими макушками. Наружная поверхность покрыта грубыми морщинистыми следами нарастания. Киль отчетливый.

Описание. Раковина толстостенная, сравнительно неболь-

¹ Лектотип изображен в работе В. П. Колесникова (1935) на табл. VII, рис. 9—10.

шая, неравносторонняя, округло-треугольного очертания. Передний округлый край плавно переходит в нижний более полого-изогнутый край. Задний, оттянутый край косо усечен и с нижним краем образует округлый угол. Передняя и задняя части замочного края очень полого изогнутые, сходятся у макушки обычно под очень тупым углом. Макушки тупые, широкие, значительно выступающие над замочным краем и незначительно наклонены вперед. Киль резкий, выражен хорошо на всем своем протяжении от макушки до соединения заднего края с нижним. Непосредственно за килем наблюдается параллельная ему, отчетливо выраженная бороздка. Наружная поверхность покрыта грубыми морщинистыми следами нарастания, а бороздка, расположенная в задней части раковины, покрыта сравнительно более грубыми следами нарастаний.

Замок правой створки состоит из двух сросшихся вверху кардинальных зубов и боковых зубов: двух передних и двух задних. Кардинальные зубы тонкие, пластинчатые, передний зуб расположен почти параллельно замочному краю, сливаясь с ним в верхней части; задний зуб, расположенный вертикально, образует с передним угол, близкий к $50-55^{\circ}$. Сзади кардинальных зубов находится глубокая треугольная лигаментная ямка. Боковые зубы развиты хорошо, расположены параллельно замочному краю, причем оба нижних зуба, передний и задний, гораздо длиннее и массивнее верхних, более тонких, пластинчатых зубов, обычно слабо обособленных.

Замок левой створки состоит из двух кардинальных зубов, сросшихся на всем протяжении, вследствие чего имеет вид треугольной пластинки, и двух боковых: одного переднего и одного заднего; передний зуб более массивный и высокий, чем задний.

Лигаментная ямка, расположенная сзади кардинальных зубов, хорошо развита.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Br)	Выпукл. одной створки (D)	L : Br	D : Br
Правая створка	22.5	18	—	1.19	—
" "	23	18.5	7	1.24	0.37
Левая "	22	18	6.5	1.22	0.35
" "	23	19	8	1.21	0.42

Сходство и различие. Описанные формы имеют большое сходство с *Mastra crassicolis* Sinz., описанными и изображенными В. П. Колесниковым (1935), как в очертании, размерах, так и в характере замочного аппарата. Но наблюдается ряд отличий, заключающихся в следующем: наши раковины более тонкостенные, имеют менее массивный замок и, как правило, с менее выдающимися макушками. Однако все это является недостаточным для выделения наших форм в качестве разновидности *Mastra bulgarica* Toula.

По вопросу о целесообразности выделения описанных форм в самостоятельный вид *Mastra crassicolis* Sinz. или выделения их в качестве разновидности *Mastra bulgarica* Toula, как видим, в литературе не существует единогласия. Некоторые авторы, как, например, В. П. Колесников (1935), считают, что *Mastra crassicolis* Sinz. является самостоятельным видом, а другие, например, Б. П. Жижченко (1934), — лишь подвидом *Mastra bulgarica* Toula. При этом отметим, что Н. И. Андрусов (В. П. Колесников, 1935) не находил необходимым выделять описанные формы даже в виде разновидности и объединил их с *Mastra bulgarica* Toula.

Совместное нахождение форм, отнесенных к типичным *Mastra bulgarica* Toula и описываемых, а также присутствие ряда переходных форм между ними, дало основание выделить наши формы лишь в качестве разновидности *Mastra bulgarica* Toula.

Геологический возраст и распространение. Верхний сармат Южной Украины, Северного Кавказа, Западной Грузии, Южной Армении, Мангышлака, Дагестана, Молдавии и Болгарии.

Местонахождение. Армения. Котайкский район, ущелье р. Раздан (Занга), южнее с. Кетран.

— *Mastra bulgarica* Toula, var. *elongata* Macar.

Табл. 1. Фиг. 9—12.

1935 *Mastra bulgarica* Toula, var. *elongata* n. var. N. Măcarovici, Les Mactres sarmatiques de l'est et du sud-est de la Roumanie, p. 511, pl. VII, fig. 26—34.

Лектотип. Место хранения неизвестно. Бессарабия (Bal-cis)¹. Верхний Сармат.

Диагноз. Раковина сравнительно крупная, 23—25 мм, толстостенная, треугольно-удлиненного очертания, слегка неравносторонняя, умеренно выпуклая.

Наружная поверхность покрыта тонкими, но морщинистыми следами нарастания.

Описание. Раковина сравнительно крупная, довольно массивная, треугольно-удлиненного очертания, слегка неравносторонняя.

Передний, выпуклый край с нижним полого изогнутым краем образует округлый угол.

Задний край слегка усечен; с нижним краем он также образует округлый угол.

Передняя и задняя части замочного края пересекаются у макушки под углом, близким к 180°.

Макушки широкие, умеренно выпуклые, выступающие над замочным краем и расположенные почти в центре створки.

Наружная поверхность покрыта тонкими, морщинистыми следами нарастания.

Округлый киль не всегда отчетливо прослеживается на всем своем протяжении от макушки до угла, образованного задним и нижним краями раковины.

Замок правой створки состоит из двух кардинальных зубов и боковых: двух передних и двух задних зубов.

Кардинальные зубы короткие, толстые, пластинчатые, хорошо обособленные, сросшиеся в своей верхней части. Сзади кардинальных зубов располагается хорошо развитая лигаментная ямка.

¹ В качестве лектотипа принимается раковина, изображенная N. Măcarovici (1935) на табл. VII, рис. 26.

Нижние боковые зубы развиты хорошо, причем задний зуб длиннее и массивнее переднего. Верхние боковые зубы плохо обособлены. Замок левой створки состоит из двух сросшихся кардинальных зубов и двух боковых: переднего и заднего. На этой створке передний боковой зуб более массивный, чем задний. За кардинальными зубами находится глубокая, треугольная лигаментная ямка.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Br)	Выпукл. одной створки (D)	L : Br	D : Br
Правая створка	25	19.5	7	1.30	0.35
" "	25	21	7.5	1.19	0.35
Левая "	24	20	6	1.20	0.30

Сходство и различие. Описанные раковины обнаруживают большое сходство с *Mastra bulgarica* Toula, var. *elongata* Mасаг., описанными и изображенными N. Mасаговичи (1935, pl. VII, fig. 26—34). Особенно большое сходство они обнаруживают с раковинами, изображенными под этим названием на фиг. 28—29. Однако и от последних наши формы отличаются менее широкими макушками. Впрочем, нужно отметить, что и у некоторых раковин, изображенных N. Mасаговичи (pl. VII, fig. 30—34), макушки, может быть, даже менее широкие, чем у описываемых нами.

Геологический возраст и распространение. Верхний сармат Южной Армении, Румынии и Балтики.

Местонахождение. Армения, Котайкский район, ущелье р. Раздан (Занга), южнее с. Кетран.

Mastra ketranica n. sp.

Табл. 1. Фиг. 13—17.

Голотип. Ущелье р. Раздан (Занга), южнее с. Кетран. Верхний сармат.

Диагноз. Раковина небольшая, 20—23 мм, тонкостенная, выпуклая, сильно неравносторонняя, удлинненно-треугольного очертания, со значительно оттянутым задним краем. Наружная

поверхность покрыта тонкими, морщинистыми следами нарастания. Киль отчетливый.

Описание. Раковина небольшая, тонкостенная, выпуклая, всегда сильно неравносторонняя, округло-треугольного очертания, сильно вытянутая в длину. Передний, очень выпуклый край плавно переходит в более полого-изогнутый нижний край. Нижний край, сравнительно круто изогнутый в передней части, выполаживается по направлению к заднему краю. Задний усеченный край почти прямой, с нижним краем образует тупой угол. Передняя и задняя части замочного края сходятся у макушки под углом 150—180°. Макушки, сравнительно широкие, выпуклые, выступающие над замочным краем и незначительно наклонены вперед. Округлый киль отчетливый на всем своем протяжении от макушки до соединения с нижним краем. Наружная поверхность покрыта вверху тонкими, а внизу более грубыми и морщинистыми следами нарастания. Замок не массивный. У правой створки он состоит из двух маленьких, пластинчатых кардинальных зубов, сросшихся в своей верхней части и боковых зубов: двух передних и двух задних. Нижние боковые зубы развиты хорошо, а верхние плохо обособлены. Сзади кардинальных зубов располагается глубокая, хорошо выраженная лигаментная ямка. Замок левой створки состоит из двух кардинальных зубов, сросшихся на всем своем протяжении, и двух боковых пластинчатых зубов: переднего и заднего. Сзади кардинальных зубов находится лигаментная ямка. На имеющихся в коллекции ядрах хорошо видны овальные мускульные отпечатки. Синус неширокий, но довольно глубокий.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Br)	Выпукл. одной створки (D)	L : Br	D : Br
Правая створка	20	15	5	1.33	0.33
"	21	15	5	1.40	0.33
"	22	16	5	1.37	0.31
"	22.5	17	5.5	1.32	0.32
Левая	20.5	15	5	1.36	0.33
"	22	16	5	1.37	0.31
"	22	16	5.5	1.37	0.34
"	23	17	5.5	1.29	0.32

Сходство и различие. Описанные выше раковины обнаруживают большое сходство с *Maetra dobrogiaca* Simion. (I. Simionescu et I. Z. Barbu, 1940, p. 152, pl. XI, fig. 4—8), но отличаясь от последней присутствием довольно глубокого синуса. Кроме того, *Maetra dobrogiaca* Simion. отличается более широкими и лучше обособленными макушками, сильно выступающими над замочным краем, чем у наших раковин.

Геологический возраст и распространение. Верхний сармат Южной Армении.

Местонахождение. Армения, Котайкский район, ущелье р. Раздан (Занга), южнее с. Кетран.

Maetra ketranica n. sp., var. *paffenholzi* n. var.

Табл. 1. Фиг. 18—21.

Голотип. Ущелье р. Раздан (Занга), южнее с. Кетран. Верхний сармат.

Диагноз. Раковина небольшая, 17—20 мм, тонкостенная, округло-треугольного очертания со значительно оттянутым задним краем, сильно выпуклая, неравносторонняя. Наружная поверхность покрыта тонкими, морщинистыми следами нарастания. Киль всегда отчетливый.

Описание. Раковина небольшая, тонкостенная, сильно неравносторонняя, очень выпуклая, округло-треугольного очертания. Передний, очень выпуклый край, плавно переходит в нижний дугообразно-изогнутый край, выполаживающийся в своей задней части. Задний, усеченный, почти прямой край с нижним краем образует хорошо выраженный тупой угол. Передняя и задняя части замочного края сходятся у макушки под тупым углом. Макушки широкие, выпуклые, выступающие под замочным краем. Округлый киль отчетлив на всем своем протяжении от макушки до угла, образованного задним и нижним краями раковины. Наружная поверхность в примакущей части покрыта тонкими следами нарастания, а к нижнему краю они становятся более грубыми. Замок левой створки состоит из двух маленьких пластинчатых зубов, сросшихся в своей верхней части, и двух боковых: одного переднего и одного заднего. Однако задний боковой зуб более массивный и длинный, чем передний. За кардинальными зубами располагается

глубокая, хорошо выраженная, треугольная лигаментная ямка.

На имеющихся в коллекции ядрах хорошо видны овальные мускульные отпечатки. Синус неглубокий.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Br)	Выпукл. одной створки (D)	L : Br	D : Br
Правая створка	17	13.5	5.5	1.26	0.39
" "	19	15	5.5	1.26	0.36
" "	19	15	6	1.26	0.40
Левая "	19	14.5	6	1.31	0.41
" "	20	15.5	6	1.29	0.38
" "	18	14.5	5.5	1.24	0.37

Сходство и различие. Описанные раковины обнаруживают большое сходство с *Mastra ketranica* n. sp., отличаясь от них более короткими и выпуклыми створками, а также более резко усеченным задним краем.

Кроме того, описанные формы обнаруживают некоторое сходство с *Mastra paviculata* Baily, изображенными и описанными у N. Macarović, 1935, p. 504, pl. VI, fig. 1—4, отличаясь от последних только большей шириной и выпуклостью раковин. Однако весьма вероятно, что раковины, описанные N. Macarović под названием *Mastra paviculata* Baily, в действительности нельзя отождествить с *Mastra paviculata*, которые впервые описал и изобразил Baily под этим названием, что установить невозможно из-за невозможности изучить материалы Н. Макаровича.

Геологический возраст и распространение. Верхний сармат Южной Армении.

Местонахождение. Армения, Котайкский район, ущелье р. Раздан (Занга), южнее с. Кетран.

Mastra sinzovi Pavlov.

Табл. 1. Фиг. 22—25.

1897. *Mastra bignoniana* d'Orb. И. Ф. Синцов. Описание некоторых видов неогеновых окаменелостей, найденных в Бессарабии и Херсонской губернии, стр. 71, табл. IV, фиг. 6—10.

- 1899 *Maetra bignoniata* (= *caspiata*) N. Andrusov. Die südru-
sischen Neogenablagerungen, 2-ter Theil, page 123.
- 1925 *Maetra caspia* Eichw. В. Колесников. *Maetridae* русско-
го миоцена partim, стр. 11.
- 1925 *Maetra sinzovi* n. sp. А. Павлов. Неогеновые и после-
третичные отложения Южной и Восточной Европы,
стр. 62.
- 1935 *Maetra sinzovi* Pavlov. N. Macarovici, Les *Maetres* sar-
matiques de l'est et du sud-est de la Roumanie, p. 506,
pl. VI, fig. 19—24.

Лектотип. Место хранения неизвестно. На Днепре у Дуд-
чини¹. Верхний сармат.

Диагноз. Раковина небольшая, 14—19 мм, тонкостенная, слабо неравносторонняя, удлинненно-треугольного очертания, выпуклая. Наружная поверхность покрыта сверху тонкими, а внизу грубыми следами нарастания. Киль округлый, не всегда отчетливый.

Описание. Раковина небольшая, тонкостенная, слабо не-
равносторонняя, имеющая форму удлинненного округлого тре-
угольника. Передний, выпуклый край с нижним более полого
изогнутым краем образует округлый угол. Задний край рако-
вины слегка оттянут и усечен; с нижним краем он также обра-
зует округлый угол. Передняя и задняя части замочного края
почти прямоугольные, сходятся у макушки под очень тупым
углом. Макушки небольшие, низкие, сравнительно широкие,
слабо выступающие над замочным краем и незначительно
наклонены вперед. Округлый киль не всегда выражен хорошо
на всем своем протяжении; обычно он отчетлив в примакушеч-
ной части раковин. Наружная поверхность покрыта тонкими,
морщинистыми следами нарастания. Замок правой створки
состоит из двух сросшихся сверху кардинальных зубов и боко-
вых: двух передних и двух задних. Передний кардинальный
зуб более массивный и длинный, чем задний.

Боковые зубы развиты хорошо, причем нижние: передний
и задний гораздо длиннее и массивнее верхних, слабо обособ-

¹ В качестве лектотипа принимается раковина, изображенная И. Ф.
Синцовым (1897) на табл. IV, рис. 6.

ленных зубов. Сзади кардинальных зубов располагается хорошо развитая, глубокая, треугольная лигаментная ямка. Замок левой створки состоит из двух коротких кардинальных зубов, сросшихся на всем своем протяжении и двух пластинчатых, боковых зубов: переднего и заднего. Сзади кардинальных зубов находится хорошо выраженная лигаментная ямка.

На имеющихся в коллекции ядрах хорошо видны овальные мускульные отпечатки, из которых задний больше переднего. Мантийская линия со слабо выраженным синусом.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Br)	Выпукл. одной створки (D)	L : Br	D : Br
Правая створка	15	11	3.5	1.36	0.31
" "	15.5	12	4.0	1.27	0.33
" "	17	12.5	4.5	1.36	0.36
" "	18	14	5.0	1.28	0.35
Левая	14	11	3.0	1.27	0.27
" "	15	10.5	3.5	1.42	0.33
" "	18	13	4.5	1.38	0.34

Сходство и различие. Описанные раковины обнаруживают большое сходство с теми, которые были описаны и изображены И. Ф. Синцовым (1897) под названием *Mastra bignonia d'Orb.*

Однако между ними можно заметить и некоторые отличия. Прежде всего нужно отметить, что изображенные И. Ф. Синцовым раковины отличаются как будто более угловатыми очертаниями; затем заднее поле у этих форм более широкое, чем у описанных.

Указанные отличия нам, однако, представляются недостаточными для отделения наших раковин от описанных И. Ф. Синцовым.

В настоящее время не возникает сомнения, что раковины, описанные И. Ф. Синцовым под названием *Mastra bignoniana d'Orb.*, не могут быть отождествлены с теми, которые впервые под этим названием описал d'Orbigny (Hommaire de Hell, 1844). Прежде всего отметим, что под названием *Mastra bignoniana*

d'Orb., d'Orbigny описал раковины из нижнесарматских отложений Кременца и Каменки, а не из верхнего сармата, откуда происходят формы, описанные И. Ф. Синцовым. Причем существует мнение М. Höpnes (1870), что под названием *Mastra bignoniana* d'Orbigny описал *Ervilia podolica* Eichw.

Последующие исследователи, как, например, Н. И. Андрусов (1899) и В. П. Колесников (1925), также считали, что раковины, описанные d'Orbigny и И. Ф. Синцовым под одним и тем же названием, не являются тождественными, и придерживались мнения, что вторым автором под указанным названием были описаны формы, которые можно отнести к *Mastra caspia* Eichw.

Несомненные различия между формами, описанными И. Ф. Синцовым под названием *Mastra bignoniana* d'Orb. и *Mastra caspia* Eichw., описанными Э. Эйхвальдом (E. Eichwald, 1841), дали основание А. П. Павлову предложить для первых название *Mastra sinzovi* Pavlov.

В дальнейшем Масаговичи Н. (1935) под указанным названием описал и изобразил верхнесарматские раковины из Бессарабии, которые действительно очень близки к раковинам, изображенным и описанным И. Ф. Синцовым под названием *Mastra bignoniana* d'Orb., и которые Н. Масаговичи включил в синонимичку *Mastra sinzovi* Pavlov.

При этом необходимо отметить, что описанные нами формы из Армении обнаруживают большое сходство с теми, которые были изображены Н. Масаговичи, чем с изображенными И. Ф. Синцовым. Это может быть, однако, объяснено не тем, что наши формы и изображенные Н. Масаговичи действительно несколько отличаются от изображенных И. Ф. Синцовым, а тем, что последним автором были даны не фотографии их, а рисунки, при выполнении которых, возможно, были допущены неточности; так, например, на раковинах, изображенных И. Ф. Синцовым (табл. IV, фиг. 6—7), на наружной поверхности в прикилевой части переднего поля ясно вырисовывается сравнительно широкий и глубокий желобок, который на самом деле не встречается ни у одного вида не только верхнесарматских, но и вообще сарматских представителей рода *Mastra*.

Описанные выше формы, кроме того, имеют большое сходство с *Mastra supernaviculata* Macar. (N. Macarovici, 1935, p. 506, pl. VI, fig. 25—29), от которых отличаются более короткой и высокой раковиной. *Mastra sinzovi* Pavlov обнаруживает также сходство с верхнесарматской *Mastra firma* Zhizh. (Б. П. Жижченко, 1934, стр. 14, табл. 1, рис. 17—18); отличаясь от последней меньшими размерами, более угловатыми очертаниями и некоторыми деталями в строении замка; кардинальные зубы левой створки *Mastra firma* Zhizh. сростаются лишь в верхней части, а у наших форм они сростаются на всем своем протяжении.

Геологический возраст и распространение. Верхний сармат Дагестана, Южной Армении и Бессарабии.

Местонахождение. Армения, Котайкский район, ущелье р. Раздан (Занга), южнее с. Кетран.

Сем. Unionidae Flem.

Род *Unio* Philippson.

Генотип. Раковина четырехугольная, большей частью овальная или удлиненная, гладкая, реже украшенная бугорками и складками, большей частью толстая. Замок изменчивый, чаще всего на правой створке находится один толстый или листоватый, радиально заштрихованный зуб и один слабо развитый передний кардинальный зуб, а также длинный пластинчатый задний боковой зуб, расположенный параллельно замочному краю. Этот боковой зуб входит в два соответствующие ему пластинчатых зуба левой створки. На той же левой створке под макушкой находятся два заштрихованных расходящихся кардинальных зуба. Переднее мускульное впечатление расположено высоко.

Unio hrazdanica n. sp.

Табл. 11. Фиг. 5—6.

Голотип. Ущелье р. Раздан (Занга). Сарматский ярус.

Диагноз. Раковина небольшая, 26,5 мм, довольно тонкостенная, сильно удлиненная, овально-четырёхугольного очертания, сильно неравносторонняя, трапецеобразная, слабо выпуклая. Макушка маленькая, слабо выступающая над замочным краем. Наружная поверхность покрыта тонкими следами нарастания.

Описание. Раковина небольшая, тонкостенная, сильно удлиненная, овально-четырёхугольного очертания, слабо выпуклая, наибольшая выпуклость находится в центральной части раковины. Передний, сильно выпуклый, правильно округлый край плавно переходит в нижний, почти прямой край. Задний, слабо изогнутый, почти прямой край с нижним краем образует округлый угол, несколько меньше прямого, а с верхним краем также округлый угол, но несколько больше прямого. Верхний почти прямолинейный край протягивается почти параллельно нижнему краю.

Макушка маленькая, низкая, очень слабо выступающая над замочным краем; она сильно наклонена вперед. Переднее поле плавно переходит в широкое заднее поле. Наружная поверхность покрыта тонкими следами нарастания. Замок левой створки состоит из двух тупых, ложнокардинальных зубов и двух боковых. Боковые зубы длинные, прямые.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Bг)	Выпукл. одной створки (D)	L : Bг	D : Bг
Левая створка	26.5	16.3	5	1.62	0.30

Сходство и различие. Описанная раковина весьма своеобразна. Некоторое сходство она обнаруживает с *Unio maldavicum* Sabba, описанной и изображенной I. Simionescu et I. Z. Barbu (1940, p. 135, pl. VIII, fig. 26) из сарматских отложений Румынии. Но этот вид легко отличается от *Unio hrazdanica* n. sp. более вытянутой в длину раковиной.

Геологический возраст и распространение. Сарматский ярус Южной Армении.

Местонахождение. Армения, Котайкский район, ущелье р. Раздан (Занга), южнее с. Кетран.

Unio wochtschabertica n. sp.

Табл. 11. Фиг. 8—11.

Голотип. Котайкский район, ЮЗ склон высоты 1624, Сарматский ярус.

Диагноз. Раковина, небольшая, 18,5—34 мм, толстостен-

ная, трапецевидного очертания с притупленными углами, сильно неравносторонняя, слабо выпуклая, с широкими макушками. Наружная поверхность покрыта грубыми следами нарастания. Киль округлый.

Описание. Раковина небольшая, толстостенная, трапецевидного очертания, с притупленными углами, сильно неравносторонняя, слабо выпуклая. Передний короткий, почти прямой, край с нижним краем образует тупой угол, несколько меньше прямого. Нижний прямой край с прямолинейным задним краем, расположенным почти вертикально, образует также тупой, почти прямой, угол. Верхний прямолинейный край, протягивающийся параллельно нижнему краю, образует с задним краем тупой угол. Макушки широкие, небольшие, сильно сдвинуты вперед и незначительно выступают над замочным краем. Наружная поверхность покрыта довольно грубыми следами нарастания. Киль округлый, отчетливый. На заднем поле, параллельно килю, расположены три слабо выраженные, неглубокие бороздки, придающие ему волнообразный вид. Замок правой створки состоит из одного довольно крупного ложнокардинального зуба и одного бокового зуба. Замок левой створки состоит из двух длинных, прямых боковых зубов.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Br)	Выпукл. од-ной створки (D)	L : Br	D : Br
Правая створка	34	22	9	1.5	0.4
	29	19	7	1.52	0.37
Левая	19	12.7	4	1.44	0.31

Этот вид весьма своеобразен и не имеет сходства с известными мне ископаемыми формами миоцена.

Геологический возраст и распространение. Сарматский ярус Южной Армении.

Местонахождение. Армения, Котайкский район, ЮЗ склон высоты 1624.

Unio erevanica n. sp.

Табл. 11. Фиг. 7.

Голотип. Ущелье р. Раздан (Занга), около курорта Арзни. Сарматский ярус.

Диагноз. Раковина небольшая, 36 мм, сильно неравносторонняя, толстостенная, удлинненно-овального очертания, выпуклая, макушка маленькая, широкая. Наружная поверхность покрыта тонкими следами нарастания, похожими на концентрические ребра.

Описание. Раковина небольшая, сильно неравносторонняя, удлинненно-овального очертания, выпуклая, толстостенная. Передний выпуклый край округлый, плавно переходит в нижний прямой край. Задний слабо изогнутый край с нижним краем образует округлый угол, чуть больше прямого. Верхний прямой край протягивается параллельно нижнему краю. Макушки широкие, незначительно выступающие над замочным краем, сильно наклонены вперед. Наружная поверхность покрыта тонкими следами нарастания, похожими на концентрические ребра. Характер замочного аппарата изучить не удалось.

Размеры (в мм):

	Длина (L)	Ширина (Br)	Выпукл. двух створок (D)
Правая и левая створки	36	20	13

Сходство и различие. Вышеописанная раковина обнаруживает некоторое сходство только с *Unio protractus* Lind., описанной и изображенной В. А. Лингольмом (1932, стр. 24, табл. IV, фиг. 16—18) из среднеплиоценовых отложений юго-западной Сибири. Последний легко отличается большей величиной раковины, более выпуклым передним краем, отсутствием на наружной поверхности следов нарастания и более острым углом, образованным задним краем с нижним.

Геологический возраст и распространение. Сарматский ярус, ниже слоев с *Mastra bulgarica* Toula. Южная Армения.

Местонахождение. Армения, Котайкский район. Ущелье р. Раздан (Занга), около курорта Арзни.

Род *Anodonta* Cuv.

✓ *Anodonta arzniiana* Bog.

Табл. 11. Фиг. 12.

1936 *Anodonta arzniiana* Bog. В. В. Богачев. Новые данные по миоцену Закавказья, стр. 14, табл. 1, рис. 6.

Лектотип. Ущелье р. Раздан (Занга), у курорта Арзни.

Сарматский ярус.

Диагноз. Раковина большая, 70 мм, толстостенная, неравносторонняя, овального очертания, выпуклая. Наружная поверхность покрыта грубыми следами нарастания.

Описание. Раковина большая, толстостенная, неравносторонняя, овального очертания. Передний выпуклый край плавно переходит в нижний, дугообразноизогнутый край.

Макушка широкая, незначительно выступающая над замочным краем.

Сходство и различие. Описанная выше раковина обнаруживает полное сходство с *Anodonta arzniiana* Bog., описанной и изображенной у В. В. Богачева (1936, стр. 14, табл. 1, фиг. 6). От последней отличается большей величиной.

Геологический возраст и распространение. Сарматский ярус ниже слоев с *Mastra bulgarica* Toul. Южная Армения.

Местонахождение. Армения, Котайкский район. Ущелье р. Раздан (Занга), около курорта Арзни.

Anodonta n. sp.

Табл. 11. Фиг. 13.

Раковина крупная, 85 мм, треугольно-округлого очертания, неравносторонняя, сильно выпуклая, причем наибольшая выпуклость находится в передней части раковины.

Макушка большая, выступающая над замочным краем. Передний выпуклый край плавно переходит в нижний, резко выраженный дугообразный край. Задний косоусеченный край с нижним краем образует округлый угол.

Описанная анодонта вполне своеобразна, но недостаточное

количество имеющегося материала и плохая сохранность раковины не позволяют дать окончательное определение.

Геологический возраст и распространение. Сарматский ярус, ниже слоев с *Mastra bulgarica* Toula. Южная Армения.

Местонахождение. Армения, Котайкский район, ущелье р. Раздан (Занга), около курорта Арзни.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. Тр. Геол. ком., т. XV, № 4, 1902.
2. Богачев В. В. Новые данные по миоцену Закавказья. Тр. Азерб. науч.-иссл. нефт. ин-та им. В. В. Куйбышева, вып. XXXI, 1936.
3. Габриелян А. А. К вопросу о сармате Армении. Изв. АН Арм. ССР. Серия ест. наук, № 4, 1943.
4. Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района Арм. ССР (стратиграфический очерк). Изд. АН Арм. ССР, 1947.
5. Давиташвили Л. Ш. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области, в. V. Сарматский ярус. Тр. Гос. Иссл. нефт. Ин-та, 1932.
6. Жижченко Б. П. Миоценовые моллюски восточного Предкавказья. Тр. Ин-та. нефт. геол. разв. Серия А, вып. 38, табл. 9, 1934.
7. Зайцев А. Геологические исследования в Самарской, Симбирской и Казанской губ. Тр. Каз. общ. еств., т. XV, вып. 1, 1885.
8. Захаров В. Ф. Гидрогеология Эриванской низменности. Матер. к общей схеме исп. водн. ресурсов Кура-Араке. басс., вып. 8, 1931.
9. Казаков М. Гидрогеологические условия в низовьях Занги и Абарана. АН СССР. Тр. сов. по изуч. природн. рес. (СОПС), серия Закавказская, вып. 10, 1934.
10. Колесников В. П. *Mastridae* русского миоцена. Изв. Геол. ком., 1935, т. XLIV, № 9.
11. Колесников В. П. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. 2, 1935.
12. Линдгольм В. А. Моллюски из среднеплиоценовых пресноводных отложений Юго-Западной Сибири. Тр. Всес. геол. разв. объедин. НКТП СССР, вып. 238, табл. 6, 1930.
13. Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Сравнит. стратиграфия пресновод. отл. Мемуары геол. отд. общ. люб. ест., антропол. и этнографии. Вып. 5, 1925.

14. Палибин И. В. Материалы к третичной флоре Армении. В. В. Комарову к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. 1939, стр. 607—630.
15. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всес. мин. общ. XVII, 1938, № 2.
16. Паффенгольц К. Н. Отчет на критику В. В. Богачева. Изв. АН СССР, серия геологическая, в. 5, 1940.
17. Синцов И. Ф. Описание некоторых видов неогеновых окаменелостей, найденных в Бессарабии и Херсонской губ. Зап. Новоросс. общ. ест., т. XXI, в. 1, 1897.
18. Цанков В. Биостратиграфско и палеоэкологско проучване на геоложките формации в България. Основы на геологията на България. Годыжник на Дирекц. за геол. и мин. проуч. отд. А, т. 4, 1946.
19. Abich H. Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge, 1858.
20. Andrussow N. Die sudrussischen Neogenablagerungen, 2-ter Theil, sarmatische Stufe, 1899.
21. Simionescu I. et Barbu I. Z. La faune sarmatienne de Roumanie Memoriele institutului Geologieal Roumaniei volumul III, 1940.
22. Macarovicu N. Les Mactres sarmatiques de l'est et du sud-est de la Roumanie, Ann. Sc. Univ. Jassy. T. XXI, Jasi, 1935.

Լ. Մ. ՌԱԴՈՍՈՒԼՈ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍԱՐՄԱՏԻ ԹԵՐԹԱԵՌԻԿԱՎՈՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աշխատութեան մեջ նկարագրված է Հայաստանի սարմատի հարկի թերթախոհկավորները, որոնք հայտնաբերված են Հրազդան գետի ձորում, Քանաքեռ և Ճաթղրան գյուղերի միջև և Կոտայքի շրջանի Ողջաբերդ, Զրվեժ ու Մանգլուս գյուղերի շրջակայքում:

Նկարագրված ձևերի մեջ կան ինչպես ծովային նույնպես և քաղցրահամ լազոնային ջրերում ապրող ներկայացուցիչներ:

Հոդվածում նկարագրված են *Mactra սեռի 6 տեսակ և տարբերակ*, որոնցից՝ *Mactra Ketranica n. sp* և նրա տարբերակ՝ *Mactra Ketranica n. sp. var. paffenholzi n. var.* նոր ձևեր են:

Unio սեռի նկարագրված 3 տեսակները նույնպես նոր ձևեր են

(*Unio hrazdanica* n. sp., u. *Wochtschaberdica* n. sp., u. *erevanica* n. sp.):

Anodonta սեռը նկարագրված է 2 տեսակով, որոնցից մեկը նոր ձև է:

Բերված ֆառնան հաստատում է Ա. Հ. Գաբրիելյանի այն կարծիքը, որ այդ ֆառնան պարունակող նստվածքները ունեն վերին սարմատյան հասակ:

Պալեոնտոլոգիայի և պատմական երկրաբանության ամբիոն:

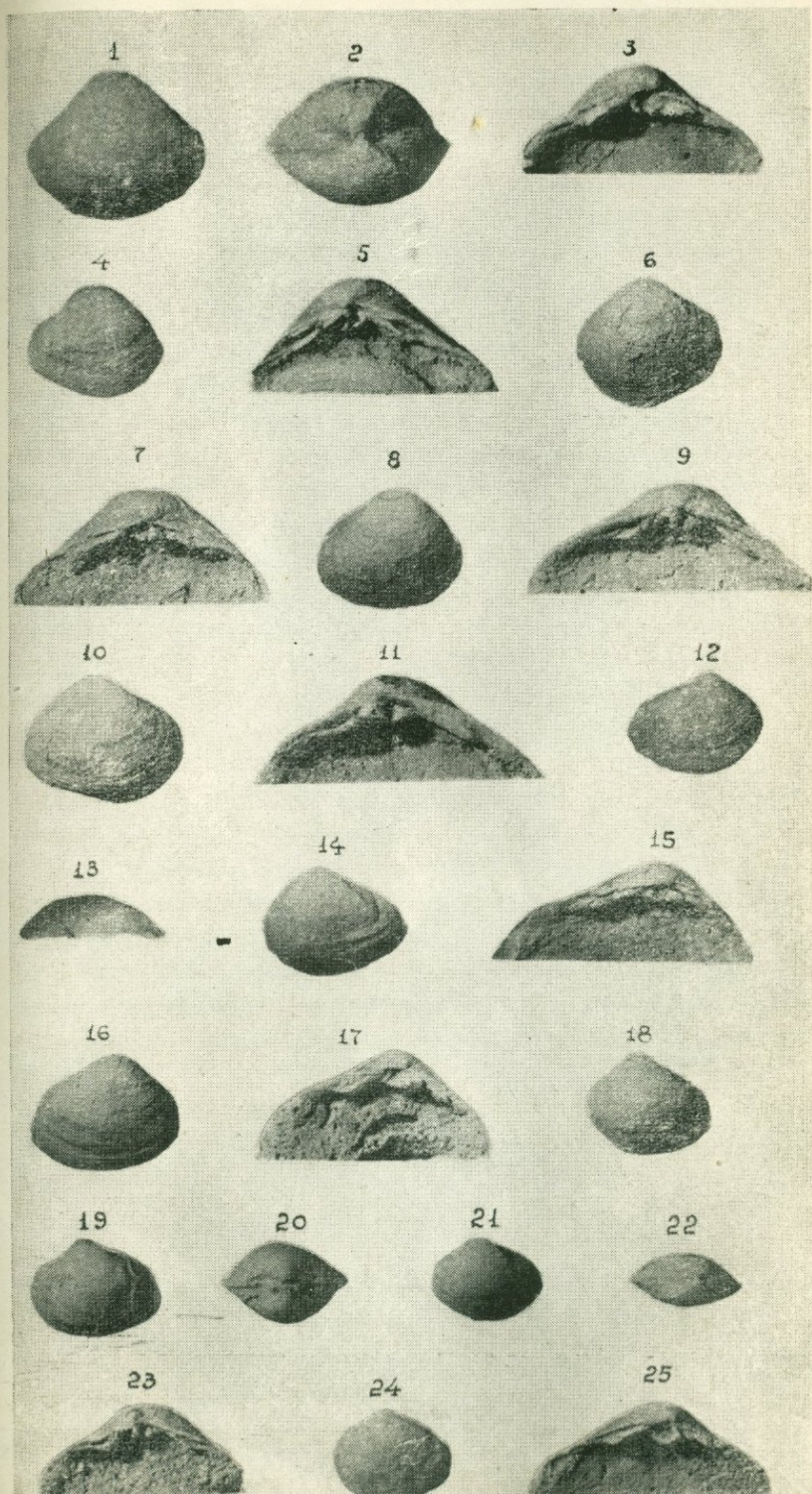
ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

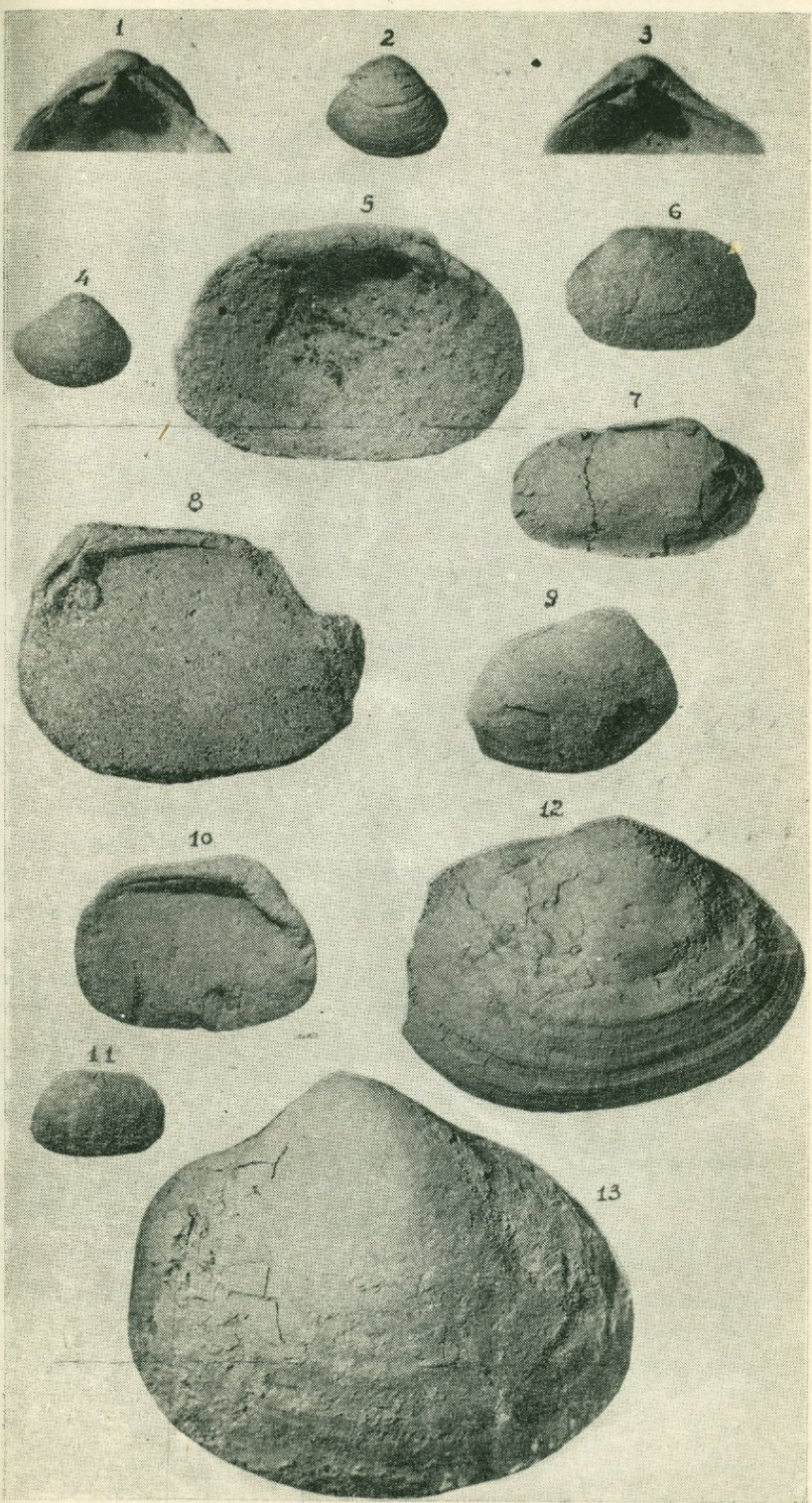
Таблица 1

- 1—4 *Maetra bulgarica* Toula. Верхний сармат. Фиг. 1, 2, 3x2
 5—8 *Maetra bulgarica* Toula, var. *crassicolis* Sinz. Верхний сармат. Фиг. 5, 7x2
 9—11 *Maetra bulgarica* Toula, var. *elongata* Masag. Верхний сармат. Фиг. 9, 11x2
 12—16 *Maetra ketratica* n. sp. Верхний сармат. Фиг. 15x2
 17—20 *Maetra ketratica* n. sp., var. *paffenholzi* n. var. Верхний сармат. Фиг. 17x2
 21—25 *Maetra sinzovi* Pavlov. Верхний сармат. Фиг. 23, 25x2

Таблица II

- 1—4 *Corbula helmersenii* Mikh. Аральский ярус. Фиг. 1, 3x2
 5—6 *Unio hrazdanica* n. sp. Сарматский ярус. Фиг. 5x2
 7 *Unio erevanica* n. sp. Сарматский ярус. Натур. вел.
 8—11 *Unio wochtschabertica* n. sp. Сарматский ярус. Фиг. 8, 10x2
 12 *Anodonta arzniana* Bog. Сарматский ярус. Натур. вел.
 13 *Anodonta* n. sp. Сарматский ярус. Натур. вел.





Б. С. ВАРТАПЕТЯН

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ БАСЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ АГСТЕВ В АРМЯНСКОЙ ССР

Рассматриваемый район является характерной областью развития магматических пород, богато представленных как в эффузивных, так и интрузивных разностях. Под мощными вулканогенными толщами эоцена, местами в виде небольших островков, обнажаются сильно перемятые пласты известняков сенона, слагающих ядро крупной Агстевской антиклинальной складки. На участках антиклинального перегиба, а местами и на крыльях, упомянута Агстевская антиклинальная складка, имеющая северо-западное простирание с погружением в том же направлении, разбита крупными разломами, вытянутыми примерно параллельно простиранию складки.

Сильно дислоцированные вулканогенные и осадочные толщи пород прорваны крупными секущими, а местами небольшими дайкообразными интрузиями разнообразного петрографического состава. Контакты интрузии с прорванными породами сопровождаются отчетливо выраженными зонами измененных марашистых пород, включающих в себя отдельные участки медной, железной и редко свинцово-цинковой минерализации. Минеральные источники района локализуются вдоль разломов и приурочиваются к областям распространения интрузивных и эффузивных пород.

В рассматриваемом районе известны шесть минеральных источников, из которых только один—Фиолетовский был предварительно описан. Остальные не были известны до наших работ, по крайней мере, не освещены в литературе. Отмеченные 6 источников минеральной воды расположены в ущелье реки Агстев, начиная от селения Фиолетово и вниз по течению реки до домика дорожного мастера, на протяжении 2,5 километров.

Территориальное расположение минеральных источников по ущелью р. Агстев обусловлено геологической приуроченностью их к фиолетовскому разлому. Последний проходит приблизительно по шарниру Агстевской антиклинали, тянущемуся по долине реки, в северо-западном, близширотном направлении.

Естественные выходы минеральной воды представляют выбивающиеся из трещин струи, образующие у выходов отложения травертинов то в виде небольшого тонкого слоя (налета), то мощной залежи. Минеральная вода у своих выходов на травертинах или на других породах образует характерные железисто-охристые налеты. Она заполняет углубления и переливается через его края. Выход воды обыкновенно сопровождается выделением углекислого газа в виде многочисленных пузырьков на поверхности воды, у восходящих струй, и одиночных пузырьков, вдали от последних. Выделение газа, в виде редких пузырьков, наблюдается также вне выхода воды на небольшой площади вокруг последнего. Минеральная вода иногда застаивается в углублении и не имеет достаточного естественного истока. В этом случае ее поверхность покрывается жирными железистыми пленками, а через железисто-охристый налет по краям углубления просачивается вода, покрывая поверхность породы белой пузырьчатой пеной.

Ниже приводим краткое описание источников.

Источник № 1 находится на левом берегу реки Агстев, непосредственно у ее русла, примерно в центральной части с. Фиолетово. Дебит источника составляет 7 литров в минуту. Источник выбивается из аллювиальных отложений реки. Он образовал вокруг выхода небольшое глыбообразное отложение травертина с углублением в нем. Речные отложения перекрывают эоценовые порфириды, прорванные небольшой фиолетовской интрузией порфиридных гранодиоритов. Интрузия расположена в лежачем крыле фиолетовского разлома, а источник приурочен или к шву самого разлома или к его всяческому боку.

Источник № 2 находится на правом берегу р. Агстев, на левом берегу ее правого притока, у дороги в «Фролову балку», на расстоянии 100 метров к югу от шоссеиной дороги Кировакан—Дилижан. Источник выбивается из искусственно пригото-

ленной выемки (ванны) прямоугольного сечения, размерами 1,7 x 2 м, укрепленной деревянными балками. По всей площади выемки происходит интенсивное выделение газа в виде густой сети пузырьков. Вокруг выхода образован небольшой коркообразный, еще не отвердевший слой травертина. Дебит источника № 2 составляет 8 литров в минуту. Выход источника приурочен к обломочным аллюво-делювиальным отложениям, перекрывающим здесь, видимо, известняки сенона или травертины. Источник находится в лежащем боку фиолетовского разлома в зоне сопряженных с последними нарушений.

Источник № 3 находится в 2,5 км восточнее селения Фиолетово, у домика дорожного мастера. Он закрыт, и вода вытекает из установленного крана. Дебит источника незначительный.

Источник № 4 расположен в огороде рядом с источником № 3. Вода источника выходит из наносов, перекрывающих мощные отложения травертинов. Она застаивается в выемке, отличается слабым выделением газа и запахом сероводорода. Дебит небольшой.

Источник № 5 находится по склону вниз, к руслу реки, недалеко от источников №№ 3 и 4, выходит из травертиновой залежи, образуя вокруг себя чашеобразное углубление. Дебит источника несколько больше, чем у третьего источника, видимо, составляет 4—5 литров в минуту. Вода источника опресняется смешением с ней поверхностных вод.

Источник № 6 находится еще ниже по склону, на дне ущелья реки Агстев, у подножья травертиновой залежи. Он выбивается из травертинов и имеет значительный дебит. Наличие мощной залежи травертинов и сосредоточение в ней, на сравнительно небольшом участке, четырех источников (№№ 3, 4, 5 и 6) говорят о существовавших здесь мощных минеральных источниках. Они были постепенно закупорены и закрыты своими же отложениями травертинов.

Химический состав вод источников №№ 1, 2, 3, 4 и 6 приводим в соответствующей таблице. Таблица эта показывает, что все исследованные источники принадлежат к одному и тому же типу. Наблюдаемые различия в анализах вод для

разных источников объясняются опреснением минеральных вод поверхностными водами в зонах циркуляции последних. Основным химическим компонентом минеральных вод исследованного района является: из катионов Ca (27,2—31,8%) и анионов— HCO_3 (41,9—44,7%). Примерно равное небольшое содержание имеют катионы Na' и Mg'' и совершенно подчиненное значение приобретают анионы SO_4' и Cl' .

Эти показатели позволяют охарактеризовать анализируемую воду как гидрокарбонатную, кальциево-натриево-магниевую или как углекислую, землисто-щелочную. Обращает на себя внимание содержание сероводорода в воде источника № 4. Наличие сероводорода в этом источнике существенно различает его от вод всех остальных источников. Однако по всем основным компонентам вода рассматриваемого источника принадлежит к тому же основному типу, к которому относятся также воды всех остальных источников.

Вопрос о происхождении описанных минеральных источников является интересным и в то же время чрезвычайно сложным и поэтому подлежит особому изучению. Здесь, на основе собранных нами материалов, приведены лишь некоторые соображения по затронутому вопросу. Прежде всего мы приходим к выводу, что минеральная вода рассмотренных участков—глубинного происхождения, связанного с последней затухающей деятельностью вулканизма.

Армения—страна новейших вулканов, на своей территории имеет многочисленные минеральные источники, генетически связанные с глубинными процессами угасающих вулканов. Исследованные нами источники не составляют исключения и безусловно такого же происхождения. На глубинное происхождение данной минеральной воды указывает наличие в ней углекислоты как в свободном, так и в связанном состоянии.

Трудно доказать для CO_2 другой источник происхождения. Логично отнести его появление к процессам привноса с значительных глубин, принадлежащим к элементам ювенильного порядка. Пробиваясь через трещины и поры горных пород, вода в той или иной степени выщелачивает их, что, безусловно, ме-

Химический состав минеральных вод источников верхнего течения р. Агстев¹

Таблица

	Источник № 1			Источник № 2			Источник № 3			Источник № 4			Источник № 6		
	Мг. л.	Мг. экв.	Экв. %	Мг. л.	Мг. экв.	Экв. %	Мг. л.	Мг. экв.	Экв. %	Мг. л.	Мг. экв.	Экв. %	Мг. л.	Мг. экв.	Экв. %
Na'	240,6	10,46	8,6	96,6	4,20	4,0	166,3	7,23	14,7	182,6	7,93	16,3	186,8	8,12	19,2
Ca''	756,0	37,80	31,2	564,0	28,2	27,2	312,6	15,63	31,8	303,4	15,17	31,1	238,4	11,92	28,2
Mg''	149,0	12,42	10,2	234,5	19,54	18,8	20,8	1,73	3,5	15,1	1,26	2,6	13,2	1,10	2,6
Сумма катионов		60,68	50		51,94	50		24,59	50		24,36	50		21,14	50
Cl'	78,1	2,20	1,8	78,1	2,20	2,1	111,8	3,15	6,4	85,9	2,42	5,0	71,0	2,00	4,7
SO ₄ '	215,0	4,48	3,7	160,0	3,34	3,2	40,0	0,84	1,7	45,0	0,94	1,9	40,0	0,84	2,0
HCO ₃ '	3294,0	54,0	44,5	2830,4	46,40	44,7	1256,6	20,6	41,9	1281,0	21,00	43,1	1116,3	18,30	43,3
Сумма анионов		60,68	50		51,94	50		24,59	50		24,36	50		21,14	50
Сухой остаток при 105°С		3126,0			2612,0			1320,0			1304,0			1164,0	
H ₂ S										3,0					

¹ Анализы произведены в лаборатории Института курортологии Арм. ССР химиком Бозояном.

няет, иногда очень существенно, первоначальный состав глубинных вод. В поверхностных зонах происходит значительное опреснение минеральных вод путем смешения с ними пресной воды. Наблюдаемая ныне температура вод исследованных нами источников, не превышающая 14°C , видимо, установлена в результате потери значительно более высокой первоначальной температуры. Вполне естественно, что горячие источники, после продолжительного пути циркуляции, у поверхности становятся холодными. Для рассматриваемого района мы допускаем, что основным каналом, подводящим воду с глубин на поверхность, являются фиолетовский разлом и ближайшая зона сопряженных с ним более мелких дизъюнктивных нарушений. Это подтверждается фактом локальной приуроченности выходов источников к разлому. Зона разлома пересекает меловые известняки, возможно залегающие под ними вулканогенные породы средней юры, порфириды, их туфы и туфобрекчий эоцена, местами гидротермально-измененные и минерализованные. Она приходит в соприкосновение также с интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов, монцонитов и порфирированных гранодиоритов. На больших глубинах вода, имея более или менее концентрированную циркуляцию по тектоническим трещинам, к поверхностным зонам, в силу увеличения трещиноватости и разрушенности пород (трещины выветривания), растекается, сильно теряя температуру и выщелачивая породы.

Выходя из коренных пород, вода проникает в перекрывающие их обломочные отложения и в последних образует естественные выходы в виде описанных выше источников.

Постепенно отлагая травертины, источники с течением времени закупориваются и минеральная вода скопляется в рыхлых породах под непроницаемым щитом травертинов. Она лишь местами просачивается через травертины в виде небольших струй, а вообще образует мобильный горизонт под травертиновым щитом.

При таком объяснении строения минеральных источников их мощность не может быть определена отмеченными выше небольшими цифрами дебита. Они могут обладать несравненно большим дебитом, чем просачивающиеся струи из закупоренных источников.

Картина подземного нахождения минеральной воды чрезвычайно сложна, но конкретно в условиях описываемого района это нахождение должно быть обусловлено характером геологического разреза, который можно себе представить в нескольких вариантах:

1. Минеральная вода просачивается из коренных пород, представленных в разрезе известняками, перекрытыми вулканогенными породами, прорванными интрузиями.

2. Коренные породы перекрыты рыхлообломочными отложениями, минеральная вода образует выход в последних. В зависимости от мощности и горизонтального распространения обломочных отложений вода может широко распространиться по ним, теряя при этом фактор давления и некоторые свойства минерализации. Она в более действенном виде будет в трещинах коренных пород.

3. Коренные породы перекрыты рыхлообломочными отложениями, которые в свою очередь перекрыты щитом травертина. Минеральная вода образует выход в травертинах или в перекрывающих их более молодых обломочных отложениях.

Скопления ее приурочиваются к горизонту рыхлообломочных пород под травертином. Вода в горизонте под травертинами может находиться под давлением и быть напорной, но в известных условиях она может быть и ненапорной. Одновременно с этим минеральная вода будет и в трещинах коренных пород, под рыхлообломочными отложениями.

В зависимости от поставленной практической задачи и характера разреза воду минеральных источников можно изучить и вывести на дневную поверхность из-под травертинов и коренных пород, приняв то или иное направление гидрогеологического бурения. Напорную фонтанирующую воду можно получить из-под травертинного щита или коренных пород. При этом важно не путать молодые обломочные отложения с более древними обломочными отложениями, залегающими под травертинами.

Для указанных нами источников наиболее характерным является разрез, описанный в третьем варианте. Поэтому имеет перспектива на источниках рассматриваемого района путем бурения получить фонтанирующую минеральную воду с деби-

том, во много раз превышающим мощность того или иного существующего источника, и с более высокой концентрацией солевого состава. Получение термальной минеральной воды связано с глубоким бурением, имеющим цель вскрытия на глубине основных структурных каналов, подводящих воду.

Судя по составу, рассматриваемые воды могут иметь широкое бальнеологическое применение с ценными целебными свойствами. Они, обладая хорошими вкусовыми качествами, могут быть широко использованы как минеральная питьевая вода.

Особое бальнеологическое значение приобретает источник № 4, вода которого содержит сероводород. Сероводород в данном случае может иметь, как и углекислота, глубинное происхождение, но не исключается возможность его образования в поверхностных условиях. Застойное положение воды данного источника и отсутствие сероводорода в соседних 3, 5 и 6 источниках могут навести на мысль о поверхностном локальном образовании сероводорода. Для разрешения данного вопроса необходимы дополнительные исследования по источнику № 4.

Ценные минеральные источники, наличие благоустроенных автомобильных дорог, близость района от железной дороги и культурных центров, весьма здоровый климат и, наконец, чрезвычайно красивая природа, выраженная живописным горным ландшафтом и лесом, настоятельно выдвигают вопрос о необходимости изучения описанных минеральных источников для строительства курортов.

Буровые работы, проведенные Арм. ГУ в последнее время на некоторых описанных нами источниках, полностью подтвердили наши прогнозы о геологическом строении источников, дающей фонтанирующую минеральную воду значительного дебита.

Բ. Ս. ՎԱՐԴԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԱՂԱՏԵՎ ԳԵՏԻ ՎԵՐԻՆ ՀՈՍԱՆՔԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ
ԱՂՔՅՈՒՐՆԵՐԻ ԳԼԽԱՎՈՐ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Աղստե գետի վերին հոսանքի հանքային ջրերի աղբյուրները հարում են Ֆիոլետովոյի խոշոր տեկտոնական բեկվածքին:

Վերջինը խախտում է Աղստե գետի անտիկլինալ ծալքը, որի կորիզում մերկանում են վերին կավձի կրաքարերը: Խախտումը ձգված է ծալքի տարածման՝ ուղղութեամբ դեպի հյուսիս-արևմուտք:

Վերին կավձի կրաքարերը ծածկված են էոցենի հասակի հզոր հաստվածքով, ներկայացված զանազան հրաբխածին ապարներով: Կրաքարերը և հրաբխածին ապարները պատված են խոշոր կրտրոզ, զանազան պետրոգրաֆիական կազմ ունեցող ինտրուզիաներով: Ինտրուզիայի կոնտակտը պատված ապարների հետ ուղեկցվում է փոփոխված ապարների գոտիներով, որոնց մեջ առանձին տեղամասերով արտահայտվում են պղնձի, երկաթի և հազվագյուտ դեպքերում կապար-ցինկի հանքայնացումներ:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ նշված հանքաջրերը բնութագրվում են որպես ջրակարբոնատային կալցի-նատրի-մագնեզիումային կամ որպես ածխաթթվային և հողալկալային:

Ուսումնասիրվող շրջանի հանքային ջրերի ծագման հարցի շուրջը հավաքված նյութերի հիման վրա, կարելի է գալ այն ընդհանուր եզրակացության, որ նրանք խորքային ծագում ունեն, կապված հանգուղ հրաբուխների գործունեության հետ:

Հանքային ջրերի լավ որակը, շրջանի առողջ կլիման և երկաթուղուն նրա մոտ գտնվելը, նախադրյալներ են ստեղծում կուրորտային շինարարության համար:

Օգտակար հանածոների որոնման և հետախուզության ամբիոն

С. И. БАЛАСАНЯН

РЕАКЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И ИХ РОЛЬ В ПОЗНАНИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Наличие реакционных взаимоотношений в ходе кристаллизации магмы признается многими петрографами. Наши микроскопические исследования интрузивных пород Центральной Армении дают много данных о наличии реакционных превращений, при которых ранее выделившиеся минералы, в результате взаимодействия с остывающим расплавом, разлагаются, превращаясь в другие минералы. Интрузивные породы Центральной Армении характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Они представлены почти всеми главнейшими типами магматических пород и обладают при всем своем разнообразии некоторыми общими характерными признаками, указывающими на единство магматического очага. Внедрение магмы из единого очага происходило в следующей последовательности: габбро-перидотиты и габбро-пироксениты → шаровые габбро → мелкозернистые габбро → среднезернистые габбро → гранитоиды → щелочные породы. Изучение этих пород позволило установить, что реакционные взаимоотношения наблюдаются почти на всем протяжении кристаллизации магмы. Однако интенсивность реакционных процессов не увеличивается с падением температуры, а наиболее сильно проявляется на отдельных стадиях застывания магмы. Подтверждением этого является наличие энергичных реакционных взаимоотношений даже в габбровых и габбро-пироксенитовых породах.

Интенсивность и характер реакционных превращений зависит от внешних условий, химической природы магмы и содержания в ней летучих компонентов. Можно допустить, что интенсивные реакционные процессы должны происходить в замкнутой системе, где задерживаются летучие, причем если

система не нарушается, то можно ожидать увеличение интенсивности процессов замещения благодаря прогрессивному накоплению летучих. Вопреки этому названные процессы более сильно развиты в средней кислотности породах, чем в кислых и щелочных породах. По-видимому, это свидетельствует о том, что в связи с изменением внешних условий первоначально замкнутая система в значительной мере превратилась в открытую.

В процессе растворения выделившихся минералов и замещения новыми правильные очертания кристаллов нередко разрушаются с образованием неправильной формы зерен. В этом отношении интересно отметить магнетит, обладающий неправильной формой в том случае, когда находится в сростании с биотитом. Несомненно, что последний образовался в результате реакции жидкой фазы с магнетитом. Вообще в глубинных породах нередко наблюдается тесное сочетание биотита с магнетитом. Вероятно, бедная железом жидкая фаза вступает во взаимодействие с магнетитом и, захватывая из него часть железа, образует биотит. В этом случае магнетит как бы является осаждающим для биотита минералом.

Ранее образовавшиеся минералы в течение длительного времени подвергаются растворению со стороны жидкой фазы. Они также замещаются и разрушаются выделяющимися минералами, так как при кристаллизации последних вследствие переохлаждения выделяется теплота. Благодаря усиленным процессам растворения и замещения ранее выделившиеся минералы могут оказаться в промежутках между выкристаллизовавшимися в последующих стадиях минералами, т. е. получатся зерна, обычно называемые ксеноморфными. Однако не зная истории оформления такой ксеноморфной конфигурации кристаллов, нельзя их считать позднообразовавшимися. Иногда в кварцевых диоритах и гранодиоритах Центральной Армении бесформенные зерна биотита, приуроченные к интерстициям между кристаллами плагиоклаза, включают в себя мелкие, незамещенные реликты моноклинного пироксена, обладающие одинаковой оптической ориентировкой. Судя по взаимоотношению плагиоклаза к пироксену, первый выделился после пироксена. Вполне естественно, что

биотит образовался до плагиоклаза и энергично замещал моноклинный пироксен.

Таким образом, по форме и степени идиоморфизма не всегда можно судить о порядке кристаллизации минералов, так как иногда ксеноморфные минералы могут быть образованы в ранних стадиях кристаллизации магмы.

Обычно идиоморфными принято называть кристаллы, обладающие правильными кристаллографическими очертаниями. Не исключается возможность, что такими правильными очертаниями могут обладать и кристаллы, выделяющиеся в поздних стадиях кристаллизации, так как больше некому разрушать и уродовать их правильные контуры. Однако такое рассуждение не всегда может оправдать себя, так как при кристаллизации магмы прогрессивно уменьшаются размеры свободного пространства. Проблема пространства легко разрешается в том случае, если последующий минерал способен замещать предшествующий ему закристаллизовавшийся минерал и тем самым завоевать себе необходимое пространство. Возникновение таким путем идиоморфных кристаллов зависит от степени устойчивости кристаллической решетки ранее образованного минерала и от количества тепла, выделяющегося при кристаллизации последующего минерала.

Во многих шлифах было установлено, что степень идиоморфизма некоторых минералов также находится в причинной зависимости от их относительного количества. Например, в гранитоидных породах с малым содержанием роговой обманки и биотита нередко последние выражены бесформенными зернами. Калиевый полевой шпат, присутствуя в тоналитах в незначительном количестве, образует неправильные зерна, а в порфириовидных гранитах и щелочных породах часто представлен отчетливо ограненными кристаллами, так как в них он является доминирующим минералом.

Следовательно, ранее выделившиеся кристаллы в зависимости от их относительного количества и прочности кристаллической решетки обладают различной степенью идиоморфизма.

В гранитоидных породах средней кислотности нередко наблюдаются разъедание и замещение одних кристаллов

плагноклаза другими, причем по величине и степени идиоморфизма они друг от друга почти не отличаются. Иногда такие кристаллы плагноклаза обладают различной основностью, притом расхождение в составе доходит от 6 до 13% анортита. Вообще во многих шлифах было констатировано разъедание и замещение одних кристаллов одного и того же минерала другими. Эти факты свидетельствуют о том, что 1) отдельные порообразующие минералы образуются в некотором промежутке времени, 2) растворение и замещение происходит не только между минералами, различающимися друг от друга химической природой и иногда кристаллической решеткой, но и между кристаллами одного и того же типа минерала.

В гранитоидных породах благодаря энергичным процессам реакционного замещения нередко от ранее выкристаллизованных минералов остается небольшое количество мельчайших реликтов, заключенных в поздно выделившихся минералах. Очевидно, что первый может и полностью замещаться вторым. Отсюда и возникает предположение о том, что некоторые типы минералов (известные и пока нам не известные) могут разлагаться и исчезать, оказываясь неустойчивыми при последующих стадиях застывания магмы.

Кристаллизующийся минерал может захватывать ранее образовавшийся или же замещать последний, включая в себя его незамещенные реликты. В обоих случаях включенный минерал является более ранним образованием. В этом отношении включения играют значительную роль в разрешении вопроса порядка кристаллизации минералов. Однако следует иметь в виду, что некоторые включения могут быть и поздними, образовавшимися путем метасоматического замещения.

Реакционные взаимоотношения играют существенную роль в познании последовательности кристаллизации минералов. Прежде всего нужно выяснить вопрос: какой минерал каким замещается? Однако выяснение этого вопроса осложняется тем, что иногда огромное большинство кристаллов данного минерала выделяется непосредственно из жидкой фазы.

Ниже рассматривается порядок кристаллизации порообразующих минералов по отдельным разновидностям интрузивных пород.

живных пород Центральной Армении в относительном хронологическом порядке их образования, причем последовательность выделения минералов выводится из рядов, построенных на основании реакционных взаимоотношений с учетом других структурных особенностей минералов, также дающих представление о порядке их выделения (например, степень идиоморфизма, включения, обрастание, величина пересечения и т. д.).

Для *габбро-перидотитов* и *габбро-пироксенитов* можно построить следующие ряды:

Плаггиоклаз

1. Оливин → { плаггиоклаз → моноклиный пироксен → амфибол
ромбический пироксен → плаггиоклаз → моноклиный пироксен

Плаггиоклаз

2. Оливин → { моноклиный пироксен
плаггиоклаз → моноклиный пироксен
3. Оливин → плаггиоклаз → ромбический пироксен → моноклиный пироксен → биотит
4. Оливин → { амфибол
плаггиоклаз → моноклиный пироксен
5. Ромбический пироксен → { биотит
моноклиный пироксен

Плаггиоклаз, представленный анортитом, образует совершенно идиоморфные призматические кристаллы и выделился совместно с оливином (ряды 1 и 2). В начальных частях находящийся плаггиоклаз (соответствует битовниту) обрастает оливином и зажат между последним и моноклиным пироксеном (ряды 1, 2, 4). Нередко такое же положение занимает ромбический пироксен (энстатит). Однако иногда плаггиоклаз зажат между оливином и ромбическим пироксеном, с одной стороны, (ряд 3), между энстатитом и моноклиным пироксеном — с другой (ряд 1). Следовательно, плаггиоклаз кристаллизовался совместно с оливином и ромбическим пироксеном до ромбического пироксена и после него, но до моноклиного пироксена. Основная масса амфибола кристаллизовалась после моноклиного пироксена. Из четвертого ряда видно, что частичное

выделение амфибола имело место также после оливина совместно с плагиоклазом, но до моноклинного пироксена, так как в противном случае он замещал бы моноклинный пироксен. Из пятого ряда следует, что ромбический пироксен одновременно замещается биотитом и моноклинным пироксеном. Отмеченный ряд встречается редко и потому можно допустить частичное выделение биотита после ромбического пироксена, но до моноклинного пироксена, так как в противном случае биотит замещал бы скорее последний, а не ромбический пироксен. На основании вышеизложенного можно наметить следующий порядок кристаллизации минералов для габбро-перидотитов и габбро-пироксенитов:

<u>Плагиоклаз</u>	<u>плагиоклаз</u>	амфибол (<u>частично</u>)
Оливин →	плагиоклаз → ромбический пироксен → плагиоклаз → биотит → моноклинный пироксен → амфибол → биотит.	
	(частично)	

В шаровых габбро отмечаются нижеприведенные ряды кристаллизации:

1. Моноклинный пироксен → амфибол → биотит
плагиоклаз
2. Плагиоклаз → моноклинный пироксен → амфибол → биотит
3. Моноклинный пироксен → биотит
плагиоклаз

В подавляющем большинстве случаев наблюдается первый ряд, а третий встречается в цементах шаровых габбро. Исходя из этих рядов, можно заключить, что в шаровых габбро и их цементах выделение минералов происходило по различной схеме последовательности, а именно: в цементах кристаллизация пироксена и плагиоклаза протекала одновременно, после которых выделился биотит, а в шаровых габбро до выделения основной массы—моноклинного пироксена и плагиоклаза—частично выпадали кристаллы плагиоклаза, а после нее амфибол и затем биотит. Сказанное можно представить такой схемой:

Плагноклаз → пироксен → амфибол → биотит.

(частично) плагноклаз

В мелкозернистых габбро наблюдаются следующие ряды:

плагноклаз

1. Ромбический пироксен → моноклинный пироксен → амфибол → биотит

2. Ромбический пироксен → амфибол → биотит (реже)

плагноклаз

3. Плагноклаз → моноклинный пироксен → амфибол → биотит (реже)

4. Моноклинный пироксен → биотит (реже)

плагноклаз

Так как наиболее часто встречающимся рядом является первый, то основная масса плагноклаза кристаллизовалась совместно с моноклинным пироксеном, но после ромбического пироксена и до амфибола. Из второго и третьего рядов следует, что частичное выделение плагноклаза происходило до моноклинного пироксена и совместно с ромбическим пироксеном. В тех разностях, где амфибол отсутствует, наблюдается четвертый ряд, т. е. моноклинный пироксен непосредственно замещается биотитом. Таким образом, схема выделения минералов приобретает следующую форму:

плагноклаз (частично)

плагноклаз

Ромбический пироксен → плагноклаз (частично) → моноклинный пироксен →

{ биотит (частично)

{ амфибол → биотит

В среднезернистых габбро встречаются следующие ряды:

1. Плагноклаз → моноклинный пироксен → амфибол → биотит (часто)

2. Моноклинный пироксен → амфибол → биотит (реже)

плагноклаз

3. Магнетит → биотит → амфибол (редчайшее)

4. Моноклинный пироксен → биотит → амфибол (редчайшее).

Последние необычные реакционные ряды (3, 4) наблюдаются очень редко. На основании приведенных рядов можно наметить следующий порядок кристаллизации минералов:

плаггиоклаз (частично)

Плаггиоклаз → моноклинный пироксен → биотит → амфибол → биотит (частично)

В основных породах наиболее энергичные реакционные взаимоотношения отмечаются между моноклинным пироксеном и амфиболом. Иногда от первого остается небольшое количество реликтов, заключенных в амфиболовых зернах. В этих породах необычным является поведение биотита, который иногда кристаллизуется в разные времена. Кроме того, нередко моноклинный пироксен непосредственно замещается биотитом, минуя амфиболовую стадию. Ниже приводится общая схема (№ 1) последовательности кристаллизации пороодообразующих минералов в основных породах.

В гранитоидных породах (за исключением гранитных) наблюдаются наиболее энергичные реакционные взаимоотношения между пороодообразующими минералами. В них отмечаются оригинальные келифитовые оболочки. В пироксен-биотитовой разности этих пород преимущественно моноклинный пироксен непосредственно замещается биотитом, минуя амфиболовую стадию, причем замещение энергичнее происходит по тем участкам зерен, где присутствует магнетит. На рис. 1 и 2 иллюстрируется случай непосредственного замещения моноклинного пироксена биотитом, причем последний включает в себя реликты первого. Отметим, что на рисунках приняты следующие сокращенные обозначения: А—амфибол, Б—биотит, К—кварц, КП—калиевый полевой шпат, П—пироксен, ПШ—полевой шпат, М—магнетит, ПЛ—плаггиоклаз. В пироксен-амфибол-биотитовой разности гранитоидов наблюдается характерный реакционный ряд: пироксен → амфибол → биотит (рис. 3). В некоторых шлифах, где относительное количество амфибола уменьшается, пироксен замещается биотитом и амфиболом одновременно (рис. 4). Вообще было установлено, что в боль-

шинстве случаев увеличение количества биотита сопровождается уменьшением количества амфибола и, наоборот, как бы

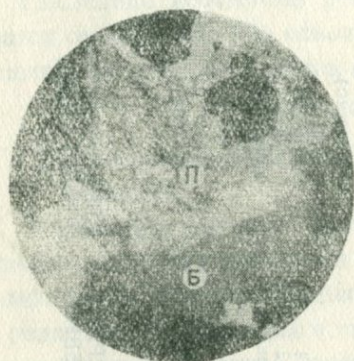


Рис. 1. Моноклинный пироксен непосредственно замещается биотитом, минуя амфиболовую стадию. Николи //.

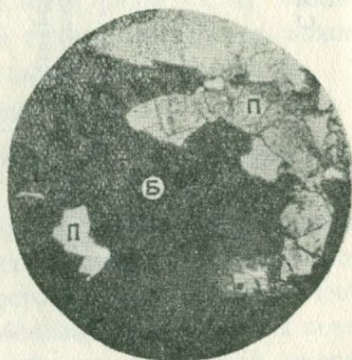


Рис. 2. Моноклинный пироксен непосредственно замещается биотитом, включающим в себя реликты первого. Николи //.

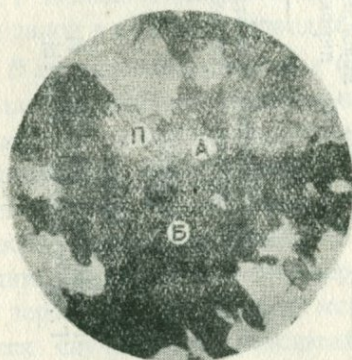


Рис. 3. Моноклинный пироксен замещается амфиболом, а последний в свою очередь замещается биотитом. Николи //.

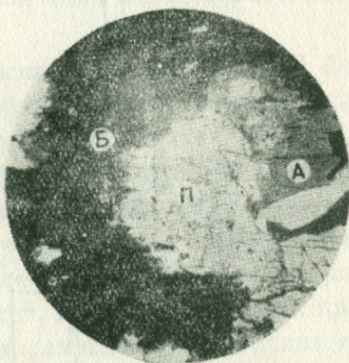


Рис. 4. Моноклинный пироксен замещается биотитом и амфиболом одновременно. Николи //.

закономерно большое содержание одного из этих двух минералов обуславливает меньшее количество другого и две крайности приводят к образованию пироксен-биотитовой и пироксен-амфиболовой разностей. В первой разности преобладает ряд—моноклинный пироксен→биотит, а во второй разности—моноклинный пироксен→амфибол. В пироксен-амфиболо-

вой разности реакционный процесс происходил столь энергично, что иногда от пироксена оставались лишь мелкие с разъеденными контурами реликты, заключенные в кристаллах амфибола (рис. 5). Однако в некоторых шлифах встречаются оба вышеотмеченные ряда, т. е. неко-

1. Моноклинный пироксен → биотит
2. Моноклинный пироксен → амфибол
3. Моноклинный пироксен → амфибол → биотит.

Из этих трех реакционных рядов можно заключить, что биотит выделился совместно с амфиболом и после него. В некоторых шлифах биотит и амфибол находятся в сростании, причем по линии сростания они обладают неправильными, разъеденными контурами. В таких случаях вопрос выяснения порядка кристаллизации сростающихся минералов осложняется. Однако было установлено, что в зависимости от относительного количества указанных двух минералов один из них включает в себя мелкие незамещенные реликты моноклинного пироксена, обладающие совершенно неправильными контурами разъедания. Очевидно, минерал, включающий в себя реликты, является более ранним выделением, нежели лишенный их. На снимке рис. 6 показан случай преобладания в породе биотита, включающего в себя незамещенные реликты моноклинного пироксена и замещающегося амфиболом. Естественно, что биотит выделился раньше амфибола и энергично замещал моноклинный пироксен. В некоторых случаях биотит замещает моноклинный пироксен, делая его контуры неправильными, а сам биотит в

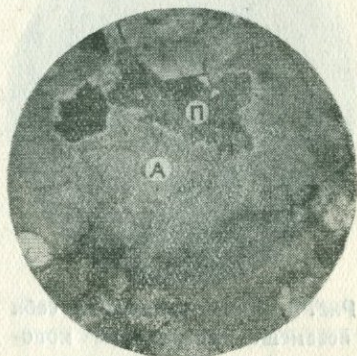


Рис. 5. Разъеденные реликты моноклинного пироксена в амфиболе. Николи //.

свою очередь замещается и амфиболом и биотитом более молодого поколения. Следовательно, биотит выделился до амфибола и частично совместно с амфиболом и, видимо, после него, т. е. мы имеем такой ряд: моноклинный пироксен → биотит → амфибол → биотит.

биотит

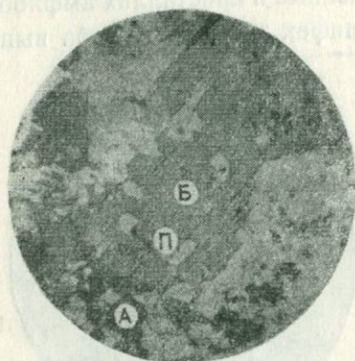


Рис. 6. Биотит включает в себя незамещенные реликты моноклинного пироксена и замещается амфиболом. В породе биотит преобладает над амфиболом. Николи //.

На снимках рис. 7 и 8 видно, что моноклинный пироксен замещается биотитом, а последний в свою очередь замещается амфиболом, т. е. здесь мы имеем необычный реакционный ряд: моноклинный пироксен → биотит → амфибол. Особенно это отчетливо наблюдается на рис. 7, где амфибол замещает биотит по его трещинам спайности. На снимке рис. 9 призматиче-

по его трещинам спайности.

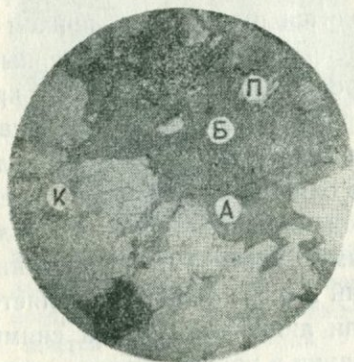


Рис. 7. Моноклинный пироксен замещается биотитом, который в свою очередь замещается амфиболом. Последний замещает биотит по его трещинам спайности. Николи //.

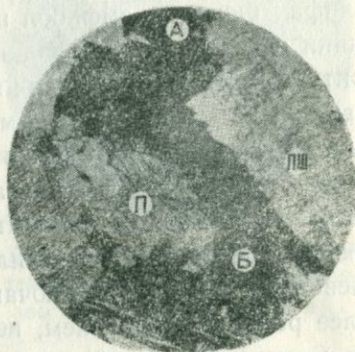


Рис. 8. Моноклинный пироксен замещается биотитом, а последний в свою очередь замещается амфиболом. Николи //.

ский кристалл биотита располагается внутри моноклинного

пироксена, а последний замещается биотитом в большом количестве, т. е. отмечается такой ряд: биотит → моноклинный пироксен → биотит. Это говорит о том, что биотит в основном выделился после пироксена и частично до него. Редко биотит находится вокруг магнетита, располагающегося внутри моноклинного пироксена. В некоторых шлифах отмечаются случаи пересечения кристаллов калиевого полевого шпата биотитом. Иногда последний более ксеноморфный по отношению к калиевому полевоому шпату.

Все эти вышеизложенные факты говорят о необычном поведении биотита, кристаллизация которого происходила в разные времена. Он выделился после моноклинного пироксена и частично до него, после роговой обманки, совместно с ней и до нее, до лабрадора и калиевого полевого шпата, а также после них.

Иногда в одном и том же шлифе амфибол и биотит, наряду с бесформенными зернами, образуют совершенно отчетливо ограненные кристаллы. Кроме того, более или менее хорошо оформленные кристаллы ортоклаза замещаются неправильными зернами поздней генерации. Очевидно, перечисленные минералы принадлежат к двум поколениям. В гранодиоритах ортоклаз энергично замещает плагиоклаз, иногда амфибол и биотит, включая в себя их реликты с неправильными очертаниями разъедания. Ортоклаз в свою очередь замещается кварцем. Это свидетельствует о том, что ортоклаз выделился после первых трех минералов, но до кварца.

Для монцодиоритов можно отметить нижеприведенные ряды:

1. Ромбический пироксен → моноклинный пироксен → амфибол → биотит

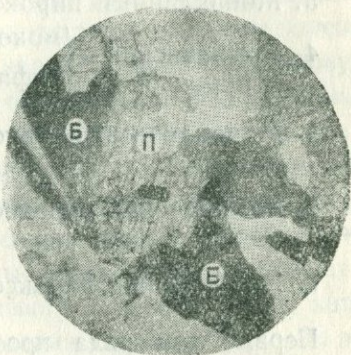


Рис. 9. Моноклинный пироксен, включающий в себя призматический кристалл биотита, замещается биотитом поздней генерации. Николи //.

2. Ромбический пироксен → моноклинный пироксен → биотит
3. Моноклинный пироксен → биотит
4. Ромбический пироксен → { моноклинный пироксен → амфибол
амфибол
5. Моноклинный пироксен → { амфибол → биотит
биотит
6. Ромбический пироксен → { моноклинный пироксен
биотит
7. Ромбический пироксен → { биотит
амфибол

Первые три ряда просты и понятны. Четвертый и пятый ряды являются наиболее сложными, для которых предположение носит двойкий характер, а именно: для четвертого ряда — либо амфибол кристаллизовался после моноклинного пироксена с частичным замещением ромбического пироксена, либо — после моноклинного пироксена и частично с ним, для пятого ряда — либо биотит кристаллизовался после амфибола с частичным замещением моноклинного пироксена, либо — после амфибола и частично с ним. По-видимому, в обоих случаях первое предположение является более вероятным. В шестом ряду, видимо, биотит выделился совместно с моноклинным пироксеном, но не после него, так как он замещал бы скорее всего моноклинный пироксен. Такое рассуждение справедливо и для последнего ряда, где, по-видимому, биотит кристаллизовался совместно с амфиболом.

В гранитах наблюдаются реакционные взаимоотношения между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем, калиевым полевым шпатом и кварцем. Вопреки этому в аплитах реакционных замещений не встречается. В гранитах и порфиридных гранитах наиболее интенсивно процесс реакционного замещения отмечается между калиевым полевым шпатом и кварцем, причем иногда от первого остаются только реликты, заключенные в кварцевых зернах. В гранитах кристаллизация протекала по следующей схеме:
Амфибол → биотит → плагиоклаз → калиевый полевой шпат → кварц.

В кислых интрузивных породах и особенно пегматитах отмечаются случаи замещения калиевого полевого шпата кварцем с образованием пегматитовой структуры. Подтверждением этого является то, что пегматитовые вростки в калиевом полевошпате с прилегающими зернами кварца имеют одинаковую оптическую ориентировку. Нельзя подумать, что это случайное совпадение оптических индикатрисс обоих минералов, так как в большинстве случаев пегматитовые вростки и соприкасающийся с ними кварц связаны между собой с одной стороны, кварц разъедает и замещает калиевый полевой шпат с другой. Кроме того, в пегматитах иногда отдельные зерна кварца включают в себя незамещенные реликты калиевого полевого шпата, которые говорят о более позднем выделении кварца. На рис. 10 показан случай образования микропегматита вследствие замещения калиевого полевого шпата кварцем, причем микропегматитовые вростки с прилегающим зерном кварца просветлены, а кварц включает в себя разъеденные части калиевого полевого шпата. Весьма вероятно, что некоторые пегматитовые структуры образуются благодаря усиленным процессам замещения калиевого полевого шпата кварцем, в момент выделения последнего, когда остаточные растворы богаты летучими.

В связи с пегматитообразованием кстати несколько слов сказать о мирмекитах. Мирмекиты изучались многими петрографами, и по ним существует обширная литература.

Почти все петрографы по-разному толкуют мирмекитообразование. Однако общепризнанным является то, что мирмекиты образуются на контакте плагиоклаза с калиевым полевым шпатом и приурочены к наиболее кислым частям плагиоклаза.



Рис. 10. Микропегматитовые вростки в калиевом полевошпате с прилегающим зерном кварца просветлены. Кварц включает в себя мелкие реликты калиевого полевого шпата.
Николи+.

Некоторые исследователи образование мирмекитов считают вторичными процессами, связанными с выветриванием пород.

Большинство русских ученых эти структуры чаще всего считают как эвтектоидное образование.

Седерхольм [7] их образования связывает с процессами автометаморфизма.

По представлению Бекке [6], мирмекиты образуются в последней стадии кристаллизации магмы благодаря замещению калиевого полевого шпата плагиоклазом. Он это объясняет тем, что для образования плагиоклаза требуется меньшее количество кварца и потому избыток последнего освобождается в виде червевидных вrostков. Такое объяснение легко можно оспаривать, так как в редких случаях калиевый полевой шпат выделяется раньше плагиоклаза.

Согласно А. И. Волженкову [3], мирмекиты являются результатом реакции магмы с плагиоклазом в момент кристаллизации калиевого полевого шпата, причем реакционному процессу образования мирмекитов способствуют летучие компоненты магмы. Следует отметить, что такую же точку зрения развивали Фуке и Мишель-Леви. А. И. Волженков определяет время образования мирмекитов в гранитных породах, а именно, до начала кристаллизации кварца в момент выделения калиевого полевого шпата, причем не в начальный момент, когда наблюдается замещение калиевым полевым шпатом плагиоклаза, а несколько позднее, когда плагиоклаз растворяется магмой. Здесь все-таки остается неясным механизм формирования червевидных вrostков кварца в плагиоклазе и роль калиевого полевого шпата в этом процессе.

Мои наблюдения показывают, что в гранитоидных породах мирмекиты образуются не только на контакте плагиоклаза с калиевым полевым шпатом, но и в некоторых случаях на контакте первого с другими минералами и в частности с кварцем. На приведенных снимках рис. 11—15 показаны разные случаи нахождения мирмекитов на контактах с другими минералами: калиевого полевого шпата и плагиоклаза (рис. 11), пироксена, плагиоклаза и кварца (рис. 12), кварца и плагиоклаза (рис. 13, 14, 15). Мирмекиты образуются в плагиоклазе только местами

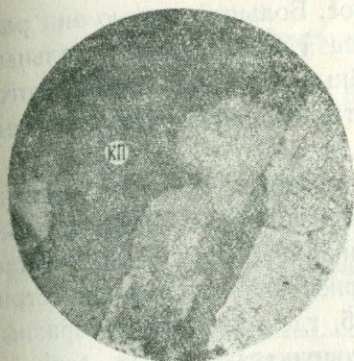


Рис. 11. Мирмециты на контакте плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Николи+.

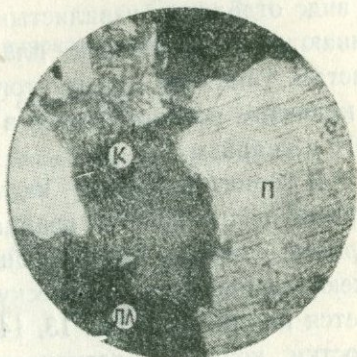


Рис. 12. Мирмециты на контакте пироксена, плагиоклаза и кварца. Николи+.

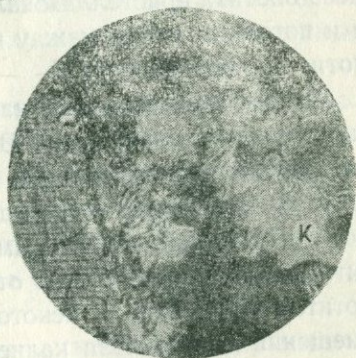
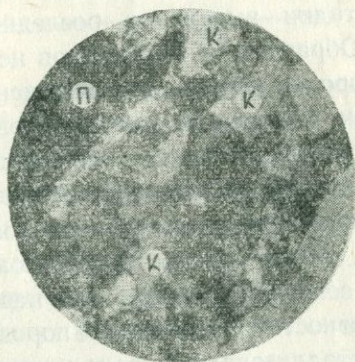


Рис. 13, 14 и 15. Мирмециты на контакте кварца и плагиоклаза. Тонкие червообразные вrostки в плагиоклазе с соприкасающимися зернами кварца обладают одинаковой оптической ориентировкой. Николи+.

в виде отдельных извилистых полос. Большой частью они развиваются по периферии плагиоклаза и реже по центральным частям. Такие же мирмекитоподобные структуры отмечаются в калиевом полевоом шпате в местах соприкосновения последнего с кварцем.

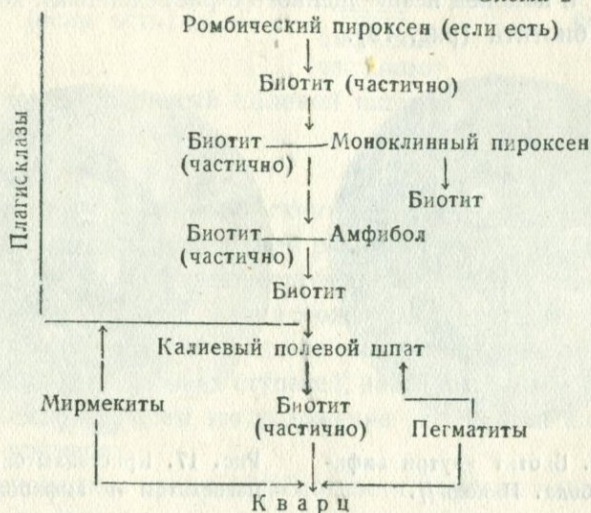
В гранитоидных и кислых жильных породах нередко червеобразные вростки кварца в плагиоклазе с прилегающими зернами кварца, разъедающего и замещающего плагиоклаз, имеют одинаковую оптическую ориентировку. Это иллюстрируется на снимках рис. 13, 14 и 15, где тонкие червеобразные вростки кварца в плагиоклазе с соприкасающимися зернами кварца связаны между собой и одинаково просветлены.

Вышеизложенное заставляет сделать предположение, что мирмекиты образуются также в процессе замещения плагиоклаза кварцем в стадии выделения последнего, когда магма богата летучими. Образование мирмекитов несомненно связано с появлением в породах кварца, подтверждением которого может служить факт отсутствия мирмекитов в исследованных нами щелочных породах, лишенных кварца.

Ниже приводится общая схема (№ 2) последовательности кристаллизации породообразующих минералов в гранитоидных породах. Отметим, что все разности гранитоидных пород связаны между собой совершенно взаимными переходами. В пироксен-биотитовой разности гранитоидных пород преобладающая масса биотита кристаллизовалась после моноклинного пироксена и потому в схему между последним и амфиболом включен биотит как особый случай.

В щелочных сиенитах наблюдаемые реакционные взаимоотношения несколько иные. В них иногда можно различать три друг друга замещающие генерации калиевого полевого шпата. В этих породах реакционных взаимоотношений между биотитом и калиевым полевым шпатом, амфиболом и биотитом почти не существует. Редко отмечается частичное замещение биотитом амфибола. В некоторых шлифах отмечаются случаи замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Однако высокая степень идиоморфизма последнего заставляет допустить его частичное совместное выделение с плагиоклазом.

Схема 2



Если в щелочных сиенитах присутствует моноклиный пироксен, то последний иногда замещается биотитом.

В подавляющем большинстве случаев биотит и щелочной амфибол (гастингситого характера) представлены совершенно самостоятельными кристаллами, причем первый обладает большей степенью идиоморфизма.

Иногда бесформенные зерна щелочного амфибола приурочены к интерстициям между более или менее идиоморфными кристаллами калиевого полевого шпата. Отметим, что биотит всегда идиоморфен по отношению к калиевому полевому шпату и образовался раньше амфибола.

О раннем выделении биотита по отношению к амфиболу говорит и то, что в последнем отмечаются либо призматические кристаллы, либо незамещенные с разъеденными контурами реликты биотита, т. е. в первом случае биотит обрастается амфиболом, а во втором он замещается им. Очевидно, в обоих случаях биотит является более ранним выделением, чем амфибол.

На нижеприведенных снимках иллюстрируется нахождение внутри амфибола коротко-призматического кристалла биотита (рис. 16), мелких призматических кристаллов биотита совместно с магнетитом (рис. 17), корродированного зерна биотита

(рис. 18) и наконец незамещенного с разъеденными контурами реликта биотита (рис. 19).

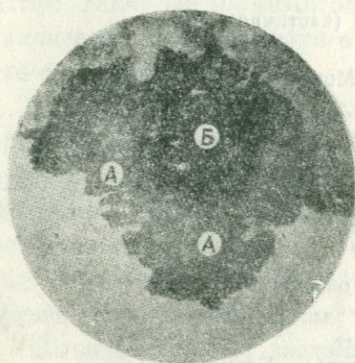


Рис. 16. Биотит внутри амфибола. Никולי //.



Рис. 17. Кристаллы биотита с магнетитом в амфиболе. Никולי //.

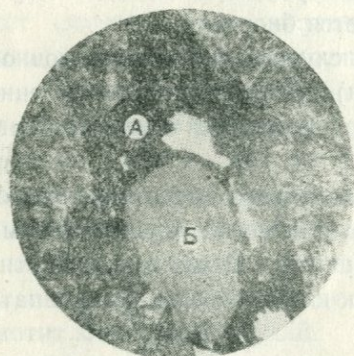


Рис. 18. Корродированный кристалл биотита в амфиболе. Никולי //.

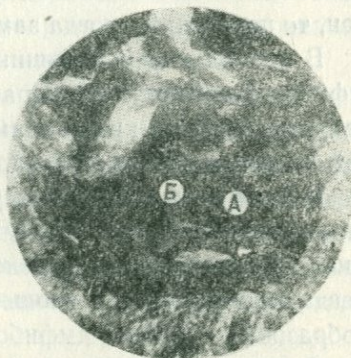


Рис. 19. Незамещенный реликт биотита внутри амфибола. Никולי //.

Резюмируя вышеизложенное, можно прийти к выводу, что в щелочных сиенитах после кристаллизации пироксена выделился биотит, затем—щелочной амфибол, плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Кроме того, происходило частичное выделение калиевого полевого шпата совместно с плагиоклазом, амфибола с биотитом и наконец биотита после амфибола. Сказанное можно представить следующей схемой:

положение Боуэна. Однако основным нарушителем Боуэнской схемы является биотит.

Это отметил также А. И. Волженков [3]. Он, рассматривая реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы, указал, что биотит может кристаллизоваться раньше плагиоклаза, позднее его, после калиевого полевого шпата и даже после первых выделений зерен кварца в гранитах, богатых кварцем. Это указание А. И. Волженкова нашими наблюдениями в основном подтверждается. Однако мы должны добавить к этому указанию то, что биотит может кристаллизоваться не только раньше плагиоклаза, но и раньше амфибола и частично моноклинного пироксена. По мнению А. И. Волженкова, начальный момент кристаллизации биотита определяется повышенным содержанием железа и магния в магме. Однако такая трактовка не объясняет, почему в таком случае вместо биотита не образуется роговая обманка. Остается неясным также и то, по какой причине в нашем случае моноклинный пироксен непосредственно замещается биотитом, минуя амфиболовую стадию.

На наш взгляд, необычное поведение биотита можно объяснить повышенным содержанием в магме не только железа и магния, но и калия, и обязательно ничтожной концентрацией натрия. Нехватка натрия и значительное содержание калия, железа и магния предопределяют более раннее выделение биотита. В тех разностях пород, где количество натрия доходило до ничтожного, амфибол почти не образовался и потому моноклинный пироксен непосредственно замещался биотитом. Это подтверждается данными химических анализов.

Вопрос о том, почему иногда биотит предшествует амфиболу (оба минерала присутствуют в породе одновременно), можно объяснить с точки зрения геоэнергетической теории.

Установлено, что энергия кристаллической решетки минералов в известной мере определяет время и место их выделения из магмы. Энергия кристаллической решетки является функцией зарядов ионов и их радиусов. Для вычисления энергии кристаллической решетки сложных соединений Е. С. Ферсманом [5] была выведена следующая формула:

$$U = 256,1 (a \text{ ЭК}_1 + b \text{ ЭК}_2 + c \text{ ЭК}_3 + \dots),$$

где U —энергия кристаллической решетки; 256,1—коэффициент Капустинского; a, b, c —числа катионов и анионов в молекуле; ЭК—энергетический коэффициент ионов.

Порядок кристаллизации главных минералов протокристаллизации, т. е. оливин—пироксен→амфибол→биотит→кальцевый полевоый шпат→кварц, в основном совпадает с понижением энергии кристаллической решетки.

Для важнейших ионов, слагающих минералы протокристаллизации, можно написать следующий ряд в порядке уменьшения ЭК(4):

Ионы—	K	Na	Ca	Mg	Fe ^{II}	Fe ^{III}	Al	Si	[SiO ₄] ⁴⁻	[AlO ₄] ⁵⁻
ЭК.—	0,36	0,45	1,75	2,10	2,12	5,15	4,95	8,60	2,75	4,0

Известно, что биотит является минералом, химический состав которого весьма непостоянен (1). Химические анализы показали следующие колебания его состава (в %): K₂O 6,18—11,43, MgO 0,28—28,34, FeO 2,74—27,60, Fe₂O₃ 0,13—20,65, Al₂O₃ 9,43—31,69, SiO₂ 32,83—44,94. Непостоянен также химический состав амфибола (роговой обманки), причем широко меняются отношения магния к двухвалентному железу и алюминия к трехвалентному железу [1].

Широкие колебания количества ионов, слагающих биотит и амфибол, а также соответственных им величин ЭК-ов, создают возможность такого количественного сочетания ионов в обоих минералах, которое может привести к некоторому увеличению энергии кристаллической решетки биотита по отношению к амфиболу.

Предшествование биотита амфиболу (если оба они присутствуют в породе одновременно), вероятно, объясняется вышеуказанным сочетанием ионов с одной стороны, некоторым преобладанием иона калия над натрием в магме,—с другой.

Весьма вероятно, что энергия кристаллической решетки одновременно кристаллизующегося биотита различна и обусловлена его переменным составом и различным количественным сочетанием ионов различных ЭК-ов. Исходя из этого, можно предполагать, что в биотите ранних стадий сочетание

должно выразиться в увеличении ионов высоких ЭК-ов, а в биотите поздних стадий—наоборот.

Здесь при рассмотрении стадии выделения биотита следует учесть переменный состав других минералов, также влияющий на время кристаллизации биотита. Например, можно допустить, что биотит раньше амфибола образуется в том случае, если сочетание выражается в увеличении ионов высоких ЭК-ов в биотите, и наоборот—меньших ЭК-ов в амфиболе.

По всей вероятности, в кристаллической решетке биотита ранних стадий происходит также некоторое увеличение комплексных анионов $[\text{AlO}_4]^{5-}$ и, наоборот, уменьшение в амфиболе, так как величина ЭК-а отмеченного аниона значительно выше по сравнению с комплексным анионом $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Следовательно, для одновременно выделяющегося биотита значительную роль играет также количественное соотношение комплексных анионов $[\text{AlO}_4]^{5-}$ и $[\text{SiO}_4]^{4-}$ в кристаллических решетках биотита и тех минералов, у которых часть кремнекислородных тетраэдров может замещаться алюмокислородными тетраэдрами.

Это, конечно, теоретические рассуждения, нуждающиеся в проверке. Однако оптическим методом нами было установлено, что редкое частичное выделение биотита предшествовало тому моноклинному пироксену, у которого энергия кристаллической решетки сравнительно меньше других моноклинных пироксенов.

В исследованных нами породах моноклинный пироксен представлен либо авгитом, либо диопсидом, причем биотит выделился раньше диопсида, обладающего меньшей энергией кристаллической решетки, сравнительно с авгитом. Это довольно хорошо объясняется теорией парагенов Ферсмана, учитывающей концентрации ионов.

Известно, что величина парагенов минералов определяет их место в парагенетической последовательности, так как выделение минералов протокристаллизации идет в порядке уменьшения их величин парагенов. Для парагенов сложных минералов Е. С. Ферсманом была выведена следующая формула:

$$\Pi = \frac{\pi_1 a + \pi_2 b + \pi_3 c + \dots}{a + b + c + \dots}$$

где π_1, π_2, π_3 —соответствующие парагены ионов;

a, b, c —число данных ионов в соединении. По этой формуле легко можно вычислить параген диопсида— $(Ca, Mg) [Si_2O_6]$, равный 3,5, и авгита $Ca (Mg, Fe, Al) [(Si, Al)_2O_6]$, равный 4,5. Очевидно, что биотит скорее всего выделится раньше моноклинного пироксена с меньшей величиной парагена, т. е. диопсида.

В процессе дифференциации магмы увеличивается количество ионов Si, K и Na, наоборот, содержание ионов Fe, Mg, Ca и Al заметно убывает. Однако на отдельных стадиях эволюции магмы в зависимости от внешних геологических условий может происходить увеличение ионов ранней стадии протокристаллизации (благодаря ассимиляции). Очевидно, что в последнем случае нарушится схема кристаллизации минералов и возникнут минералы с более высокой энергией кристаллической решетки. По-видимому, этим можно объяснить, что в некоторых нами исследованных породах (в частности, щелочных) моноклинный пироксен представлен ксеноморфными зернами и часто приурочен к интерстициям между кристаллами минералов более поздних стадий. Этим объясняется также одновременная кристаллизация биотита.

Петрохимическая обработка интрузивных пород Центральной Армении показала, что эволюция магматического очага шла в направлении уменьшения содержания ионов Fe, Mg и Ca, но увеличения количества калия над натрием. Но так как магма вследствие процессов ассимиляции обогатилась ионами Mg и Fe, то кристаллизация биотита происходила в течение всей эволюции магмы после стадии выделения оливина и ромбических пироксенов.

В тесной связи с реакционными явлениями стоит зонарное построение плагиоклазов. В большинстве случаев зонарность плагиоклазов возникает при быстром охлаждении магмы, когда выделяющийся плагиоклаз не может прийти в равновесие с оставшейся еще жидкой магмой.

По периферии гранитоидных интрузивов нередко встречаются крупные кристаллы зонарных плагиоклазов, ядро кото-

рых соответствует битовниту. Такие зонарные плагиоклазы иногда состоят из нескольких друг от друга разграниченных зон.

В андезитовых породах Центральной Армении отмечаются кристаллы с ненормальной зонарностью, причем большей частью средняя зона более основная, чем ядро и внешняя оболочка.

Кристаллы плагиоклазов с обратной зонарностью часто образуются при быстром охлаждении магмы в случае наличия явлений переохлаждения. Однако в средней кислотности гранитоидах на участках распространения ксенолитов основных вулканогенных пород иногда встречаются кристаллы плагиоклазов, которые своим возникновением обязаны процессам ассимиляции. Видимо, благодаря ассимиляции посторонних пород повысилась основность магмы и потому вокруг выделившихся до ассимиляции кристаллов плагиоклаза отлагались более основные оболочки, а затем кислые.

В среднезернистых основных породах встречаются ненормально зонарные кристаллы, которые состоят из центральных и внешних кислых оболочек и средних основных, причем средние оболочки имеют неправильные разъеденные контуры. Повидимому, такую зонарность можно рассматривать как следствие реакционных взаимоотношений между последующими и предшествующими кристаллами плагиоклаза.

Вероятно, замещение ранее выделившихся основных кристаллов происходило не только по периферии, но и по центральным частям кристаллов, и потому остаток первоначального кристалла оказался зажатым между ядром и внешней оболочкой кислого кристалла. В пользу такого соображения говорит нахождение в ядрах некоторых кристаллов плагиоклаза мелких незамещенных реликтов ранее выкристаллизовавшихся основных зерен.

Из рассмотренных реакционных взаимоотношений можно сделать следующие выводы:

1. Кристаллизация породообразующих минералов из магмы происходит последовательно, причем выделение минерала данной стадии иногда сопровождается частичной кристаллизацией минералов других стадий.

2. Выделяющиеся первыми минералы, находясь в подвижном равновесии с жидким расплавом, реагируют с ним, давая в результате другие минералы.

3. Растворение и замещение происходит не только между минералами, различающимися друг от друга химической природой и иногда кристаллической решеткой, но и между кристаллами одного и того же типа минерала.

4. Вероятно, благодаря энергичным процессам замещения некоторые промежуточные типы минералов полностью разлагаются и исчезают, оказываясь неустойчивыми при последующих стадиях застывания магмы.

5. Выделение кристаллов минерала данной стадии происходит не сразу, не одновременно, а постепенно, в некотором промежутке времени.

6. Порядок кристаллизации минералов из магмы изменяется в зависимости от конкретных внешних геологических условий и от химической природы самой магмы.

7. Не может быть общей схемы, соответствующей порядкам кристаллизации всякого состава магмы и во всех геологических условиях.

8. Реакционные взаимоотношения играют существенную роль в познании порядка кристаллизации минералов.

9. Из двух срастающихся минералов ранним является тот, который содержит в себе незамещенные реликты минералов более ранних стадий кристаллизации магмы.

10. Из породообразующих минералов биотит имеет необычное поведение, которое не укладывается в рамки последовательности кристаллизации Боуэна и Розенбуша. Он проявляет тенденцию к выделению почти на всем протяжении кристаллизации магмы после оливина и ромбических пироксенов.

11. Необычное поведение биотита объясняется его переменным составом, химической природой магмы и ее развитием в конкретных геологических условиях во времени и пространстве.

12. Магматическая система на поздних стадиях своего развития, извне получая новые ионы, характерные для первичной стадии протокристаллизации, может дать минералы с более

высокой энергией кристаллической решетки, не свойственной поздним стадиям протокристаллизации.

13. Мирмекиты могут образоваться также в процессе замещения плагиоклаза кварцем в стадии выделения последнего.

14. Некоторые пегматитовые структуры возникают благодаря усиленным процессам замещения калиевого полевого шпата кварцем в момент кристаллизации последнего.

15. Ненормальная зонарность плагиоклазов в изверженных породах Центральной Армении возникла различными путями:

а) в результате изменения химического состава магмы процессами ассимиляции (в гранитоидах),

б) при быстром охлаждении магмы с наличием явлений переохлаждения (в андезитах),

в) вследствие реакционных взаимоотношений (в основных породах).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г.—Курс минералогии. Гос. изд. геол. лит.-ры. 1951.
2. Боуэн Н. Л.—Эволюция изверженных пород. Горн.-геол. нефт. изд-во, 1934.
3. Волженков А. И.—Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы. Труды ИГН АН СССР, вып. 21, 1940.
4. Сауков А. А.—Геохимия. Госгеолиздат, 1950.
5. Ферсман А. Е.—Геохимия, т. I III, ОНТИ, 1933, 1934, 1937.
6. Becke—Ulber Murmekit. Tsch. Min. U. Petr. Mitt. 1908, Bd. 22.
7. Sederholm J. J.—On Synantectik. Minerals. Bull. Comm. Geol. Finl. 1916, № 48.

Ա. Բ. ԲԱԼԱՍՅԱՆ

**ՌԵԱԿՑԻՈՆ ՓՈԽԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԳԵՐԸ
ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԻ ԱՆՋԱՏՄԱՆ ՀԱՋՈՐԴԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ
ԻՄԱՑՈՒԹՅԱՆ ՄԵՋ**

Ա մ փ ո փ ու մ

Ուսումնասիրելով գլխավոր ապար կազմող միներալների ռեակցիոն փոխհարաբերությունները, հեղինակը հանդուժ է հետևյալ եզրակացությունների.

1. Ռեակցիոն փոխհարաբերությունները խոշոր դեր են խաղում միներալների անջատման հաջորդականությունը որոշելու համար, ըստ որում վերջինս կարելի է դուրս բերել առանձին շարքերից, որոնք կառուցված են գլխավորապես ռեակցիոն փոխհարաբերությունների հիման վրա:

2. Միներալների բյուրեղացումը մագմայից կատարվում է հաջորդաբար, ըստ որում ամեն մի էտապի միներալի անջատումը հրբեմն ուղեկցվում է ուրիշ էտապների միներալների մասնակի բյուրեղացմամբ:

3. Սկզբում անջատվող միներալները հեղուկ հալոցքի հետ գտնվելով շարժուն հավասարակշռության մեջ փոխազդվում են և ի վերջո առաջացնում ուրիշ միներալներ:

4. Լուծումը և տեղակալումը կատարվում են ոչ միայն քիմիական կազմով և բյուրեղային ցանցով տարբերվող միներալների միջև, այլև միևնույն միներալի տարբեր բյուրեղների միջև:

5. Հավանաբար բուռն տեղակալման պրոցեսների հետևանքով որոշ միջանկյալ տիպի միներալներ լրիվ քայքայվում և անհետանում են, որովհետև նրանք անկայուն են դառնում մագմայի սառեցման հետագա էտապներում:

6. Տվյալ էտապի միներալի բյուրեղների անջատումը տեղի է ունենում ոչ թե միաժամանակ, այլ աստիճանաբար որոշ ժամանակամիջոցի ընթացքում:

7. Մագմայից միներալների բյուրեղացման կարգը փոփոխվում է՝ կախված երկրաբանական արտաքին պայմաններից և մագմայի քիմիզմից:

8. Չի կարող լինել մի ընդհանուր սխեմա, որը համապատաս-

խանի ամեն մի կազմի մագմաների բյուրեղացման կարգերին՝ երկրաբանական բոլոր պայմաններում:

9. Երկու հարաձված միներալներից սկզբնականը նա է, որն իր մեջ պարունակում է մագմայի բյուրեղացման սկզբնական էտապների միներալների շտեղակալված ռելիկտները:

10. Ապար կազմող միներալներից բիոտիտը ցուցաբերում է անսովոր վարք: Նա անջատվում է մագմայի բյուրեղացման համարյա ամբողջ ընթացքում՝ օլիվինից և ռոմբային պիրոկսեններից հետո:

11. Բիոտիտի անսովոր վարքը բացատրվում է նրա փոփոխական կազմով, մագմայի քիմիզմով և երկրաբանական կոնկրետ պայմաններում՝ ժամանակի և տարածության մեջ վերջինիս զարգամամբ:

12. Մագմատիկ սիստեմն իր զարգացման ուղ. աստիճաններում արտաքինից ստանալով պրոտոբյուրեղացման սկզբնական աստիճաններին հատուկ նոր իոներ, կարող է տալ համեմատաբար մեծ բյուրեղային ցանցի էներգիայի միներալներ, որոնք բնորոշ չեն պրոտոբյուրեղացման ուղ. աստիճաններին:

13. Միմեկիտները կարող են առաջանալ նաև պլագիոկլազների կվարցով տեղակալման պրոցեսում՝ կվարցի անջատման աստիճանում:

14. Որոշ պեգմատիտային կառուցվածքները առաջանում են դաշտային շպատների կվարցով տեղակալման բուռն պրոցեսների ժամանակ՝ դարձյալ կվարցի անջատման աստիճանում:

15. Կենտրոնական Հայաստանի մագմատիկ ապարներում պլագիոկլազների աննորմալ դոտիականությունն առաջացել է՝

ա) մագմայի քիմիզմի փոփոխման հետևանքով.

բ) մագմայի արագ սառեցման ժամանակ վերասառեցման երևույթի առկայության պայմաններում.

գ) ռեակցիոն փոխհարաբերության հետևանքով:

Միներալոգիայի և պետրոգրաֆիայի ամբիոն

Т. Ш. ТАТЕВОСЯН

О НАХОДКЕ ОЛИВИНОВОГО ГАББРО И ГРАНОГАББРО НА БАРГУШАТСКОМ ХРЕБТЕ

Главные выходы оливиновых габбро без ортоклаза и ортоклазом встречаются в водораздельной части Баргушатского хребта, обнажаются они южнее с. Сваранц, на склонах вершины с отметкой 2082,6 м, на восточных, северо-восточных склонах г. Арамазд. Южнее с. Сваранц, на небольшой седловине, оливиновое габбро в виде небольших выходов прорывают песчаники и порфириты юрского возраста. Крупные валуны этих пород встречаются ниже с. Сваранц, куда они попадают с северо-восточных склонов г. Арамазд. Ксенолиты оливиновых пород найдены также среди гранитоидных пород в окрестности г. Гямбел и верховьях р. Софулу.

Точные границы и взаимоотношения оливинового габбро и граногаббро с другими породами и между собой пока еще остаются не вполне изученными, но вышеуказанные факты говорят о их более древнем возрасте, чем гранитоиды Баргушатского хребта.

Оливиновое габбро и граногаббро макроскопически совершенно свежие, темные, среднезернистые крепкие породы, напоминающие троктолиты северо-восточного побережья оз. Севан. В полевых условиях различие граногаббро от оливинового габбро затруднительно и лишь микроскопическое изучение их позволяет обнаружить разницу между ними. Граногаббро своим минералогическим составом отличаются от оливинового габбро лишь значительным содержанием калиевого полевого шпата, чего в последних совершенно не наблюдается.

В минералогическом составе оливинового габбро принимают участие плагиоклаз, оливин и моноклинный пироксен как

главные составные части породы. Из второстепенных минералов в составе породы принимают участие рудный минерал и апатит, а из вторичных минералов—биотит, хлорит, серпентин и серицит.

Плагиоклаз в породе составляет примерно 60% общей массы породы и представлен совершенно свежими таблитчатыми зернами с полисинтетическим двойникованием в большей части по альбитовому закону. Номер плагиоклаза определен на разрезах MP , где угол $CN_p=38^\circ$ и соответствует лабрадору основного состава с номером 68.

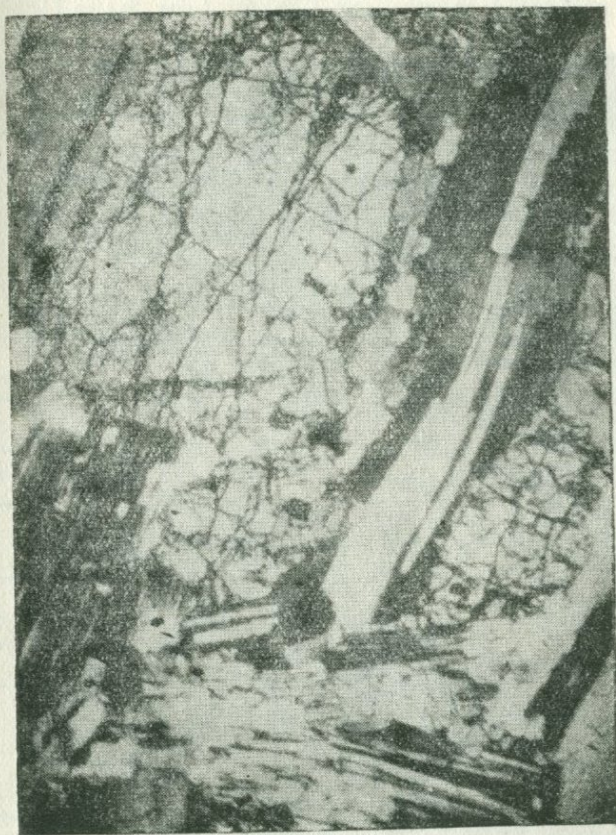
Оливин составляет примерно 10—15% общей массы породы и встречается в виде изометрических свежих зерен с высоким рельефом и характерной трещиноватостью. Трещины оливина заполнены хлорит-серпентином желто-зеленоватого или темно-бурого цветов. В большей части оливин превращается в светло-зеленоватый серпентин. В скрещенных николях оливин обнаруживает чистые интерференционные окраски третьего порядка. Оптические данные оливина следующие: сила двупреломления, $Ng-Np=$ до 0,038, угол оптических осей, $2V=86^\circ$, положительный.

Моноклинный пироксен представлен призматическими, слегка зеленоватыми зернами, составляет 8—10% породы.

Необходимо указать, что количественное соотношение минералов в оливиновом габбро быстро меняется. В некоторых образцах (№ 132) количество пироксена доходит до 30%, а оливина—до 5—8%. Пироксен в породе отличается удлиненными контурами, высоким рельефом и совершенной спайностью. Достаточно трещиноватые, но свежие зерна пироксена содержат много включений рудного минерала, вокруг которого в пироксене развивается вторичный биотит. Оптические показатели пироксена следующие: $CNg=40^\circ$, $2V=$ до 60° положительный, $Ng-Np=0,028$. Приведенные данные говорят о том, что пироксен этот представлен диопсидом.

Рудный минерал в виде мелких изометрических контуров часто встречается во всех главных минералах породы как включение. Во многих случаях рудный минерал окружен биотитом независимо от того, в каком минерале он заключен.

В отраженном свете рудный минерал имеет металлический серый блеск и принадлежит к магнетиту. Составляя всего несколько процентов общей массы породы, магнетит большей частью приурочен к темноцветным минералам. Помимо идио-

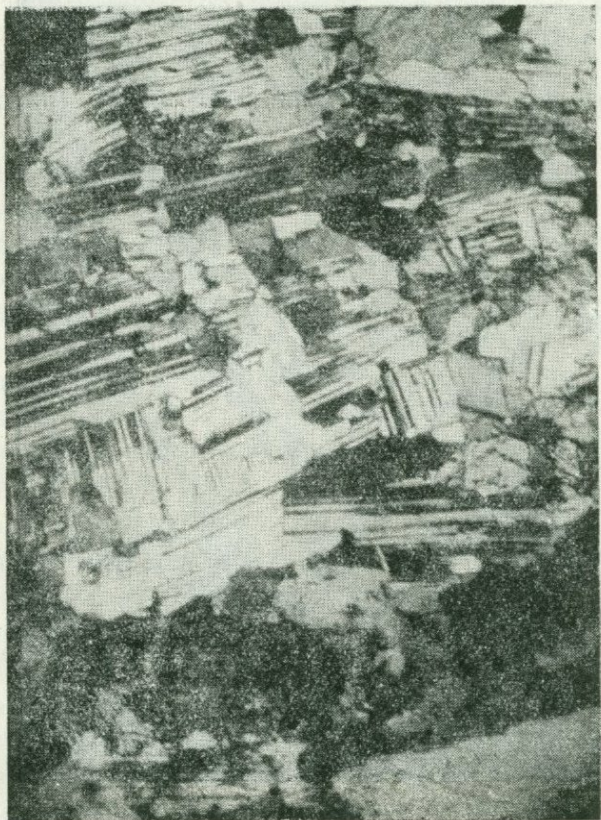


Фиг. 1. Микрофото оливинового габбро (обр. 140) в скрещенных николях, х30.

морфных включений магнетита, в породе имеются также аллотриоморфные зерна рудного минерала, заполняющие промежутки между главными составными частями породы.

Апатит встречается в виде неправильных мелких зерен. Отличается он высоким рельефом, низкими цветами интерференции, прямым погасанием и отрицательным удлинением.

Хлорит является вторым вторичным минералом после серпентина и вместе с последним образует мелкие контуры и заполняет трещины в темноцветных минералах. Второстепенные и вторичные минералы составляют ничтожный процент оливнинового габбро.



Фиг. 2. Ориентированные зерна плагиоклаза в оливниновом габбро (обр. 142) в скрещенных николях, х30.

Для структурной характеристики оливнинового габбро необходимо указать на следующие моменты. Оливин является самой идиоморфной составной частью среди главных минералов породы, однако в оливине в виде включений встречаются мелкие зерна плагиоклаза, указывающие на то, что некоторая

Таблица 1

	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.
SiO ₂	43.50	724	47.20	786	49.66	827	49.56	825
Al ₂ O ₃	23.16	228	20.43	200	20.01	196	16.59	163
Fe ₂ O ₃	10.22	064	5.92	037	6.71	042	4.81	030
FeO	2.94	041	6.24	087	4.36	061	5.88	082
MgO	2.21	055	4.84	120	7.00	174	7.10	176
CaO	13.38	239	12.04	215	6.87	122	9.79	175
Na ₂ O	2.54	041	1.84	030	2.29	037	2.06	033
K ₂ O	0.68	007	0.96	011	0.58	006	3.08	033
п. п. п.	0.88	047	1.20	067	1.34	072	0.50	028
TiO ₂	0.33	004	0.41	005	0.84	010	0.82	010
MnO	0.10	001	0.05	—	0.11	001	0.09	005
Сумма	99.94	—	100.57	—	99.83	—	100.28	—

Автор	Т а т е в о с я н Т. Ш.			
Автор №	142	117	416	148
Аналит.	Джрбашян Г.	Джрбашян Г.	Джрбашян Г.	Джрбашян Г.
Название породы	Оливинов. габбро	Ксенолит. оливин. габбро	Оливин. габбро	Шонкиниты
Место взятия	Сев.-вост. с. Сваранц	Юго-вост. г. Гямбел	Ксенолит в гранитоидах Софулу	Юго-запад. с. Сваранц

Числовые характеристики пород по методу А. Н. Заварицкого

a	7.3 5.9 6.0 9.0
c	13.9 11.6 8.5 6.6
b	22.0 24.6 26.7 27.3
s	56.5 57.7 58.6 56.9
a	20.7 16.6 16.2 19.4
f'	59.8 47.7 38.2 36.6
m'	19.3 35.6 45.5 43.9
n	85.4 73.2 86.00 50.0

часть последнего кристаллизовалась раньше оливина. Пироксеновые мелкие зерна и рудный минерал часто образуют сгустки, их равномерное распределение в породе наблюдается редко (фигура 2).

Характерно также то, что в этих породах проявляется некоторая слабо выраженная ориентировка плагиоклазовых зерен и признаки катаклаза, в результате чего многие зерна плагиоклаза слегка деформированы, искривлены и обнаруживают волнистое погасание (не зональное). Все эти косвенные факты также свидетельствуют о том, что интрузивные тела оливинового габбро имеют древний возраст и подвергались позднейшим тектоническим воздействиям больше, чем гранитоиды северных склонов Баргушатского хребта.

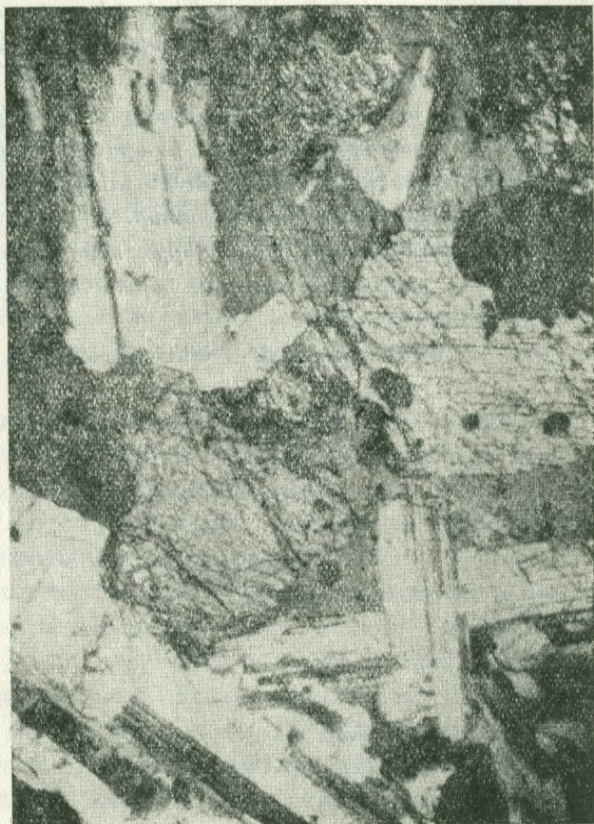
Граногаббро или ортоклазовое габбро отличается от оливинового габбро только значительным присутствием калиевого полевого шпата в его минералогическом составе. Остальные минералы, описанные в оливиновом габбро, встречаются и в граногаббро с теми же признаками и характерными свойствами. По сравнению с оливиновым габбро в граногаббро несколько больше бурого биотита, а калиевый полевой шпат составляет, примерно, 15—20% общей массы породы.

Калиевый полевой шпат в виде ксеноморфных зерен заполняет промежутки остальных главных минералов породы, отличается низким рельефом, розоватым дисперсионным эффектом и тонкими следами спайности, с которыми минерал дает погасание под углом 5—6°.

Калиевый полевой шпат совершенно свежий и показатель преломления явно меньше показателя канадского бальзама.

Микроструктура как оливинового габбро, так и ортоклазового габбро габбро-офитовая.

Химический состав оливинового габбро и ортоклазового габбро характеризуется данными, приведенными в таблице 1.



Фиг. 3. Микроструктура габбро с ортоклазом (оор. 148).

Թ. Շ. ԹԱԳԵՎԱՍԵԱՆ

ԲԱՐԳՈՒՇԱՏԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ ՀՅՈՒՍԻՍԱՅԻՆ ԼԱՆՋԵՐՈՒՄ
ԳՏԵՎԱԾ ՕԼԻՎԻՆԱՅԻՆ ԳԱԲՐՈՆԵՐԻ ԵՎ
ԳՐԱՆՈԳԱԲՐՈՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

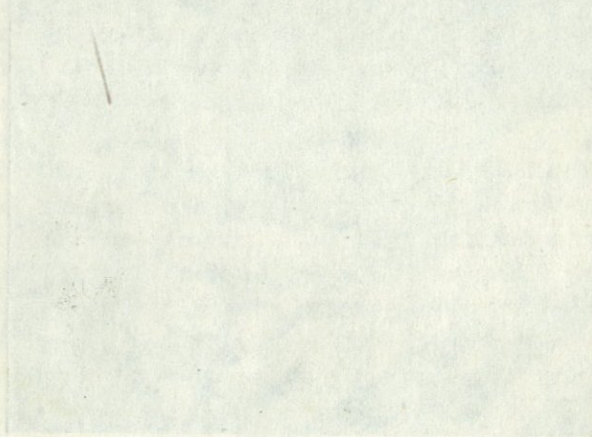
Սույն համառոտ հոդվածում նկարագրվում են Բարգուշատի-
լեռների հյուսիսային լանջերում փոքր ելքերով մերկացող օլիվի-

նային գաբրոներն ու գրանոգաբրոները, որոնք պատուում են յուրայի հասակի ավազաքարերն ու պորֆիրիտները և քսենոլիտների տեսքով պատահում են այդ նույն շրջանի ավելի երիտասարդ հասակի գրանոգիորիտային ինտրուզիաներում:

Ելնելով մի քանի նախնական տվյալներից, հեղինակը ենթադրում է, որ մինչև գրանոգիորիտային ինտրուզիաների տեղագրումը Բարգուշատի լեռներում գոյություն են ունեցել օլիվինային գաբրոների և գրանոգաբրոների ինտրուզիաներ:

Այնուհետև բերվում է այդ ապարների պետրոգրաֆիական նկարագրությունը և քիմիական կազմն արտահայտող մի աղյուսակ:

Միներալոգիայի և պետրոգրաֆիայի ամբիոն



В. П. АСРАТЯН

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА

Эоценовые отложения (средний и верхний) приереванского района наиболее полно представлены в междуречье Азат и Раздан.

Породы верхнего эоцена, по А. А. Габриеляну, совершенно согласно залегают над отложениями среднего эоцена и покрываются породами нижнего олигоцена. Переход из одного яруса в другой происходит постепенно, поэтому контактную линию приходится проводить условно.

Отложения верхнего эоцена обнажаются к северо-востоку от с. Гохт и юго-востоку от с. Соцгюх. Отсюда эти породы тянутся к югу, параллельно долине р. Азат, где их выход постепенно расширяется. Эти отложения тянутся на юго-восток, в сторону Араратской долины, где они, вследствие погружения Ераносской антиклинальной складки, покрываются мощными молодыми осадками. В фаунистическом отношении эти отложения очень бедны; только в песчаниках, обнажающихся у с. Барцрашен (новая Битлиджа), встречаются остатки микроорганизмов.

Основными особенностями, характеризующими верхнеэоценовые отложения приереванского района, являются: ритмичное чередование, вследствие чего они приобретают флишеподобный характер—метафлиш, и непостоянство литологического состава. Повторение в отдельных пачках происходит в основном в пределах пород трех компонентов-песчаников различных фракций глин и мергелей.

Изучение характера чередования пород по разрезу показывает, что преобладающими являются различные полимиктовые песчаники, глины, мергели и песчанистые мергели. Они

имеют неодинаковые распространения по разрезу, что и дает нам возможность подразделить породы верхнего эоцена на две подсвиты.

I подсвита—песчаники, глины и мергели, которые являются основным ядром и, чередуясь, образуют мощную толщу.

II подсвита. В этой части свиты картина несколько меняется. Глины здесь переходят на второй план, и вся свита слагается из песчаников и мергелей.

При переходе от верхнего эоцена к нижнему олигоцену наблюдается преобладание песчаников. Количественное соотношение пород по разрезу имеет приблизительно следующую картину: песчаники 40—45%, мергели и песчанистые мергели 50—55%, глины 5—10%. Если взять всю свиту, то получим следующую картину: песчаники 40%, мергели 40—45%, глины 15—20%.

Ниже приводится литолого-петрографическое описание этих пород.

Песчаники этого возраста имеют неодинаковый гранулометрический состав, поэтому их подразделяем на три группы:

1. Грубозернистые и крупнозернистые песчаники

Эти песчаники встречаются в верхней части свиты в виде мощных слоев; в остальных частях разреза они выражены прослойками. Состоят из обломков различных пород, зерен минералов, часть обломков имеет диаметр 2—3 мм. Песчаники имеют плохую сортировку, зерна их неокатанные, серо-желтого, серо-коричневого и зеленоватого цветов. Цемент песчаников выражен карбонатом кальция, поэтому они довольно плотные и часто образуют мелкие карнизобразные выступы. Среди этих песчаников встречаются такие виды, которые образуют пластинкообразные зазубрины, толстые пластинки 25—35 см, иногда они дают мелкие шаровидные отдельности со слабым концентрическим строением.

Минералогический состав: полевые шпаты, биотит, кальцит, хлорит, кварц, рудные минералы, обломки эффузивов.

глинистый материал, остатки микроорганизмов и др. Из них пороодообразующими являются полевые шпаты — 20 — 25%, обломки эффузивов 40 — 45%, глинистый материал до 15% и остальные минералы 10 — 15%. Под микроскопом среди обломков полевых шпатов иногда видны крупные кристаллы плагиоклазов (№ 32); значительное распространение имеют призматические зерна плагиоклазов с простыми и полисинтетическими двойниками. Вообще свежих обломков мало, большей частью они разрушены, сильно пелитизированы и карбонатизированы. Среди обломочного материала по количеству и по размеру особенно выделяется пирокластический материал. Последний имеет неравномерное распространение и частично подвергся диагенетическому процессу.

Пирит в основном развит в виде округленных зерен, местами переходящих в лимонит. Из редко встречающихся минералов можно отметить кварц, пластинки хлорита, биотита. Последний в образовании отложений никакой роли не играет. Цементом является карбонат кальция, смешанный с глинистым и туфогенным материалом. Тип цемента—контактно-поровый.

2. Среднезернистый песчаник

Эти песчаники по сравнению с грубозернистыми имеют наибольшее распространение и полимиктовый характер. Слоистость и сортировка обломочного материала хорошо выражены. Окатанности не наблюдается. Среди этих песчаников можно выделить рыхлые и плотные разновидности. У последних наблюдаются шаровидные и плитчатовидные отдельности. Цвет рыхлых песчаников серо-желтоватый, светло-серый, а плотные песчаники имеют более темный цвет. Эти песчаники чередуются с мергелями, глинами и другими породами. Местами наблюдается постепенный переход от одного вида породы в другой.

Минералогический состав: полевые шпаты, кварц, кальцит, биотит, хлорит, рудные минералы, обломки эффузивов, глинистый материал, вулканическое стекло и продукты разрушенных минералов и остатки микроорганизмов. Основная часть обломочного материала состоит из минералов группы полевых шпатов 20 — 25%, эффузивов — 30 — 35%. Минералы, как

кварц, составляют 3 — 5%, глина 5 — 10%, хлорит 4 — 5%, вулканическое стекло 3 — 6%, остальные минералы, вместе взятые, не более 5%.

Плагиоклазы большей частью встречаются в разложенном виде (соссиоритизация) и определяются с трудом. По сравнению с грубозернистыми эти песчаники более богаты кислыми плагиоклазами. Большой частью они выражены полисинтетическими двойниками с тонкими полосками. Обломки групп полевых шпатов и зерна других минералов в основном не окатаны, лишь на единичных обломках наблюдаются слабые следы окатанности.

Эффузивный материал в значительной мере разрушен и иногда в нем с трудом обнаруживаются лейсты плагиоклазов. Продуктов разложения так много, что все минералы, без исключения, имеют мутные оттенки.

Глинистый материал во всех шлифах имеет пятнообразное распространение и большей частью буровато-желтоватый цвет, очевидно являющийся результатом механической примеси порошкообразного лимонита с окисью железа. Остатки микроорганизмов встречаются почти во всех шлифах, особенно много их в шлифе 267, где они составляют свыше 5% обломочного материала. Цемент в основном выражен карбонатом кальция, в отдельных шлифах, кроме кальция карбоната, в состав цемента входят хлорит, глинистые и туфогенные материалы.

3. Тонкозернистые песчаники и алевролиты

Песчаники этого вида встречаются во всех частях разреза, но значительно в средних его частях; иногда они обнаруживают алевритовый характер. Цвет этих песчаников желтовато-серый, светло-желтоватый, с рыхлым характером. Цемент их глинистый, изредка известковистый. Среди этих песчаников встречаются отдельные слои и прослойки алевролитов. Слоистость выражена хорошо. Часто наблюдается микрослоистость. Наряду с рыхлыми песчаниками встречаются слои и прослойки более плотных песчаников, имеющих темный цвет. В песчаниках встречаются мелкие включения глины и мергелей диамет-

ром 1 — 3 см. Мощность плотных песчаников достигает 10—20 см и они повторяются через каждые 1 — 1,5 м, образуя мелко-карнизообразные выступы.

Минералогический состав: мелкие зерна полевых шпатов, кварц, кальцит, хлорит, рудные минералы, туфогенные и глинистые материалы, продукты разрушенных минералов и остатки микроорганизмов. Структура разнотельная. Значительная часть обломочного материала состоит из различных номеров плагиоклаза; преобладающим большинством является кислая разновидность, номер которой не всегда удается точно определить.

По сравнению с грубой фракцией песчаников в этих песчаниках обломков эффузивов значительно меньше. Сильная их разрушенность не дает возможности их точного определения. Зерна кварца встречаются часто, но в составе породы имеют второстепенное значение. Иногда мелкие агрегаты их дают скопления в виде мелких гнезд. Хлорит, рудные минералы, а также глинистый материал иногда окаймляют зерна минералов и обломки пород. Цемент кальцито-глинистый и туфовый. Тип цемента—поровый.

Породы пелитовой фракции—глины и мергели. Породы этой фракции в свите верхнего эоцена имеют широкое распространение, особенно в нижней части разреза, где чередуются с песками или залегают в виде прослойки в песчаниках. Кверху разреза глины и мергели постепенно уменьшаются и переходят на второй план.

Здесь же наблюдается постепенное увеличение (в глинах и мергелях) количества песчаного материала, поэтому порода приобретает песчаный характер. Известковые разновидности наиболее плотны и дают неровные остроугольные обломки. Цвет во всех разновидностях серо-желтоватый, серо-коричневатый, часто голубоватый. Слоистость хорошо выражена. В отдельных слоях глины встречаются скопления кристалликов гипса, иногда количество их столь велико, что глины можно назвать гипсоносными.

С целью выяснения фракционного содержания песчаников небольшое количество образцов было подвергнуто механическому анализу.

Таблица 1

№№ п/п	№№ образц.	Больше 1 мм в %	1—0.5 мм в %	0.5— 0.25 мм в %	0.25— 0.05 мм в %	0.05— 0.01 мм в %	Меньше 0.01 мм в %
1	228	6.65	38.90	0.90	19.00	3.50	31.05
2	258	20.95	21.70	0.65	12.50	3.65	40.55
3	267	17.85	43.05	1.55	11.90	3.05	22.60
4	249	8.68	40.02	1.05	20.00	5.50	24.65
5	265	—	0.22	15.32	40.15	10.22	34.07
6	232	19.82	45.02	3.51	10.08	2.05	19.48

Из приведенной таблицы видно, что в песчаниках преобладающим большинством являются материалы двух фракций — от 1—0.5 мм составляют 31% и меньше 0.1 мм 29%. Третье место занимает материал больше 1 мм, что в среднем составляет 15%.

Эти данные показывают, что песчаники не отсортированы. Во всех образцах наблюдается повышенное содержание пелитового материала.

Минералогический состав пород верхнего эоцена

Путем минералогического анализа пород верхнего эоцена обнаружено свыше 20 минералов различных групп (см. таблицу 2). Исследования показывают, что, исходя из генетического характера минералов, мы их можем подразделить на следующие группы: 1) терригенные (алотигенные), 2) аутигенные, 3) пирогенные и минералы других групп. Ниже приводится описание обнаруженных минералов для каждой фракции в отдельности.

1) Тяжелая фракция рудных минералов.

В состав тяжелой фракции рудных минералов входит не-большой комплект минералов.

Ильменит обнаружен лишь в двух образцах: 228—3% и 223—10%. Обычно встречается в неправильных полуокруг-ленных зернах серо-малинового цвета. На отдельных зернах в

Петрографический состав пород верхнего эоцена приереванского района

№ № п/п	Типы пород	№ образцов	Рудные минералы			Нерудные тяжелые минералы												Легкие минералы						
			Ильменит	Магнетит	Гематизир. и лимонит. минералы	Авгит	Апатит	Биотит	Глукоцит	Глукофан	Гранат	Обыкн. ро- гов. обмен.	Сфен	Хлорит	Циркон	Эпидот	Разложн. минералы	Кварц	Карбонаты	Обломки лав	Мусковит	Плагиоклазы	Разложн. минерал.	
1	Мергель	80	—	ез	з	—	Р	—	—	—	—	—	—	—	—	—	97	—	—	—	—	з	97	
		93	—	—	5	—	Р	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	95	—	—	—	—	ез	100
		149	—	ез	—	ез	—	Р	—	—	—	—	—	—	—	—	100	ез	—	—	—	—	ез	93
2	Крупно-и среднезернистые песчанники	228	з	10	—	—	Р	15	4	Р	ез	10	Р	ез	ез	—	55	Р	ез	5	Р	30	65	
		232	10	40	з	Р	—	10	Р	ез	—	з	Р	Р	Р	—	37	Р	ез	10	—	35	55	
		249	ез	20	15	—	—	Р	Р	Р	—	—	ез	Р	Р	ез	64	Р	—	—	Р	50	50	
		250	—	—	с	—	—	Р	—	—	ез	5	ез	—	—	—	95	—	—	35	—	2	63	
		258	—	2	5	—	—	Р	з	—	—	ез	—	—	—	—	90	2	30	ез	—	20	48	
3	Тонкозернистые песчанники и алевролиты	114	—	—	5	—	—	Р	—	—	ез	—	Р	ез	—	—	95	—	—	15	—	5	80	
		150	ез	—	1	—	—	Р	—	—	ез	5	—	—	—	—	94	—	—	—	—	2	98	
		265	Р	15	20	ез	—	—	8	1,4	Р	—	1,4	1,4	—	з	50	Р	Р	Р	—	20	78	

условиях отраженного света наблюдается металловидный блеск.

Магнетит встречается во многих образцах, особенно много его в обр. №№ 232, 249 и 228, где содержание магнетита достигает 40; 20 и 10% (по порядку номеров образцов). В остальных образцах 1—2% или встречается единичными зернами.

Магнетит встречается в виде угловато-округленных зерен, редко попадаются мелкие октаэдры плохой сохранности. В отраженном свете обнаруживается серо-металловидный блеск. На отдельных зернах наблюдается процесс лимонитизации.

Гематизированные и лимонитизированные минералы

Обнаружены в образцах №№ 249 и 267, количественное содержание 15 — 20%. Встречаются в виде серо-желто-бурых зерен с различными формами.

2. Нерудные тяжелые минералы

Биотит встречается во всех анализируемых образцах единичными зернами, лишь в двух образцах содержание биотита колеблется от 8 до 15%. Биотит встречается в основном пластинками, угловатыми зернами с изорванными краями. Цвет светло-коричневый и желтовато-коричневый.

Глаукофан обнаружен в 5 образцах. Является редко встречающимся минералом; лишь в одном образце № 265 количество глаукофана доходит до 1,4%. Встречается в виде неправильных и удлиненных зерен. В некоторых зернах встречается характерный плеохроизм, штрихи которого параллельны главной оси.

Окраска голубовато-синяя. Является неруководящим минералом.

Гранат встречается в виде единичных зерен. Во многих образцах представлен железисто магнезиальным адьмандином. Форма зерен неправильная, угловатая.

Обыкновенная роговая обманка выявлена в 4 образцах из 11, в двух образцах 228 и 250 количество этого минерала.

колеблется от 5 до 10%. Форма обломков представлена большей частью призматическими зернами с неправильными концами. На некоторых зернах наблюдаются следы спайности. Цвет от светло-зеленоватого до темно-зеленоватого, плеохроизм хорошо выражен. На поверхности у некоторых зерен намечаются мелкие пятна и точки хлоритизации.

Топаз является редко встречающимся минералом, обнаружен лишь в образце № 232. Форма зерен неправильная, угловатая.

Сфен обнаружен в 3 образцах из 11. В 2 образцах встречается редко и единичными зернами. В обр. № 265—1,4%. Форма зерен неправильная. Изредка попадаются характерные для сфена клиновидные формы. Спайности на обломках не наблюдается. Окраска сероватая, иногда с оранжевым оттенком.

Хлорит из исследованных 11 образцов обнаружен в 5 образцах. Является редко встречающимся минералом. В одном образце № 265 количество хлорита составляет 1,4%. Встречается в виде неправильных и зазубренных пластинок с зеленоватым цветом, редко встречается отдельными пластинками желто-бурого цвета с зеленоватым оттенком, похожим на бледный биотит. Плеохроизм хорошо наблюдается у зеленых хлоритов.

Циркон встречается редко или единичными зернами (обнаружен в 3—4 образцах). Форма зерен разнообразная, от округленных до неправильных. Окраски не наблюдается.

Разложенные минералы составляют основную часть тяжелой фракции нерудных минералов. Характер их разнообразен по форме, цвету, степени разложенности. Иногда у отдельных минералов степень разложения так глубока, что становится трудным определить первичный материал. Процентное содержание этих минералов колеблется в большом интервале от 50 до 95%, а иногда и больше.

Минералы легкой фракции. В эту группу входят немногие минералы: кварц, карбонаты, мусковит, полевые шпаты, вулканическое стекло, обломки лав и др. Некоторые из них являются пороодообразующими. Так, например, полевой шпат, разложенные минералы и другие.

Кварц встречается редко. Обнаружен в некоторых образ-

пах. Форма разнообразная, большей частью неправильная, угловатая. Цветных разновидностей кварца не встречено.

Обломки лав. Среди обломочного материала имеют значительное распространение, от 3 до 35%. Форма зерен разнообразная, угловатая, остроугольная, полуокатанная и т. д. Большой частью они свежие, но попадаются и разложенные обломки.

Полевые шпаты являются породообразующим минералом, встречаются как кислые, так и основные плагиоклазы, но кислые разновидности в отдельных образцах являются преобладающими. Размер зерен от мелкой фракции до крупной, от 0,5 до 1 мм. По форме преобладают угловатые обломки, иногда встречаются и призматические зерна (кристаллические с характерной формой), с простыми и полисинтетическими двойниками. Среди разложенных обломков иногда встречаются и свежие разновидности. Разрушение полевых шпатов выражено процессами пелитизации, карбонатизации и отчасти серицитизации. Процентное содержание колеблется в больших пределах, от 5 до 50%.

Разложенные минералы являются основным ядром обломочного материала и продуктом разложения различных минералов. Они имеют всевозможные формы. Окатанности почти не наблюдается, размер зерен колеблется в широких пределах; процентное содержание 50 — 98%.

Минералогический состав пород среднего эоцена описанными минералами не ограничивается. Обнаружено большое количество минералов, но, имея в виду то обстоятельство, что некоторые минералы встречаются единичными зернами, о них не упоминаем.

Петрографическое исследование прозрачных шлифов и минералогическое изучение (иммерсионный метод) дают нам возможность отметить некоторые особенности и характерные черты пород верхнего эоцена, сравнивая с породами нижнего и среднего эоцена.

1. В породах верхнего эоцена наблюдается значительное уменьшение количества пирокластического материала.

2. В области образования породы основным ядром являются минералы легкой фракции, полевые шпаты, разложенные

минералы, карбонаты, отчасти пирокластические материалы и другие.

3. Крайне ограниченное распространение кварца свидетельствует о том, что образование терригенного материала происходило не за счет разрушения кислых изверженных горных пород.

4. Вследствие недалекого переноса и характера материнских пород все виды исследованных пород имеют полимиктовый характер, в особенности песчаники.

5. Изучение всех видов пород показывает, что карбонаты кальция имеют значительное распространение (особенно в цементе песчаников).

6. В составе тяжелой фракции существенное значение имеют следующие минералы: ильменит, магнетит, обыкновенная роговая обманка и отчасти биотит; остальные минералы этой же фракции, как, например, гематит, лимонит, авгит и ряд других минералов играют второстепенную роль. Часто отдельные минералы обнаруживаются лишь единичными зернами.

7. Среди обломочного материала имеется большое количество разрушенных минералов, что объясняется возможным их выветриванием еще в коренной породе и в особенности процессами диагенеза.

8. Большое содержание неустойчивых минералов отчасти говорит о близости морского бассейна к зоне денудации.

9. Характер осадков, их мощность, структурные особенности, остатки ископаемых организмов и ряд других факторов говорят о том, что накопление обломочного материала и образование различных пород происходило в условиях нормальной морской среды.

10. Исходя из характера пород верхнего эоцена, их механического состава, фракционной особенности, ритмичного чередования пачек, их можно отнести к метафлишу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богачев В. В.—К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.
2. Асратян В. П.—Геолого-литологический очерк третичных отложений приереванского района. Фонд Ер. гос. унив. им. В. М. Молотова, 1950.
3. Асратян В. П.—Литология и петрография третичных отложений Котайкского района. Фонд Ер. гос. унив. им. В. М. Молотова, 1948.
4. Габриелян А. А.—Третичные отложения Котайкского района Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
5. Габриелян А. А.—Третичные отложения бассейнов рек Веди, Азат и Раздав. Библ. ИГН АН Арм. ССР, 1948.
6. Месропян А. И. и Мкртчян С. С.—Геолого-литологический очерк третичных отложений приереванского района. 1949, фонд И-та ГН АН Арм. ССР.
7. Назарян А. Н.—Стратиграфия третичных отложений Котайкского района. Фонд Арм. ГУ, 1943.
8. Паффенгольц К. Н.—К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всер. мин. общ., т. XVII, 1938, № 2.
9. Паффенгольц К. Н.—Ответ на критику В. В. Богачева. Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 5.

Վ. Պ. ՀԱՄՐԱԹՅԱՆ

ՄԵՐԶԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ԷՈՅՆԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ
ԼԻԹՈԼՈԳԻ-ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱԿԱՆ ՀԱՄԱՌՈՏ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մերձերևանյան շրջանի էոցենի նստվածքները (ստորին, միջին և վերին) ավելի լրիվ արտահայտված են Ազատ և Հրազդան գետերի միջև:

Վերին էոցենի նստվածքները, ըստ Ա. Հ. Գաբրիելյանի, ներդաշնակ տեղադրված են միջին էոցենի ապարների վրա և ծածկվում են ստորին օլիգոցենի նստվածքներով:

Մերձերևանյան շրջանի վերին էոցենի նստվածքների հիմնական հատկանիշներից է նրանց լիթոլոգիական կազմի անկայունությունը, ինչպես և ռիթմիկ հաջորդական կրկնությունը, որի հետևանքով ապարները ձեռք են բերում ֆիշանման բնույթ և նրանց վերագրում ենք մետաֆիշներին:

Մետաֆլիշներում տիրապետող ապարներն են՝ տարբեր ֆրակցիայի ավազաքարերը, կավերը, մասամբ մերգելները և այլն:

Վերին էոցենի ապարների կազմավորման գործում առաջնակարգ դեր են խաղացել թեթև ֆրակցիայի միներալները՝ դաշտային շպատները, պլագիոկլազները, կալցիկարբոնատները, էֆուզիվ ապարների բեկորները և տարբեր երկրորդական միներալները:

Այդ ապարներում, բացի թեթև ֆրակցիայի միներալներից, հանդիպում են հանքային և ոչ հանքային ծանր ֆրակցիայի միներալներ, որոնք ապարների կազմավորման գործում ոչ մի դեր չեն խաղում, չնայած նրանք իրենց տեսակների թվով ավելի շատ են թեթև ֆրակցիայի միներալների համեմատությամբ:

Ապարների միներալոգիական ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ անխտիր բոլոր ապարները ունեն պոլիմիկտային բնույթ, մեխանիկական կազմի տեսակետից խիստ խաչաքարեղեն են, և նրանց մեխանիկական դիֆերենցիացիան վատ է արտահայտված:

Մետաֆլիշների սերիայի ապարների լիթոլոգո-պետրոգրաֆիական ուսումնասիրության հիման վրա հանգել ենք մի շարք եզրակացությունների՝ նրանց ծագման, ապարառաջացման միջավայրի, քայքայման, մերկացման և կոտակման գոտիների տեղերի, քայքայվող մայր ապարների բնույթի և այլ հարցերի վերաբերյալ:

Միներալոգիայի և պետրոգրաֆիայի ամբիոն:

Г. О. ГРИГОРЯН

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ «ЛАБРАДОРОВЫХ АНДЕЗИТОВ» ДАРАЛАГЯЗА

При разрешении ряда проблем петрологии и металлогении большое значение приобретает правильное определение роли среды на формирование пород верхних структурных ярусов, прорванных интрузивами.

Настоящую статью мы посвящаем одной из сторон этого сложного явления—процессу ассимиляции и гибридизма в пределах Даралагязского рудного района Арм. ССР, в связи с внедрением Гюмушханской (басс. р. Коловат), Газминской (район г. Теке-Долдуран), Каялинской и Гюй-Дагской (Джермукской) групп малых интрузий. В результате проведенных работ выяснено, что на всех этих участках в контактовых зонах интрузивов развиты гибридные породы, ранее описанные как «лабрадоровые андезиты» вулканогенной толщи.

Установлению тесной генетической и пространственной связи между интрузиями и «лабрадоровыми андезитами» мы придаем важное поисковое значение, ибо обнаружение и картирование «лабрадоровых андезитов» (или иных гибридных пород) может служить надежным признаком наличия на глубине не вскрытых еще эрозией интрузивных массивов, с которыми связаны и вокруг которых, часто среди «лабрадоровых андезитов», концентрируются рудные месторождения.

Приносим свою глубокую благодарность проф. И. Г. Магакяну и А. Т. Асланяну, которые взяли на себя труд прочесть данную статью в рукописи и сделали ряд замечаний, учтенные нами при окончательном ее оформлении.

1. Краткая геологическая характеристика пород, связанных с процессом ассимиляции

В исследованном районе (Даралагяз) интрузивные породы прорывают вулканогенно-осадочные отложения эоцена и туфогенные породы олигоцена. Геологический разрез упомянутых образований вне радиуса действия интрузивных массивов характеризуется, по К. Н. Паффенгольцу, следующими особенностями: в центральной части области (басс. среднего течения р. В. Арпа) имеется полный разрез нижнего и среднего эоцена преимущественно в известково-песчанистой фации. К северу, северо-востоку и востоку от этого места низы (?) среднего эоцена выражены преимущественно в вулканогенной фации (туфы, туфобрекчии, различные андезиты и др.). Олигоценовые образования представлены в своей нижней части туфами и туфобрекчиями более основного состава (см. данные хим. анализа пробы № 6), перемежающимися с плагиоклазовыми, амфиболовыми и пироксеновыми андезитами.

Принимая эти нормальные разрезы эоцена и олигоцена как «эталоны», отмечаем, что описанные нами андезиты не находят в них свое определенное стратиграфическое место и были отнесены в одном случае к эоценовому возрасту, а в другом к олигоценовому, т. е. к тому возрасту пород, за счет которых они образовались. По форме залегания и локальному распределению лабрадоровых андезитов в контактовых ореолах интрузивных пород мы приходим к выводу о своеобразных условиях образования этих гибридных пород. Интрузивные породы обнажаются группами мелких и небольших выходов, очень часто разобщенных друг от друга. Форма интрузивных тел во всех этих случаях штокообразная или дайкообразная; форма выходов прихотливая,—округлая, эллипсоидальная, удлиненная,—обусловленная характером рельефа и формой самих интрузивов. Площадь отдельных выходов от 0,5—до 2 км, иногда достигает 10 кв. км.

Петрографический состав интрузивных массивов весьма пестрый от гранит-порфиров (Газминская группа) до габбро (Гюмушханская группа). Такое резкое разнообразие состава

пород малых интрузий, характерное для всего Кавказа, по мнению Д. С. Белянкина, В. П. Петрова и других петрологов, объясняется не только дифференциацией, но и следствием явлений ассимиляции и гибридизма.

Ниже приведено геологическое описание пород и результатов их ассимиляции отдельно по четырем группам интрузивов Даралагяза.

1. *Гюмушханский участок*. При составлении разрезов в басс. р. Келоват (1950 г.) удалось установить, что выходы габбро-монзонитовых интрузивов повсеместно и закономерно окаймляются «лабрадоровыми андезитами», на различных гипсометрических отметках и независимо от глубины эрозии.

Такую тесную приуроченность «лабрадоровых андезитов» к выходам интрузивов нельзя объяснить их стратиграфическим положением (исходя из налегания покрова «лабрадоровых андезитов» на туфогены), ибо в этом случае интрузивы в пределах глубоко размытых участков должны были бы окаймляться туфами, чего в действительности нигде не наблюдается.

В громадном большинстве случаев «лабрадоровые андезиты» являются «покрышкой» или «плащом», покрывающим интрузивные тела, и оконтуривают интрузивы.

Вулканические туфы и туфогены, за счет которых образовались «лабрадоровые андезиты», слагают мощную (до 2 км) вулканогенную толщу с весьма пологим падением массивных и грубослоистых пластов, сложенных кристаллическими и агломератовыми туфами.

Масштаб развития «лабрадоровых андезитов», как гибридных пород, в вертикальном и горизонтальном направлениях в значительной мере зависит от группы факторов: угла падения поверхностей контакта гранитоидов с туфами, формы интрузивных тел, продолжительности времени окончательной консолидации интрузивного массива и, наконец, от величины разности химического состава ассимилирующей магмы и ассимилируемой породы (последнему фактору мы придаем решающее значение).

Ясно, что процессы контаминации выражаются слабо при крутых падениях контакта и более интенсивно в кровле массивов над апикальными выступами или при пологих контактах

интрузивных тел. Однако даже при крутом падении контакта образуется серия гибридных пород мощностью до 20—40 м: более мощные участки «лабрадоровых андезитов» образуются за счет останцев кровли между двумя соседними интрузивными телами (хребет Зивлих, где «лабрадоровые андезиты» залегают в виде изолированных участков над и между выходами интрузивов).

Переходы между интрузивами и туфами через «лабрадоровые андезиты» постепенные, что в ряде случаев затрудняет возможность точного оконтуривания в поле границ отдельных типов пород.

2. *Газминский участок.* В районе Газмы (Западный Даралагыз) постепенный переход дорит-порфиритов к туффитам эоцена через плагиоклаз-роговообманковые андезиты отмечены еще А. В. Кржечковским [6]. Интрузивы здесь прорывают главным образом осадочные породы среднего эоцена, представленные мергелистыми сланцами, песчаниками и туффитами. Вдоль плоскостей напластования осадочных пород местами образовались залежи андезитоподобных пород, которые выклиниваются по мере удаления от выходов интрузий. Породы эти образовались, вероятно, за счет переработки или метасомазота отдельных пластов мергелистых сланцев. Процесс ассимиляции в целом здесь выражен слабо, так как разница потенциалов ассимиляции вмещающих (песчаники, глинистые сланцы и др.) и интрузивных пород (нормальные граниты) сравнительно небольшая по сравнению с таковой гранодиоритов и вулканогенных пород нормального основного или среднего состава в Гюмушхане.

3. *Чайкенд-Каялинский участок.* Здесь кристаллические туфы переслаиваются туфоконгломератами, мергелистыми и известковистыми слоями. Вулканические породы прорываются тремя интрузивами различной величины и состава.

Центральная часть Каялинской интрузии и небольшой выход к югу от села Чайкенд представлены граносиенитами и гранитами, а периферия Каялинской и Чайкендской интрузий умеренно-кислыми породами — диоритами, монцонитами, гранодиоритами.

Процесс ассимиляции также играл здесь большую роль, в результате чего образовалась серия пород, которые по минералогическому составу и структуре вполне тождественны с гюмушханскими «андезитами».

4. *Район Гюи-даг*. Здесь, по литературным данным [4], мы имеем совершенно аналогичную с Гюмушханским участком картину с тем отличием, что выходы интрузии невелики и, наоборот, преобладают «лабрадорские андезиты».

Основываясь на данных по вышеописанным трем участкам, где устанавливается тесная связь между интрузиями и «лабрадорскими андезитами», на основании широкого развития последних на участке Гюи-даг, можно предполагать наличие здесь нескрытых интрузивных массивов на небольшой глубине от поверхности.

При рассмотрении генезиса «лабрадорских андезитов» Даралагяза, как продукта ассимиляции туфогенов эоцена и олигоцена интрузиями, отпадает необходимость отнесения их соответственно к двум возрастам — эоцену и олигоцену (по К. Н. Паффенгольцу).

Учитывая существующую тесную генетическую связь рассмотренных гибридных пород с интрузивными породами, для которых большинством геологов принимается миоценовый возраст, время формирования «лабрадорских андезитов» можно считать также миоценовым.

При такой постановке вопроса нами, однако, не отрицается вообще наличие авгит-гиперстеновых, авгитовых и плагиоклазовых (миндалевидных) андезитов, действительно вулканогенного происхождения, развитых в Даралагязе довольно широко (районы с. с. Каялу, Кочбек и др.). Эти породы не являются гибридными и представляют фацию мощных туфогенов.

Задача дальнейшего исследования заключается в том, чтобы правильно расчленить сходные внешне, но резко отличные по происхождению породы андезитового облика.

Здесь следует оговорить, что амфибол-пироксеновые андезиты, обнажающиеся в районах с. с. Ехегис, Гандзак, Агавнадзор резко отличаются по условиям образования, минералогическому составу и структуре как от вышеописанных

гибридных пород, так и от настоящих андезитов районов сел Чирахлу, Кочбек, Каялу. Они представляют штоки и пластовые залежи фации малых глубин среди вулканогенно-осадочной толщи эоцена. Структура пород порфировая. Вкрапленники представлены роговой обманкой и пироксеном среди мелкозернистой полевошпатовой массы и стекла. Величина отдельных кристаллов достигает 5 см по длинной оси и 2—3 см по короткой.

Происхождение этих пород скорее всего субвулканическое.

2. Краткая петрографическая характеристика пород, связанных с процессом ассимиляции

Приведенные выше геологические данные об ассимиляционном происхождении «лабрадоровых андезитов» подтверждаются также микроскопическим исследованием пород и сопоставлением химического состава их по определенным разрезам от центральной части интрузивного массива через «лабрадоровые андезиты» к туфам.

Ниже приводится описание группы шлифов, взятых с правого берега реки Келоват по водоразделу между рек Гюмушхана и Зивлих и по водоразделу между ручьями Амбариял и Зивлих.

Как наиболее характерное, приводим краткое описание второго разреза.

Шлифы №№85, 83, 77, 76 и 41 были взяты, соответственно приведенной последовательности, по направлению от центральной части интрузии к ее приконтактной части. Структура пород далеко от контакта монцонитовая или габбровая (фото 1), а близ контакта порфировидная (фото 2) или микрогаббровая.

Породы в целом состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, диоксида и частично кварца и биотита. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, рудный минерал, а из вторичных — серицит, хлорит, эпидот, кварц и карбонат.

Наряду с такой общностью основных породообразующих

минералов наблюдается количественное минералогическое изменение состава пород от центральных частей массивов к их перифериям, обуславливая тем самым различие в петрографическом составе. Микроскопические исследования показывают,

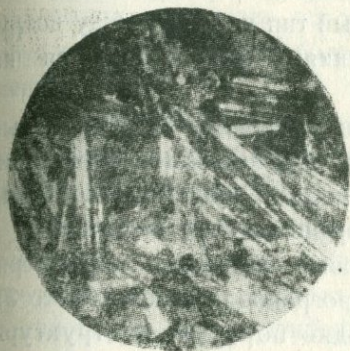


Фото 1. Монзонит, шл. № 85.
Ник. +, ув. х 30

Фото 2. Гибридная порода с
бластопорфировой структурой.
Ник. +, ув. х 50

что в центральных частях массивов обнажаются монзониты, которые в перифериях через ортоклазовое и кварцевое габбро переходят в габбро.

Минералогический состав пород характеризуется следующим:

Плагиоклаз представлен тонкопризматическими агрегатами полисинтетического сложения; лабрадор (55—60% An).

Калиевый полевой шпат в шлифах, взятых далеко от контакта, составляет иногда до 20 — 25% шлифа, но вообще в сторону гибридных пород по количеству уменьшается и развивается в интерстициях кристаллов плагиоклаза.

Пироксен представлен исключительно диопсидом; минерал под микроскопом почти бесцветен, $CNg=39-42^\circ$.

Биотит вдали от контактовых ореолов присутствует в виде крупночешуйчатых и удлиненных выделений вокруг диопсида и рудного минерала.

Кварц в шлифах большей частью отсутствует и только в некоторых шлифах из центральной части массивов встречается в количестве нескольких зерен на шлиф.

Апатит далеко от контакта встречается не часто. Рудный минерал закономерно тяготеет к диопсиду.

Встречаются отдельные зернышки сфена.

В этих породах широко развиты процессы хлоритизации, серицитизации, иногда эпидотизации, карбонатизации и окварцевания. Типичный переходный тип породы между интрузивным и гибридным образованиями иллюстрируется на фото 2.

Структура этих пород бласто-порфировая, где порфиновые выделения представлены полевым шпатом или пироксеном, а основная масса из микроскопических кристаллобластовых зерен тех же минералов, что и порфировидные включения.

Микроскопически «лабрадоровые андезиты» характеризуются широким развитием микрогранобластовой (фото 3),

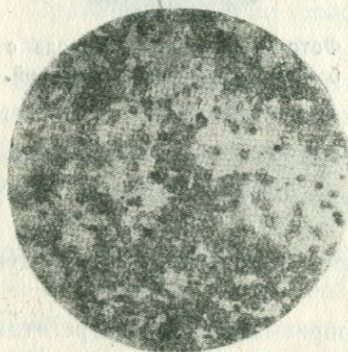


Фото 3. Гибридная порода — «лабрадоровый андезит». Рельефный мелкозернистый пироксен.

Шл. № 84. Ник.—, ув. х 30

редко порфировой структуры. Структура пород роговиковая. Порода состоит из микроскопических кристаллобластовых зерен полевого шпата, пироксена, иногда кварца, апатита и рудного минерала и очень редко амфибола и биотита, размером 0,05 мм и меньше. Отдельные индивиды имеют неправильные, но более или менее изометричные формы и плотно соприкасаются друг с другом.

Порфиновые выделения среди полевошпат-диопсидовой основной массы представлены более идиоморфным основным андезитом (45% An). Апатит представлен мелкозернистыми неправильными или идиоморфными агрегатами.

Различие химизма гибридных пород от исходных интрузивных отражается в их минералогическом составе.

Отличия в минералогическом составе между интрузивом около контакта и «лабрадоровыми андезитами» нет, ибо в обеих породах плагиоклаз и диопсид являются основными по-

родообразующими минералами. В гибридных породах, в отличие от интрузивных центральной части массивов, отсутствует биотит, почти исчезает калиевый полевой шпат и первичный кварц. Заметно увеличивается количество апатита.

Некоторая повышенная кислотность плагиоклаза в «лабрадоровых андезитах» по сравнению с таковой в интрузивах обусловлена возможно большей подвижностью Na_2O по сравнению с CaO .

Несмотря на сходство минералогического состава гибридных пород, по мере удаления от интрузии наблюдается неоднородность их состава.

Туфогены резко отличаются от вышеописанных пород составом и структурой. Под микроскопом структура пород псевдопсамитовая, основная масса криптокристаллическая. Обломки пород или порфиновые выделения плагиоклаза, амфибола и эпидота сцементированы раскристаллизованной стекловатой массой (фото 4). Состав пород соответствует основным, иногда и средним вулканогенным образованиям.

Установление различия минералогического состава между гибридными и исходными—туфогенными породами, которое отражало бы различие в химизме пород, представляет определенную трудность ввиду отсутствия кристаллической структуры у туфогенов или широкое развитие влияния послемагматических процессов на эти породы (каолинизация, алунификация и хлоритизация), расположенные недалеко от интрузивных выходов.

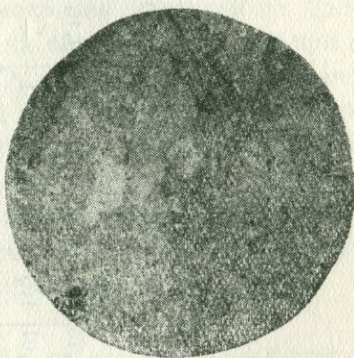


Фото 4. Исходный туфоген. Структура пород псевдо-псамитовая, основная масса криптокристаллическая. Ник.—, ув. x 30

Химический состав описанных пород иллюстрируется ниже следующими шестью анализами, произведенными в лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиком Джрбашян Г. М. (таблица 1).

Таблица 1

№№ п/п	№№ проб ¹	SiO ₂	HO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	FeO+ Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Влага	п. п. п.	Сумма
1	10	51,54	0,97	17,75		11,45		0,13	2,26	7,96		4,38	0,20	0,80	99,44
2	83	50,60	0,79	19,01	4,0		3,31	—	4,88	8,99	2,64	3,82	не обн.	2,40	100,44
3	85	49,30	0,60	20,45	5,58		4,50	—	4,88	10,46	1,48	2,80	,	не обн.	100,13
4	58	49,75	0,83	19,53		9,94		0,17	2,63	10,50	0,95	2,90	0,64	1,28	98,96
5	84	50,70	0,52	18,04	5,86		2,43	—	6,20	12,60	0,57	2,20	не обн.	1,0	100,20
6	78	45,12	1,03	18,75		11,31		0,14	4,41	10,67	0,76	6,20	0,78	2,05	100,63

¹ 1. Кварцевое габбро. 2. Ортоклазовое габбро. 3. Габбро. 4. „Лабрадорский андезит“. 5. „Лабрадорский андезит“. 6. Туф основного состава,

Числовая характеристика этих пород по А. Н. Заварицкому:

Таблица 2

№№ проб	a	c	b	S
10	8,5	8,5	18,5	64,3
58	8,49	10,15	18,34	63,08
78	11,68	8,68	17,53	62,09
83	11,90	7,10	19,34	61,12
84	5,07	9,56	24,82	59,84
85	8,64	10,09	21,61	59,65

По таблицам Дэли числовая характеристика андезита среднего состава соответствует $a=11,1$; $c=6,4$; $b=12,0$; $S=70,5$.

Отсюда нетрудно заметить, что существует большое расхождение в параметрах нашей гибридной породы (пробы №№ 58, 84) по сравнению с нормальным андезитом по Дэли.

Из химической характеристики видно также, что при ассимиляции наряду с потерей SiO_2 и K_2O имеет место явное обогащение магмы Mg, CaO и Na_2O , входящими в состав туфогенов. Отмечается незначительное понижение параметра f' и повышение «с» в гибридных породах. В результате устанавливается, что гибридная порода («лабрадоровые андезиты») по своему химизму приближается к кварцевому габбро, но отличается повышенным значением параметра «с».

3. Некоторые соображения о генезисе «лабрадоровых андезитов»

Своеобразность так называемых «лабрадоровых андезитов» была отмечена в 1946 году К. Н. Паффенгольцем. Не останавливаясь на генезисе этих пород, он принимал концепцию В. Н. Котляра и вместе с ним считал их результатом извержения древних вулканов [4, 5]. По В. Н. Котляру, описываемые «лабрадоровые андезиты» имеют вулканическое происхождение и излились в послесреднеэоценовое время.

В пользу этой трактовки он приводит наличие среди туфогенов даек, близких по составу к «лабрадорovým андезитам», и залегание «лабрадорových андезитов» стратиграфически выше туфогенов, вместе с которыми они были прорваны интрузиями. Вышеизложенным доводам В. Н. Котляра противоречат следующие факты:

1. Дайки северо-западного простирания, пересекающие туфогены, по составу значительно отличаются от «лабрадорových андезитов» и приближаются скорее к трахитам (шл. № 78а), кроме того, территориально они резко разобщены. Поэтому считать их корнями древних вулканов, которые дали «лабрадорové андезиты», нет оснований.

2. Наблюдается удивительная приуроченность «лабрадорových андезитов» к выходам интрузивов. Этот факт подтверждается также геологической картой В. Н. Котляра по восточному Даралагязу (1930 г.) и по Гюмушханскому участку (1931 г.).

3. Для залегания «лабрадорových андезитов» не характерны пачки и покровы. Большей частью эти породы окаймляют интрузивные тела и повторяют конфигурацию интрузивных массивов.

4. Отсутствие сколько-нибудь резких контактов между интрузиями и «лабрадорowymi андезитами» и наличие постепенных переходов между ними свидетельствуют о гибридном характере «лабрадорových андезитов».

5. Состав и структура гибридных пород («лабрадорové андезиты») не соответствуют настоящим андезитам. Эти породы приобрели темно-серый или черный цвет и андезитовый облик с реликтами редких ксенолитов туфогенных пород.

Скорее всего «лабрадорové андезиты» представляют пироксен-плагиоклазовые роговики, которые сменяются в сторону интрузии более крупнозернистыми разновидностями.

Образование их представляет не просто метаморфизм вмещающих пород, когда образуются некоторые новые минералы, а процесс «заражения» (контаминации), когда в результате растворения постороннего материала происходит химическое изменение состава магмы, т. е. образуется новый материал из

смещения двух различных. В данном случае такое взаимоотношение существует между туфогенами основного и среднего состава и магмой гранитоидного состава, когда первые целиком растворились в магме, а последняя находилась еще в жидком состоянии.

Существование разностей, переходных от «лабрадоровых андезитов» к туфогенам, свидетельствует о прогрессивном нарастании признаков, указывающих на все более полное освоение магмой вмещающих пород (туфогенов), которые подвергаются главным образом переплавлению. Об этом говорит также отсутствие брекчии туфогенов и наличие корродированных обломков туфогенных пород.

Чтобы рассеять сомнение в возможности возникновения путем ассимиляции таких специфических пород, какими являются «лабрадоровые андезиты», считаем не лишним привести небольшую цитату из работы акад. Д. С. Белянкина о петрогеническом значении контактных явлений—«Все эти примеры весьма показательны (речь идет о сиенитизированных песчаниках Ильменских гор, контактных диоритах в пограничной зоне диабазового и гранитового полей в Аргаяшском плутоне на Урале и др. Прим. наше—Г. Г.), причем бросается в глаза в особенности то обстоятельство, что во всех рассмотренных случаях не только возникает контактный метаморфизм, но и образуются новые, способные к самостоятельным передвижениям магмы» [1].

Из приведенной цитаты со всей очевидностью вытекает, что образование самостоятельной магмы или комплекса пород является неотъемлемой частью процесса ассимиляции или гибридизма. Для более или менее полной характеристики необходимо определить первоначальный состав магмы, степень и характер контактовых изменений, глубину формирования интрузивов, роль летучих и паров воды в этом процессе, влияние процесса ассимиляции на природу постмагматических растворов и др. в каждом отдельно взятом случае.

Наблюдается, что там, где контаминация выражена слабо (Газминская группа), интрузивные породы представлены более кислыми разностями—гранодиоритами, гранит-порфирами, а

там, где она выражена интенсивнее (Гюмушханская группа), интрузивные породы представлены более основными разностями—габбро, габбро-диоритами, монцонитами. Установлено также, что существует прямая связь между размерами интрузивных тел и их составом; чем крупнее массив, тем более кислый его состав и наоборот; так, например, наиболее крупные интрузивы Газмы, Джермука, Каялу в то же время являются и наиболее кислыми по составу (особенно в центральных участках массивов).

Аналогичное взаимоотношение установлено для интрузивов Центрального Казахстана В. С. Коптев-Дворниковым [3], где геологически и петрографически им доказано, что это явление обусловлено процессами ассимиляции и гибридизма гранитной магмы (усвоением вулканогенных образований андезито-базальтового состава).

О небольшой глубине формирования «лабрадоровых андезитов» можно судить на основании развития плотных темно-серого цвета пород, с полнокристаллической микрогаббровой структурой; наблюдается изменение структуры пород в вертикальном направлении—на более высоких отметках преобладают весьма плотные неравномернозернистые породы, которые с глубиной становятся более равномернозернистыми. Таким образом, образование «лабрадоровых андезитов» в контактовых ореолах интрузий гранитоидов соответствует породам фации роговиков, т. е. образованиям, отвечающим малым глубинам.

О роли летучих во время ассимиляции судить трудно, так как мы не располагаем достаточными данными, за исключением того, что наблюдается повышенное содержание апатита в гибридных породах.

В результате ассимиляции меняется не только состав интрузивных пород и образуется новая серия гибридных пород, но, вероятно, в значительной мере изменяется и состав постмагматических растворов. В нашем примере магма, ассимилируя туфогенные породы, богатые кальцием и магнием, обогатила также постмагматические растворы. Доказательством такого предположения служит широкое развитие среди жильных минералов различных карбонатов кальция и магния и преобла-

дание вообще в рудах карбонатов над кварцем там, где развиты явления ассимиляции.

Карбонаты представлены кальцитом, мангано-кальцитом, доломитом, сидеритом и анкеритом.

Более детальная характеристика жильных минералов, в частности карбонатов рудных месторождений Даралагяза, является отдельной задачей. Здесь хочется отметить только то, что наблюдается определенная взаимосвязь между составом жильных минералов и вмещающих пород.

Распространять это же положение на рудные минералы нет пока оснований, так как отсутствуют точные геохимические исследования изотопов отдельных элементов во вмещающих породах и рудных жилах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на изложенные данные, детали процесса ассимиляции в Даралагязе остаются все еще недостаточно выясненными. В частности, остаются неразрешенными такие важные вопросы, как масштаб явления ассимиляции, температура формирования и внутренняя структура интрузивных тел и связанных с ними гибридных пород, роль ассимиляции в ходе эндогенного рудообразования и др.

Тем не менее можно отметить те основные черты процесса ассимиляции в Даралагязе, которые могут быть дополнены и уточнены при дальнейших исследованиях.

Образование «лабрадоровых андезитов» мы рассматриваем как результат ассимиляции или контаминации туфогенных пород массивами гранитоидов третичного возраста. Это показывает, что породы порфиритового облика могут образоваться не только в результате вулканических извержений, но и в связи с глубинными магматическими процессами. Формирование этих пород имело место на относительно небольшой глубине, при быстром падении температуры, в результате чего образовалась серия гибридных пород, непостоянных по своему составу с микрогаббровой и роговиковой структурой. Время формирования «лабрадоровых андезитов» совпадает с временем внедрения интрузивных пород (миоцен), когда в результате

ассимиляции образовалась новая магма, производными которой являются «лабрадоровые андезиты».

Первоначально внедрявшаяся магма имела кислый состав, так как в пунктах, где отсутствуют гибридные породы, интрузивные породы представлены более кислыми разновидностями (Газминская группа и центральные части некоторых массивов Каялинской и Джермукской групп); в результате ассимиляции магма приобрела умеренно-кислый до основного состав.

Постмагматические растворы в результате процесса ассимиляции определенно обогатились кальцием и магнием, что отразилось на состав жильных минералов (широко развиты кальцит, доломит, сидерит и анкерит) и возможно в значительной степени способствовало выпадению из растворов сульфидов, ибо не случайно, что большинство сульфидных рудных тел приурочено к лабрадоровым андезитам или размещено недалеко от них.

В заключение, основываясь на вышеизложенных данных, автор считает необходимым пересмотреть в ряде районов генезис некоторых типов вулканических пород под углом зрения возможного ассимиляционного их происхождения.

Вероятно, некоторые вулканические толщи тесно связаны с интрузивными массивами, иногда не вскрытыми эрозией; они представляют значительный поисковый интерес, как рудомещающие породы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. К вопросу о петрогенетическом значении контактовых явлений. Тр. XVII сессии Межд. геолог. конгресса, т. 5, 1940 г.
2. Дэли Р. О. Извержение породы и глина земли. 1936 г.
3. Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрально-о Казахстане). Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1952 г.
4. Котляр В. Н. Геологический очерк восточной части Даралагязского уезда ССР Армении. Геолком, вып. 136, 1930 г.
5. Котляр В. Н. Гюмушханское полиметаллическое м-ние Даралагязского уезда ССР Армении. Тр. ВГО, вып. 81, 1931 г.

6. Кржечковский А. В. Газминское полиметаллическое м-ние Даралагязского уезда ССР Армении. Тр. ВГО, вып. 81, 1931 г.

Հ. Հ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ԳԱՐԱԼԱԳՅԱԶԻ «ԼԱԲՐԱԴՈՐԱՅԻՆ ԱՆԴԵՉԻՏՆԵՐԻ»
ՇԱԳՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Պետրոլոգիայի և մետալոգենիայի մի շարք պրոբլեմներ լուծելիս կարևոր նշանակություն ունի միջավայրի դերի ճիշտ ըմբռնումը, առանձնապես երկրի կեղևի վերին կառուցվածքային հարկերում, երբ վերջիններս հատվում են ինտրուզիաներով: Այս տեսակետից բավական հետաքրքրական է Գարալագյազի շրջանը՝ կապված էոցենի տուֆոգեն շերտախմբի մեջ մի խումբ փոքր ինտրուզիաների (Գյումուշխանայի, Գազմայի, Կայալուի և Զերմուկի) ներդրման հետ:

Մեր ուսումնասիրություններից պարզվել է, որ այդ բոլոր տեղամասերում ինտրուզիաների կոնտակտային գոտում առաջացել են հիբրիդային ապարներ, որոնց նախորդ ուսումնասիրողների կողմից վերագրվել է հրաբխային ծագում: Մասնավորապես պարզվել է, որ ինտրուզիվ ելքերը ամենուրեք օրինաչափ կերպով (անկախ էրոզիայի խորությունից) շրջագայվում են «լաբրադորային անդեզիտներով»:

Անցումը «լաբրադորային անդեզիտներից» մի կողմից զեպի ինտրուզիաները, իսկ մյուս կողմից զեպի էոցենի տուֆոգեն շերտախումբը աստիճանական է: Մանրադիտակով ուսումնասիրություններից պարզվել է, որ միներալոգիական նշանակալից տարբերություն ինտրուզիայի և լաբրադորային անդեզիտների միջև գոյություն չունի: Երկու տիպի ապարների մեջ էլ գլխավոր ապար կազմող միներալները հանդիսանում են պլագիոկլազը և դիոպսիդը:

«Լաբրադորային անդեզիտների» և ինտրուզիաների միջև գոյություն ունեցող տարածական սերտ կապը, նրանց աստիճանական անցումը, ինչպես նաև առաջինների կողմից ինտրուզիաների

մորֆոլոգիայի ճիշտ կրկնությունը վկայում են նախորդների հիր-
րիդային ծագման մասին:

Այստեղից բխում է այն հետևությունը, որ նրանց առաջաց-
ման ժամանակաշրջանը նույնպես համընկնում է ինտրուզիաների
ներդրման հետ (միոցեն), երբ ասիմիլյացիայի հետևանքով առա-
ջացել է մի նոր մագմա, իսկ վերջինից էլ գոյացել են լաբրա-
դորային անդեզիտները: Այլ կերպ ասած, «լաբրադորային անդե-
զիտները» առաջացումը մի պրոցես է, երբ կողմնակի նյութի
լուծման հետևանքով տեղի է ունենում մագմայի բաղադրության
զգալի փոփոխություն: Տվյալ դեպքում այդպիսի փոխհարաբերու-
թյուն գոյություն ունի հիմքային և միջին բաղադրության սու-
ֆոդեն ապարների և դրանիտային մագմայի միջև:

Մագմայի սկզբնական թթու բաղադրության մասին վկայում է
այն փաստը, որ ասիմիլյացիայի պրոցեսը թույլ արտահայտված
տեղամասերում լայն տարածում ունեն ավելի թթու ինտրուզիա-
ները (Գազմա, Զերմոկ):

Ասիմիլյացիայի հետևանքով զգալիորեն փոխվում է նաև
մագմատիկ պրոցեսների հետ կապված լուծույթների բնույթը: Մեր
օրինակում մագման իր մեջ լուծելով տուֆոգեն ապարներ, որոնք
հարուստ են եղել CaO և MgO , հարստացել են դրանցով նաև
հետմագմատիկ լուծույթները: Դրա փայլուն ապացույցը երակային
միներալների շարքում այդ էլեմենտների կարբոնատների գերա-
կշռությունն է կվարցի նկատմամբ:

Ամփոփելով վերը շարադրվածը, պետք է նշել, որ ինտրու-
զիաների և «լաբրադորային անդեզիտների» միջև գենետիկական
և տարածական սերտ կապի հաստատումը, բացի գիտնականից,
կարևոր նշանակություն ունի նաև որոնման աշխատանքների հա-
մար: Հիրրիդային ապարների հայտնաբերումը և քարտեզագրումը
հուսալի պայման կարող է հանդիսանալ հաստատելու էրոզիայից
չմերկացված ինտրուզիաների ներկայությունը, որոնց հետ կապ-
ված է և որոնց շուրջը հաճախ հանդիպում են մետաղային օգտա-
կար հանածոների կուտակումներ:

Այս տեսակետից ելնելով հեղինակն անհրաժեշտ է համարում
վերանայել հրաբխային ապարների մի քանի տիպերի ծագումը,
ելնելով նրանց հավանական ասիմիլյացիոն բնույթից:

Միներալոգիայի և պետրոգրաֆիայի ամբիոն

С. И. БАЛАСАНЯН

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ГЕДЖАЛИНСКОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Щелочные породы Памбакского хребта довольно детально охарактеризованы в работах В. Н. Котляра и Г. П. Багдасаряна. Однако аналогичные породы Геджалинского хребта ими описаны поверхностно. Кроме того, при геологической съемке 1951 г. нами был обнаружен новый небольшой интрузив щелочных пород, расположенный в 2,5 км к востоку от с. Лермонтово, у подножья юго-западного склона Геджалинского хребта, который для удобства изложения назовем Лермонтовским. Исходя из вышеизложенного, считаю целесообразным коснуться петрографической характеристики щелочных пород Геджалинского хребта.

В районе Геджалинского хребта распространены габброидные, гранитоидные и щелочные породы, причем последние являются наиболее молодыми образованиями и образуют три отличающихся по своим размерам интрузива: Бундукский, Лермонтовский и Блданский. Все они прорывают вулканогенную толщу среднего эоцена.

Бундукский интрузив является наиболее крупным, занимаемая площадь которого составляет около 4,5 кв. км. От северо-западной части с. Гамзачиман он узкой полосой протягивается в широтном направлении почти до меридиана с. Фиолетово, далее к востоку расширяется, доходя до г. Бундук. Интрузив морфологически представляет дайкообразное тело, падающее на север под крутыми углами. Он в южной и восточной частях контактирует с вулканогенными породами среднего эоцена, представленными пироксен-амфиболовыми андезито-базальтами и порфиритами, а в северной части—

туфами, туфопесчаниками и туфобрекчиями того же возраста. К северо-востоку от с. Гамзачиман наблюдаются наиболее лучше обнаженные контакты интрузива с прорываемыми им вулканогенными породами, где контакты резкие и падают на северо-запад под крутыми углами. К северо-западу от с. Фиолетово в эндоконтактной и экзоконтактной зонах отмечаются многочисленные вертикально-падающие трещины с зеркалами скольжения. Здесь контакты интрузива с вулканогенными породами также резкие и падают на север, северо-запад, под весьма крутыми углами (до 80°). К северу и югу от широкой части Бундукского интрузива наблюдаются зоны интенсивно гидротермально-измененных, местами полностью осветленных пород, протягивающиеся в широтном направлении, шириной до 1—1,5 км. Контакты восточной части интрузива скрыты под мощными наносами, только в 1 км. к югу от г. Бундук удалось наблюдать контакт щелочных пород с эффузивными породами, где отмечаются гибридные породы, по наружному виду схожие с щелочными сиенитами.

Интрузив пересечен густой сетью взаимно пересекающихся систем трещин, причем значительно развиты трещины продольные и диагональные, но слабо — трещины поперечные. Их угол падения в большинстве случаев крутой.

Бундукский интрузив сложен щелочными сиенитами мелкозернистой, среднезернистой и реже крупнозернистой разностей. Достаточно развиты также сиениты, фельдшпатолиты и реже габбро-сиениты. В общих чертах наблюдается закономерное распределение отдельных разновидностей внутри массива: сиениты слагают узкую часть, щелочные сиениты — восточную часть, фельдшпатолиты — северо-восточную часть и наконец габбро-сиениты — некоторые периферические части восточного расширенного участка интрузива. Характерными особенностями описываемых пород являются: 1) наблюдаемое большое разнообразие пород в коротких пространственных интервалах, даже в одном и том же обнажении, 2) совершенно постепенный взаимопереход между всеми разностями.

Под микроскопом среди щелочных сиенитов различаются

Таблица 1

Название пород		Биотитовые системы			Сиениты с двумя амфиболами		Амфибол и амфибол-биотитовые сиениты								Фельдшпато-литы			
минералы	номера шл.фов	573	420	394 ¹	534 ¹	534 ²	440	394 ²	534	576	553 ¹	553	553 ²	553 ³	577	579	560	425
Пироксен		—	—	—	—	—	—	—	1	5	—	—	—	—	—	—	—	—
Амфибол		—	—	—	12	13	5	6	1	6	4	3	2	4	—	—	—	—
Биотит		8	3	3	>1	>1	—	1	—	—	4	3	3	3	1	1	1	1
Калиевый полевошпат		84	59	69	38	21	47	50	72	56	79	82	70	72	64	51	55	49
Плагиоклаз+альби- товые вроски		6	38	28	48	65	48	48	26	30	12	10	25	20	35	48	44	50
Рудный минерал		2	—	—	1	—	—	—	—	3	1	2	—	1	—	—	—	—

биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые и с двумя амфиболами разности.

В табл. 1 приводится количественно-минералогический состав всех выделенных разностей пород.

Биотитовые сиениты—это лейкократовые, розоватые породы с редкими вкрапленниками биотита. Они состоят из преобладающего калиевого полевого шпата, плагиоклаза, небольшого количества биотита и аксессуарных минералов — сфена, циркона, апатита и рудного минерала. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Калиевый полевой шпат преимущественно присутствует в более или менее отчетливо ограненных призматических таблитчатых и реже неправильных кристаллах, достигающих от 1 до 4,5 мм. в длину. Он иногда представлен микроклином, так как местами выступает решетчатая структура и на разрезах // (001), с двойниковой решеткой угасание доходит до 15° . Калиевый полевой шпат повсеместно прорастается пертитовыми вростками альбита, нередко представленными отдельными полосками, располагающимися перпендикулярно к удлинению кристаллов.

Плагиоклаз, представленный альбит-олигоклазом, в виде таблитчатых кристаллов, достигающих 1,5 — 2,5 мм. в длину, занимает небольшую площадь шлифа. Полисинтетические двойники по альбитовому закону, с тонкими полосками неделимых, неотчетливо выражены, а по периферии нередко исчезают.

Биотит выражен призматическими, реже бесформенными зернами, приуроченными к промежуткам между кристаллами полевых шпатов. Различаются оранжево-красная и темно-коричневая разности с резким плеохроизмом и обычной схемой абсорбции ($Ng \cong Nm > Np$). Угасание прямое, нередко строго одноосный.

Сфен представлен отчетливо ограниченными кристаллами, окрашенными в буроватый и светло-коричневый цвета с заметным плеохроизмом: по Ng—светло-коричневый, буроватый,

» Np—почти бесцветный,

(001) : Ng=58°; Ng—Np=0,1.

Циркон присутствует в прекрасно очерченных идиоморф-

ных призмочках, нередко располагающихся внутри калиевого полевого шпата. Оптический знак (+), одноосный, угасание прямое, $N_g - N_p = 0,047$, бесцветен, иногда буроватый. Он местами переходит в мелкие агрегаты, видимо, в малакон.

В биотитовых сиенитах встречаются мелкие призматические кристаллики коричнево-желтоватого цвета с высоким рельефом, слабым плеохроизмом, погасанием 7° , положительным удлинением, положительным оптическим знаком, двупреломлением $N_g - N_p = 0,047$, принадлежащие, быть может, к монациту.

Амфиболовые и амфибол-биотитовые сиениты, представляющие среднезернистые, иногда мелкозернистые, серо-розовые породы, под микроскопом обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру. Минералогический состав этих пород представлен калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, щелочным амфиболом, биотитом, иногда ничтожным количеством моноклинного пироксена и аксессуарными минералами.

Калиевый полевой шпат в мелкозернистых разностях обладает неправильными контурами, а в среднезернистых разностях представлен в виде отчетливо огранных призматических кристаллов, нередко сложенных карлсбадскими двойниками. Огромное большинство кристаллов прорастается пертитовыми вростками альбита, образующими в калиевом полево-м шпате густую систему произвольно расположенных узких полосок, по оптической ориентировке отличающихся от включающих их кристаллов калиевого полевого шпата. Последний иногда включает в себя призматические кристаллики альбит-олигоклаза и редкие пойкилитовые включения амфибола, биотита, апатита, сфена и циркона.

Плагиоклаз в самостоятельных кристаллах присутствует в количестве не более 12%, однако вместе с пертитовыми вростками иногда занимает примерно 40 — 50% площади шлифа. Измерение на разрезах симметрической зоны \perp (001) показало, что пертитовые вростки представлены альбитом и кислым альбитом-олигоклазом, а самостоятельные кристаллы — альбит-олигоклазом, олигоклазом и олигоклаз-андезином. В мелкозернистых разностях плагиоклаз присутствует в непра-

вильных зернах, беспорядочно рассеянных в общей калиеполево-шпатовой массе, а в среднезернистых разностях он образует таблитчатые кристаллы, идиоморфные по отношению к калиевому полевому шпату.

Щелочной амфибол является главным цветным минералом описываемых пород и по своим оптическим свойствам близко стоит к гастингситу. Его кристаллы, диаметром от 0,6 до 2 мм., равномерно скопляются в небольшие кучки в общей полевошпатовой массе. Щелочной амфибол представлен в виде удлиненных призматических кристаллов, нередко заключающих в себе пятнистые реликты моноклинного пироксена. В общем он идиоморфен по отношению к полевым шпатам. Описываемый минерал характеризуется следующими оптическими свойствами:

$$2V = (-)40 - 480$$

$$Ng = 1,640$$

$$Nm = 1,629$$

$$Np = 1,624$$

$$Ng - Np = 0,016$$

$$C : Ng = 24 - 27^{\circ}$$

$$\text{Плоскость } 0.0 // (010),$$

дисперсия биссектрис сильная,

плеохроизм резкий:

по Ng — темно-зеленый,

„ Nm — зеленовато-желтый с синеватыми оттенками,

„ Np — светло-желтый,

схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$.

В некоторых шлифах амфибол имеет, по-видимому, полу-щелочной характер и обнаруживает слабую дисперсию ($2V = (-)65^{\circ}$; $c : Ng = 18^{\circ}$, $Ng - Np = 0,030$). В шлифе № 534 встречен щелочной амфибол, который по своим оптическим свойствам близко стоит к арфведсониту. Он обладает следующими константами:

$2V = (-)85^{\circ}$; $c : Ng = 75^{\circ}$; $Ng - Np = 0,005 - 0,007$, дисперсия биссектрис сильная, плоскость $0.0 // (010)$, плеохроизм резкий:

по Ng — зеленовато-желтый,

» Nm — синий,

» Np — зеленовато-синий,

схема абсорбции обратная: $Ng < Nm < Np$.

Биотит в небольшом количестве присутствует в амфибол-биотитовой разности в широкопризматических кристаллах, от-

четливо идиоморфных по отношению к полевым шпатам. Различаются темная, темно-коричневая, коричневая, грязно-коричневато-зеленая разности, с резко выраженным плесхроизмом и обычной схемой абсорбции. Некоторые зерна обнаруживают заметную двуосность и косое угасание.

Акцессорные минералы, представленные апатитом, сфеном, цирконом, рудным минералом и, видимо, монацитом, встречаются в виде мелких и отчетливо ограненных зерен.

Моноклинный пироксен встречен в некоторых шлифах в отдельных изометричных зернах, замещающих роговой обманкой и реже биотитом: $c : Ng = 46-56^\circ$; $Ng - Np = 0,024$.

Щелочные сиениты с двумя амфиболами встречены в восточной части интрузива и представлены среднезернистыми, светло-розовыми породами, состоящими из доминирующего микроклин-пертита, плагиоклаза и двух амфиболов. В незначительном количестве присутствуют также биотиты и акцессорные минералы.

Микроклин-пертит развит крупными (до 9 м.) призматическими кристаллами, иногда сложенными двойниками, напоминающие полисинтетические двойники. На разрезах, параллельных (001) с двойниковой решеткой, погасание = $14-17^\circ$.

Он прорастается пертитовыми вросками, занимающими иногда больше половины площади кристаллов. Посторонние включения представлены альбитом, апатитом и реже амфиболом.

Плагиоклаз, представленный альбитом и альбит-олигоклазом, присутствует в отдельных, не особенно хорошо образованных кристаллах, разбросанных среди преобладающей микроклиновой массы.

Амфиболы принадлежат к двум разностям, одна из которых является полущелочным амфиболом гастингситаго характера, а другая, обнаруженная нами, представлена одноосным амфиболом. Последнему посвящена специальная статья, и потому его описание здесь не приводится. Амфибол гастингситаго характера присутствует в широкопризматических и неправильных кристаллах идиоморфных по отношению к полевым шпатам. Ниже приводятся оптические свойства описываемого амфибола:

$Ng = 1,636$	Характер плеохроизма:
$Nm = 1,628$	по Ng — темно-зеленый,
$Np = 1,622$	„ Nm — зелено-синеватый с желтоватым оттенком,
$Ng - Np = 0,014$	„ Np — светло-желтый,
$2V = (-) 65^{\circ}$	схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$.
Плоскость $0.0. // (010)$, удлинение (+), дисперсия 0.0	
$r > v$, дисперсия биссектрис несильная.	

Биотит, слагающий незначительную поверхность шлифа, нередко располагается внутри амфибола, тем более вокруг кристаллов магнетита, включенных в амфибол. Вероятно, биотит является более ранним выделением, чем амфибол.

Фельдшпатолиты представляют собой крупнозернистые, совершенно полнокристаллические породы, с ясно видимыми крупными кристаллами серо-розового полевого шпата. Они слагают северо-восточную часть Бундукского интрузива, занимая небольшую площадь. Макроскопически отличаются от других разностей крупнокристаллическим строением, лейкократостью и телесно-розовым цветом. В минералогическом составе фельдшпатолитов присутствуют калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, щелочной амфибол и единичные зерна моноклинного пироксена. Количество первых двух минералов равно 98—99%, причем первый резко преобладает над вторым.

Калиевый полевой шпат пертитовый и представлен гипидиоморфными таблитчатыми кристаллами, достигающими до 1 см. Некоторые идиоморфные кристаллы сложены карлсбадскими и сложными двойниками.

Плагиоклаз присутствует в призматических, таблитчатых реже изометрических кристаллах, в общем несколько идиоморфных, чем калиевый полевой шпат. Плагиоклаз по составу соответствует альбиту, однако там, где описываемые породы переходят в менее щелочные породы, альбит сменяется олигоклазом.

Щелочной амфибол в виде неправильной формы редких зерен приурочен к интерстициям между полевошпатовыми кристаллами. По своим оптическим константам он близко стоит к гастингситу. Щелочной амфибол обладает низкими поляризационными окрасками и сильнейшей дисперсией бис-

сектрис. Оптический знак (—), удлинение (+), плоскость 0.0. \perp (010), дисперсия 0.0, сильная— $\gamma > \nu$, $N_g - N_p = 0,010$;
с: $N_g = 25 - 27^\circ$; плеохроизм резкий:

по N_g —темно-зеленый с синеватыми оттенками,

» N_m —синевато-зеленый,

» N_p —светло-желтый,

схема абсорбции обычна: $N_g > N_m > N_p$.

Биотит выражен призматическими, иногда удлиненными иглообразными кристаллами, окрашенными в темный и темно-коричневый цвета с резким плеохроизмом. Он идиоморфен по отношению к полевым шпатам и амфиболу. Присутствующие в описываемых породах аксессуарные минералы представлены апатитом, монацитом, цирконом и рудным минералом.

Сиениты гипидиоморфнозернистой структуры среднезернистые и отчасти мелкозернистые породы, главными минералами которых являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка и реже биотит.

Калиевый полевой шпат преимущественно присутствует в виде неправильных, несколько удлиненных зерен, обладающих сильно разъеденными контурами, в углубления которых проникают более или менее идиоморфные кристаллы плагиоклаза. Угол оптических осей колеблется в широких пределах—от 64 до 80° . Он прорастает микропертитовыми вростками и подвержен интенсивной пелитизации.

Плагиоклаз, составляющий до $40 - 50\%$ площади шлифа, выражен таблитчатыми кристаллами, по периферии переходящими в сравнительно кислые оболочки, причем соотношение внутренней и внешней оболочек выражается отношениями— $1 : 4$, $1 : 6$, иногда $1 : 12$. Внутренние оболочки представлены андезином, олигоклаз-андезином, а внешне—альбитом.

Роговая обманка, представленная призматическими кристаллами, характеризуется следующими оптическими константами:

$$N_g = 1,644$$

$$N_m = 1,628$$

$$N_p = 1,621$$

$$N_g - N_p = 0,023$$

$$2V = (-) 65 - 68^\circ$$

плеохроизм резкий:

по N_g —густо-зеленый,

» N_m —травяно-зеленый,

$G : Ng = 14^\circ$ по Np — светло-желтый,
схема абсорбции обычна.

Биотит образует мелкие призматические пластинки, идиоморфные по отношению к полевым шпатам. $Ng - Np = 0,038 - 0,056$; $c : Ng = 0 - 3^\circ$; заметно двуосен, плеохроизм резкий:

по Ng , Nm — темно-коричневый, темно-грязно-коричневый,
» Np — зеленовато-желтый, соломенно-желтый.

Бданский небольшой интрузив, располагающийся к северу от Бундукского интрузива, сложен вышеописанными сиенитами и щелочными сиенитами. В нем некоторое развитие получают также граносиениты и диорит-сиениты. В последних двух разновидностях плагиоклаз обладает идиоморфными очертаниями и зонарным построением. В диорит-сиенитах присутствует также моноклинный пироксен, нередко замещающийся роговой обманкой и реже непосредственно биотитом. $2V = (+) 62^\circ$, $c : Ng = 45 - 52^\circ$; $Ng - Np = 0,025$. В граносиенитах присутствующий кварц представлен ксеноморфными зернами, в основном приуроченными к калиевому полевоому шпату. Иногда в нем отмечаются мелкие включения калиевого полевого шпата, обладающие неправильными контурами разъедания.

Лермонтовский интрузив обладает изометричной конфигурацией с некоторой вытянутостью в северо-восточном направлении. Он сложен розовыми, среднезернистыми, почти крупнозернистыми щелочными сиенитами, минералогический состав которых представлен калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, щелочным амфиболом и аксессуарными минералами (сфен, апатит и рудный).

Калиевый полевой шпат, являющийся сильно доминирующим, присутствует в побуревших длиннопризматических, реже неправильных кристаллах, прорастающих весьма мельчайшими пертитовыми вростками альбита. Калиевый полевой шпат характеризуется следующими оптическими константами:

$Ng = 1,528$	$Ng - Np = 0,008$
$Nm = 1,524$	$2V = 70^\circ$
$Np = 1,520$	оптически отрицателен.

Судя по оптическим константам, калиевый полевой шпат — ортоклаз.

Плагиоклаз представлен довольно крупными призматическими кристаллами, идиоморфными по отношению к ортоклазу. Он местами замещается калиевым полевым шпатом. Измерение состава плагиоклаза по методу Федорова дало следующие результаты (шлиф № 394):

$$D \begin{cases} Ng = 12^\circ \\ Nm = 80^\circ \\ Np = 88^\circ \end{cases} \text{ № 27, закон альбитовый}$$

Амфибол выражен в виде отдельных призматических, идиоморфных по отношению к полевым шпатам, кристаллов, беспорядочно разбросанных в общей полевошпатовой массе. В нем нередко отмечаются незамещенные реликты моноклинного пироксена, имеющие неправильные контуры разъедания. Амфибол может быть охарактеризован нижеприведенными оптическими свойствами:

$$\begin{array}{ll} Ng = 1,637 & Ng - Np = 0,016 \text{ плоскость } 0.0 // (010), \\ Nm = 1,625 & C : Ng = 28^\circ \text{ дисперсия } 0.0 r > v. \\ Np = 1,621 & 2V = 35^\circ \text{ дисперсия биссектрис слабая.} \end{array}$$

Характер плеохроизма:

по Ng — густо-зеленый с синеватым оттенком,

„ Nm — грязно-зеленый,

„ Np — светло-желтый,

схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$.

Описываемые породы местами постепенно переходят в фельдшпатолиты, отличающиеся от аналогичных пород Бундукского интрузива полным отсутствием цветных минералов. Они слагаются почти исключительно из интенсивно пелитизированных крупных зерен калиевого полевого шпата, незначительного количества мелких кристаллов альбита и единичных зерен клинообразного сфена.

Лермонтовский интрузив пересечен жильными породами, представленными бостонитами. Это мелкозернистые, иногда тонкозернистые розовые породы, состоящие преимущественно из калиевого полевого шпата редких и мелких кристалликов плагиоклаза, рудного минерала, апатита, циркона и единичных зерен рутила.

Пертитовый калиевый полевой шпат выражен в слабо по-

буревших призматических и неправильных зернах, варьирующих по величине от десятых долей до 1 мм. Угасание прямое, спайность изредка видна. Иногда в результате раздробления его кристаллов развивается более мелкозернистый агрегат, производящий впечатление основной массы, среди которой еще сохранившиеся от раздробления зерна имеют вид порфирированных вкрапленников.

Плаггиоклаз присутствует в ничтожном количестве в виде мелких призматических кристаллов, сложенных полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Состав плаггиоклаза, измеренный по методу А. Н. Заварицкого, соответствует альбиту.

$Nm//A$

$\lambda p = 3^{\circ}$

№ 7, закон АК

$\varphi = 8^{\circ}$

В породе отмечается некоторое количество разлагающихся зерен аксессуарного минерала, не поддающегося измерению констант вследствие интенсивного разрушения. Отмечено несколько зерен рутила, образующего сердцеобразные кристаллы, местами разложенные и превращенные в черную массу, по-видимому, сагенит.

Для химической характеристики рассматриваемых пород в табл. 2 приводятся данные двух химических анализов, первый, произведенный в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР, а другой (№ 2), заимствованный у В. Н. Котляра.

Таблица 2

№№ п п	Название пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП
1	Сиенит	56,00	0,66	18,94	4,47	3,38	0,16	2,51	4,75	4,19	4,16	1,00
2	Щелочной сиенит	59,33	0,62	18,49	2,39	2,22	0,19	1,39	3,25	4,19	7,11	0,73

a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
16,3	4,8	12,9	66,0	—	57,4	33,9	8,7	58
20,0	2,6	8,3	69,1	—	54,2	28,8	17,0	48

Анализированные породы принадлежат к нормальному ряду (в понимании А. Н. Заварицкого) и по основным и дополнительным характеристикам близко стоят к аналогичным породам среднего состава вообще, к типовым породам Килиманджаро в частности.

Ս. Ի. ԲԱԼԱՍԱՆՅԱՆ

ՀՅՈՒՄԻՍԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԳԵՋԱՍԻԻ ԼԵՌՆԱՇՂՐԹԱՅԻ ԱԼԿԱԼԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո մ

Հոգվածում նկարագրվում են Գեջալիի լեռնաշղթայի հարավարևմտյան լանջերում մերկացող ալկալային խորքային ապարները, որոնց պետրոգրաֆիան Հայաստանի երկրաբանական դրականության մեջ լուսաբանված է ոչ բավարար չափով:

Տրվում են նշված ապարների երկրաբանական դրությունը, մորֆոլոգիական առանձնահատկությունները, գլխավոր պետրոգրաֆիական տարրերակների տարածական տեղաբաշխումը ինտրուզային մարմիններում և նրանց պետրոքիմիական բնութագիրը:

Մինեբալոգիայի և պետրոգրաֆիայի ամբիոն

Б. С. ВАРТАПЕТЯН

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРЕ ТЕЖСАРСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ

Тежсарский массив в плане имеет форму овала с зазубренными краями на севере и юге. Он вытянут в близширотном направлении по оси Памбакской синклиналиной складки, занимая положение в мульде складки.

Массив по своим морфологическим особенностям представляет шток с обнаженной поверхностью около 43 кв. км.

Он, являясь самой крупной щелочной интрузией, занимает центральное и наиболее гипсометрически высокое положение, а вокруг него дугообразно расположены значительно мелкие тела интрузии этого типа, напоминающие кольцевые дайки.

Участок между центральным штоком и окаймляющими его мелкими дайкообразными телами щелочных интрузий, шириной до 1,5 км, сложен вулканогенными породами.

Тектоническое положение Тежсарского массива определяется:

1. Приуроченностью массива к мульде Памбакской синклиналиной складки—участку с пологозалегающими породами. Эта часть складки, видимо, представлялась наиболее благоприятной структурой для внедрения щелочных интрузий.

2. Нахождением рассматриваемого массива вне крупных разломов, образованных в толще эоценовых пород до внедрения щелочных интрузий.

Тежсарский интрузивный массив внедрился в участок с относительно спокойным залеганием пород, не нарушенных разрывными дислокациями. После внедрения интрузии по отмеченному участку образовался более молодой северо-восточный Уляшинский разлом, который нарушил также и Тежсарский

массив, вызвав в его северной и южной краевых частях зазубренность.

Изучение глубоко вскрытых горными оврагами контактов Тежсарского массива с вмещающими породами показывает на несогласный секущий характер слагающих его интрузий.

В контакте он под крутыми углами (70—80°) сечет полого-залегающие вулканогенные породы с падением тела интрузии в сторону вмещающих пород. Остается впечатление о мощном штокообразном теле интрузии, расширяющемся книзу и секущем несогласно вмещающие породы.

Изучение контактов мелких щелочных интрузий, кольцеобразно окаймляющих центральный шток (Тежсарский массив), показывает, что эти мелкие периферические интрузии падают в сторону центрального штока и, безусловно, сливаются с ним на определенных глубинах. С этой точки зрения периферические щелочные интрузии следует рассматривать как крупные апофизы центрального штока (Тежсарского массива).

Внутреннее строение Тежсарского массива щелочных интрузий характеризуется остаточной структурой в эндоконтактной зоне, наличием здесь тонких апофиз, отходящих от интрузии и внедрившихся во вмещающие боковые породы, структур течения, сети трещин, пересекающих массив, и, наконец, нахождением в массиве жил и пегматоидных выделений. Особое место в строении массива занимают ксенолиты и останцы в виде покровов в кровле интрузии.

Во многих участках контактовой зоны центрального штока отмечается полосатость, примерно параллельно и дугообразно вытянутая вдоль контакта. Реликтовая структура в интрузии, выраженная полосатостью, заимствована у ассимилированных пород и обусловлена хорошо выраженной их слоистостью, а также формой эпилейцитовых даек, прорывающих вулканогенную толщу.

По данным Г. П. Багдасаряна, псевдолейцитовые сиениты в двух-трех участках определенной полосой выходят за пределы эндоконтакта. Здесь они фациально переходят в эпилейцитовые порфиры и в форме даек прорывают вулканогенную толщу. Это говорит за происхождение псевдолейцитовых сиенитов из даек эпилейцитовых порфиров путем их перерожде-

ния, под влиянием ассимиляции. Дайки, потеряв первоначальный состав, сохранили реликты своей структуры в виде полос в ассимилирующих их интрузиях.

Структура течения хорошо выражена в эндоконтактной зоне интрузии. Она представлена линейной вытянутостью минералов, слагающих интрузивные породы. Особенно ярко видна линейная вытянутость темноцветных минералов на светлом фоне щелочных интрузивных пород.

Она как бы образует заштрихованные полосы, вытянутые, главным образом, в близширотном направлении и отвечающие меридиональному боковому давлению.

По всему Тежсарскому массиву отчетливо выделяются две главные системы трещин:

1. Трещины северо-восточного простирания,
2. Трещины северо-западного простирания.

Значительно реже встречаются трещины широтного и меридионального простираний.

Трещины первой системы прослеживаются по простиранию на десятки и сотни метров. Они очень часты и секут интрузивный массив на близких расстояниях друг от друга (на расстоянии нескольких метров) примерно вкрест общей вытянутости массива и имеют крутое падение под углом $50-90^\circ$.

Вторая система трещин северо-западного простирания вытянута примерно перпендикулярно к трещинам северо-восточного простирания. Северо-западные трещины, как и северо-восточные, густо секут массив интрузии, прослеживаются по простиранию на десятки и сотни метров и имеют крутые падения.

Крутопадающие трещины северо-восточного и северо-западного простираний, а также наблюдаемые на месторождении пологие, почти горизонтальные трещины, на наш взгляд, являются трещинами отдельности, которыми весь массив щелочной интрузии рассекается на отдельные глыбы параллелепипедальной формы.

В Тежсарском массиве также имеют проявления тектонические трещины постинтрузивного происхождения.

Эти дизъюнктивные дислокации возникали под влиянием

молодой верхнетретичной орогенической фазы после верхнего эоцена.

Они ложились по ослабленным зонам северо-восточных и северо-западных трещин отдельности.

Особенно интенсивно проявились тектонические разрывные нарушения северо-восточного простирания. Эта система дизъюнктивных нарушений древнее тектонических трещин северо-западного простирания.

Боковое давление близмеридионального северо-западного направления, видимо, имело свое воздействие на массив в течение всего периода остывания интрузии и после ее остывания.

Им вызвана характерная внутренняя структура течения, а также северо-восточные тектонические нарушения, наблюдаемые в интрузиях.

К системе северо-восточных тектонических трещин приурочены почти все жилы щелочных сиенит-порфиров, нефелиновых сиенит-порфиров, пегматитов и аплитов. К этой же системе относится дайка вогезит-порфира, а также многочисленные полосы гидротермально измененных пород.

Как видно, система северо-восточных тектонических трещин была использована для внедрения даек, образования многочисленных жил и полос гидротермально измененных пород.

К системе северо-восточных тектонических нарушений относится также сравнительно крупный Уляшинский разлом, пересекающий Тежсарский массив в поперечном направлении. Более поздние дизъюнктивные нарушения проявились в перпендикулярном к северо-восточным трещинам направлении, используя для этого трещины отдельности северо-западного простирания.

Тектонические трещины северо-западного простирания встречаются сравнительно редко, они сдвигают на небольшую амплитуду трещины северо-восточного простирания.

Ими в массиве нарушена дайка вогезит-порфира северо-восточного простирания.

Приведенные сведения позволяют сделать некоторые выводы о формировании трещин, развитых в массиве щелочных интрузий.

После внедрения интрузии при ее охлаждении были образованы две взаимно-перпендикулярные северо-восточные и северо-западные, а также редкие меридиональные и широтные трещины отдельности.

В последний этап остывания интрузии, выделения остаточной магмы и гидротермальных растворов под влиянием бокового давления (видимо, ориентировочного в северо-западном направлении) были образованы северо-восточные трещины по ослабленным зонам трещин отдельности северо-восточного простирания. По этой системе трещин внедрилась магма и циркулировали гидротермальные растворы, вызвав образование даек и зон гидротермально измененных пород. Впоследствии напряжение бокового давления пало и изменилось его направление, что способствовало образованию менее развитых в массиве тектонических трещин северо-западного простирания. Они совпали с ослабленными зонами северо-западных трещин отдельности.

Բ. Ա. ՎԱՐԴԱՊԵՏՅԱՆ

ԹԵԺՍԱՐԻ ԱԼԿԱԼԱՅԻՆ ԻՆՏՐՈՒԶԱՅԻՆ ՄԱՍՍԻՎԻ
ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ՀԱՐՅՐ

Ա մ փ ո փ ու մ

Թեժսարի ինտրուզային մասսիվը յուր մորֆոլոգիական առանձնահատկություններով մոտավորապես 43 քառ. կմ մերկացվածությամբ շտոք է: Նա գտնվում է կենտրոնական դիրքում, որի շուրջը աղեղնաձև դասավորված են ալկալային ինտրուզիաների փոքր մարմիններ:

Հատակագծի վրա Թեժսարի մասսիվն ունի օվալի, իսկ նրան հարող ավելի փոքր ինտրուզիաներն ունեն օղակաձև դաշքաների տեսք: Նա հատվող ինտրուզիվ մարմին է, որն ըստ խորության լայնանում է: Դաշքաները թեքվում են դեպի կենտրոնական մարմինը, հանդիսանալով վերջինի ապոֆիզները:

Թեժսարի մասսիվի ներքին հորինվածքը բնութագրվում է մնացորդային կառուցվածքով, որը արտահայտված է շերտավոր

ասիմիլյացված ապարների ազդեցությամբ պայմանավորված զուգավոր տեսքով, անշատման ճեղքերի խիտ ցանցով, հավաքակառուցական ճեղքերով և մասսիվի մեջ երակների ու պեգմատոիտների առկայությամբ:

Մասսիվի կառուցվածքի մեջ յուրահասուղ տեղ են բռնում քսենոլիտները և ինտրուզիայի առաստաղի մնացորդները:

Ինտրուզային մասսիվի ձևավորումը ընթացել է հյուսիս-արևմտյան միջօրեականին մոտ ուղղությամբ՝ անընդհատ ներազդող կողային ճնշման պայմաններում: Մասսիվի ձևավորման վերջին էտապում կողային ճնշումը նկատելիորեն նվազում է, ընդունելով հյուսիս-արևելյան ուղղություն:

Կողային ճնշումների հետ սերտորեն կապված ինտրուզային մասսիվի մեջ հյուսիս-արևելյան ուղղությամբ առաջացել են բազմաթիվ բավականին խոշոր խախտումներ և հյուսիս-արևմտյան ուղղությամբ՝ համեմատաբար երիտասարդ փոքր ճեղքեր:

Օգտակար հանածոների որոնման և հետախուզության ամբիոն

Необходимо отметить, что вновь образованной поверхностью взорванной среды можно характеризовать величину разрушения в том случае, когда разрушенная среда хрупкая. Если же взрываема среда пластическая, то, очевидно, понятие вновь образованной поверхности уже теряет смысл. Поэтому количество израсходованной энергии для разрушения пластической среды (например, свинца) следует характеризовать соответствующей величиной деформации разрушенного объекта.

В существующей литературе до сих пор отсутствует определение понятия разрушающей способности взрывчатых веществ. Нами предлагается следующая формулировка разрушающей способности взрывчатых веществ.

Разрушающей способностью взрывчатых веществ называется их способность при взрыве деформировать окружающий заряд среды, причем для хрупких тел величина разрушения характеризуется вновь образованной поверхностью взорванного массива, а для пластических тел — соответствующей деформацией взорванного объекта.

Различные результаты по характеру разрушения взорванной среды, именуемые в существующей литературе фугасным действием и бризантным действием, являются различными степенями проявлений *единой* разрушающей способности зарядов взрывчатых веществ. Сказанное можно пояснить следующими фактами:

а) любое взрывчатое вещество обладает способностью как дробить (бризантное действие), так и метать (фугасное действие) дробленые куски взорванного объекта, но у различных взрывчатых веществ эта способность проявляется в различной степени;

б) отсутствует четкая граница между указанными фугасными и бризантными действиями взрывчатых веществ.

Исходя из существующих теорий детонации, например: гидродинамическая теория детонации, теория цепного взрыва акад. Н. Н. Семенова, волноцепная теория детонации проф. К. К. Андреева и др., можно предполагать, что энергетическая способность данного взрывчатого вещества в основном характеризуется величиной скорости детонации данного заряда.

Однако о характере и степени влияния скорости детонации на величину разрушения взорванной среды без необходимых экспериментальных данных пока судить нельзя.

Рассмотрим влияние формы заряда на его разрушающую способность.

Производство массовых взрывных работ установило факт, что в одних и тех же горных породах взорванные минные и колонковые заряды при постоянном удельном расходе взрывчатого вещества дают различную степень разрушения взорванного массива. Причем сравнительно большее количество больших кусков взорванного массива получается после взрывания минных зарядов.

Предположим, что вышеприведенный факт изменения степени разрушения взорванного массива объясняется тем, что в одном случае имеется сосредоточенный заряд, а в другом — удлинённый. Однако известен еще и другой факт, что при тех же постоянных условиях, если взрываются только колонковые заряды, но сериями различных диаметров, то степень разрушения тоже меняется. Важно отметить, что большее количество больших кусков получается при взрывании серий скважин с большим диаметром.

Приведенный факт показывает, что на степень разрушения взорванных горных пород влияет не только геометрическая форма заряда, но и соотношение размеров даже одной геометрической формы, например, цилиндрической.

Очевидно, что по мере увеличения поверхности соприкосновения заряда со взрываемой средой увеличивается и степень разрушения взорванного массива. Последнее обстоятельство, по нашему мнению, объясняется следующим образом.

Если заряды имеют постоянный объем и вес, но различные формы, то по мере увеличения поверхности соприкосновения заряда со взрываемой средой увеличивается та часть взрывающей среды, которая воспринимает *непосредственное воздействие* продуктов взрыва. При указанных условиях, если общее количество взрывающей среды постоянно, то одновременно уменьшается удельное количество взрывающей среды, приходящейся на единицу поверхности заряда, т. е. уменьшается линия наименьшего сопротивления.

Поясним это примером. Допустим, что два цилиндрических образца из затвердевшего раствора цемента с песком взрываются цилиндрическими зарядами аммонита № 6 ($\Delta=1,0$ г/см³), расположенными по оси образцов. Предположим, что цилиндрические образцы имеют равные объемы: по 0,785 м³, но разные диаметры— $D_1=1$ м и $D_2=0,5$ м. Заряды аммонита № 6 также равны, именно по 1 кг и имеют соответствующие диаметры: $d_1=60$ мм и $d_2=30$ мм. Если произвести расчет линий наименьших сопротивлений в обоих случаях взрывания, то оказывается, что ЛНС по радиусу цилиндра при диаметре 1 м в два раза больше, чем при диаметре цилиндра 0,5 м, а именно: 470 мм и 235 мм.

Поэтому при увеличении поверхности заряда постоянного объема и постоянного веса увеличивается степень разрушения взрываемой среды.

Рассмотрим данное объяснение с энергетической точки зрения взрыва.

При исследовании термодинамических процессов обычно исходят из того, что имеется идеальный газ, причем допускается, что происходят абсолютно упругие соударения частиц газа, т. е. предполагается процесс без внутренних потерь кинетической энергии. Однако в действительности подобного процесса быть не может, тем более для такого сложного превращения как взрыв. Во-первых, частицы продуктов взрыва, являясь носителями энергии, обладают массой, имеют известную начальную скорость движения и при взаимном соударении претерпевают внутренние изменения, которые могут быть только за счет кинетической энергии самих частиц; во-вторых, процесс взрыва сопутствует другим, пока еще не изученным процессам, которые объясняются существующими положениями квантовой механики. Эти процессы также связаны с некоторым поглощением кинетической энергии продуктов взрыва.

Таким образом, часть общей энергии взрыва расходуется на внутренние преобразования, которые не принимают участия в разрушении среды. По существу это сопротивления, возникающие при взаимодействии отдельных частиц продуктов взрыва. Очевидно, что чем больше поверхность заряда при его постоянном объеме и весе, тем меньшее количество энергии взрыва

будет затрачено на преодоление внутренних сопротивлений при столкновении частиц продуктов взрыва между собою. При указанных условиях, следовательно, освобождающаяся часть энергии будет использована на разрушение среды, т. е. будет *увеличиваться степень использования энергии взрыва.*

Как было отмечено выше, степень разрушения среды пропорциональна величине энергии взрыва. С другой стороны, было также установлено, что при увеличении поверхности заряда соответственно увеличивается и степень использования общей энергии взрыва. Поэтому степень разрушения взорванной среды должна быть пропорциональной величине поверхности заряда при других постоянных условиях взрывания.

Необходимо заметить, что в действительности при изменении формы заряда постоянного веса и объема величина выделившейся энергии взрыва не остается постоянной, ибо соответственно меняется скорость детонации заряда. Отсюда следует важный вывод, что увеличение поверхности заряда при его постоянном объеме и весе вызовет увеличение степени разрушения среды до тех пор, пока уменьшение скорости детонации заряда будет меньше, чем увеличение поверхности заряда.

Таким образом, изменение формы заряда постоянного объема и веса вызывает изменение степени разрушения среды потому, что изменяются поверхность соприкосновения заряда со взрываемой средой и скорость детонации заряда. При этом, если предположить, что скорость детонации постоянна, то поверхность соприкосновения заряда со взрываемой средой будет пропорциональна разрушающей способности данного заряда.

Изложенные теоретические основы характеристики разрушающей способности зарядов взрывчатых веществ были проверены многочисленными производственными (на разных рудниках) и лабораторными экспериментами, объемистое содержание которых невозможно привести в настоящей статье. Полученные результаты экспериментальных исследований полностью подтверждают все основные теоретические положения, изложенные выше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Губкин С. И. и Богданов Е. С. Путь формирования как основная характеристика деформированного состояния пластического тела, ДАН СССР, новая серия, т. 88, № 6, 1952.
2. Андреев С. Е. Законы дробления, Горный журнал, № 7, 1952.
3. Егоров Г. Г. Теория дробления и тонкого измельчения, Л.—М., 1938.
4. Михайлов А. Г. Крупность кусков породы в зависимости от дробления при взрыве и влияние ее на погрузочные работы. Журнал „Золотая промышленность“, № 12, 1938.
5. Геокчакян М. Г. Исследование разрушающей способности взрывчатых веществ. Диссертация, Л., 1953.
6. Геокчакян М. Г. Методика определения эффективности разрушения горных пород взрывом. Сборник научных трудов ЕрПИ, № 11, вып. 2, Ереван, 1955.

Մ. Գ. ԳԵՈՎՉԱԿՅԱՆ

ՊԱՅԹՈՒՅԻԿ ՆՅՈՒԹԵՐԻ ԼԻՑԻՔԵՐԻ ԱՎԵՐԻՉ ՈՒՆԱԿՈՒԹՅԱՆ
ԲՆՈՒԹԱԳՐՄԱՆ ՏԵՍԱԿԱՆ ՀԻՄՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ ֆ ո փ ու մ

Մասնագիտական գրականության մեջ օգտագործվող տերմինները, ինչպես օրինակ՝ պայթուցիկ նյութի ուժ, աշխատունակություն, հզորություն և ուրիշներ, ըստ նրանց իմաստի նախատեսվում են բնութագրելու մեկ ընդհանուր հատկություն, այն է՝ պայթուցիկ նյութի լիցքի ավերիչ ունակությունը:

Պայթուցիկ նյութերի լիցքերի ավերիչ ունակությունը ուղիղ համեմատական է, կարծր լեռնային ապարների պայթեցնելու դեպքում, նոր ստեղծված մակերեսի մեծությունը (համաձայն Ռիտինգերի տեսությանը), իսկ պլաստիկ լեռնային ապարների դեպքում՝ ձևափոխման մեծությունը:

Ելնելով գոյություն ունեցող պայթուցիկ նյութերի ճայթման տեսություններից (օրինակ՝ ալպ. Ն. Ն. Սեմյոնովի պայթման շղթայաձև տեսությունը, պրոֆ. Կ. Կ. Անդրեևի ճայթման շղթայա-ալիքային տեսությունը և ուրիշներ) կարելի է եզրակացնել, որ տվյալ պայթուցիկ նյութի էներգիայի մեծությունը հիմնականում բնորոշվում է ճայթման արագությամբ:

Մեր տեսական և փորձնական հետազոտությունները ցույց են տվել, որ պայթուցիկ նյութերի լիցքերի էներգիայի օգտագործման աստիճանը կախված է տվյալ լիցքի ձևից և, առանձնապես, նրա մակերեսի մեծությունից, որը մյուս հաստատուն պայմանների դեպքում ուղիղ համեմատական է լիցքի ավերիչ ունակությանը:

Ինչպես ցույց են տվել մեր բազմաթիվ հետազոտությունները, արտադրության և լաբորատորիայի պայմաններում պայթուցիկ նյութերի լիցքերի ավերիչ ունակությունը հիմնականում որոշվում է երկու մեծություններով՝ լիցքի ճայթման արագությունով և նրա մակերեսի մեծությամբ:

Օգտակար հանածոների որոնման և հետախուզության ամբիոն

С. А. ИСААКЯН

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛИОЦЕНОВЫХ ЭКСТРУЗИЙ МЕГРИНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Новейшие вулканические образования в Мегринском районе Арм. ССР представлены экструзиями¹ и лавовыми потоками, имеющими незначительное распространение. Выходы экструзивных образований констатированы во многих местах Мегринского района, причем можно выделить три территориально разобщенных участка их распространения к ЮВ от с. Личк (Цаккарский), на самом перевале Джибанда, и третий—в районе с. Нор-Аревик. Территория развития указанных образований расположена в центральной части Мегринского плутона, в пределах Мисхано-Зангезурской тектонической зоны. Плутон приурочен к сводовой части крупного Каджаранского антиклинория.

В геологическом строении района принимают участие третичные интрузивные породы (гранитоиды, монцониты, габбро и пр.) и континентально-озерные образования плиоцена. Преимущественным распространением пользуются интрузивные породы.

Экструзивные породы являются геологически самыми молодыми изверженными породами района [1]. Они прорывают и слегка метаморфизуют палеогеновые интрузивные породы и нижнеплиоценовые образования. Следовательно, ввержение экструзии произошло, во всяком случае, в посленижнеплиоценовое время, вероятно, в верхнем плиоцене.

Возраст прорываемых интрузивных пород Мегринского

¹ Под термином экструзия подразумевают изверженные вязкие лавы, нагромождающиеся в виде куполов и экструзивных бисмалитов.—А. Н. Заварицкий.

плутонa всеми исследователями признан как третичный, но более точное определение до сих пор спорно.

Л. Н. Леонтьев и В. Л. Хаин [4] возраст интрузии Мисхано-Зангезурского района (в которую входит и Мегринский плутон) связывают с верхнеэоценовой интрузивной деятельностью Малого Кавказа.

В исследуемом районе на размытой поверхности эоценовой интрузии в виде небольших островков залегает толща континентально-озерных отложений, возраст которых А. А. Габриеляном и А. Л. Тахтаджяном [3] на основании палеофлористических данных определен как нижний плиоцен. Более ранними исследователями возраст этой толщи был определен как верхний миоцен.

Молодой возраст экструзивных пород доказывается на основании следующих наблюдений:

1. На обоих берегах среднего течения р. Мегри, немного южнее слияния последней с р. Айри, осадочные породы нижнеплиоценового возраста прорваны экструзией.

2. В некоторых обнажениях Цак-карского массива наблюдались многочисленные ксенолиты континентально-озерной толщи с обломками интрузивных пород, которые были захвачены и частично изменены экструзией. Микроскопическое исследование этих обломков (турмалинсодержащего кварцевого мондонита) шл. 124 показало, что порода ксенолита подверглась постмагматическим изменениям, выражающимся в очень интенсивной альбитизации и серицитизации полевых шпатов, железо-магнезиальные минералы в ней целиком разрушены.

3. Обломочный материал континентально-озерной толщи в контакте с экструзивными породами сильно обожжен. В непосредственной близости к контакту явление обжига выражено чрезвычайно резко. Поверхность обломков примерно на 0,5 см толщины превращена в рыхлую массу кирпично-красного цвета. В отдаленных от контакта частях обломки обожжены слабее, сторона, обращенная к экструзии, более сильно обожжена.

4. При тщательном обследовании континентально-озерной толщи гальки экструзивные породы не обнаружены.

5. Линии нарушения, наблюдаемые внутри экструзивных

массивов, в общем совпадают с нарушениями плиоценовых пород.

6. Бисмолитообразные массивы Нахичеванской АССР, которые известны в литературе как лакколлиты (Алинджа, Иландаг, Берды—Норашен и др.), по петрографическому составу и по форме залегания очень близки к экстрезивам Мегринского района. Возраст первых, послесарматский, вероятно, плиоценовый, так как экстрезия Норашена прорывает дарридагскую олигоценую толщу и несогласно налегает на сильно дислоцированную соленосную толщу, возраст которой по последним исследованиям установлен как сармат.

В исследуемом районе широко развиты дизъюнктивные нарушения. Среди крупных нарушений устанавливаются следующие главные системы:

1. Северо-западная система, почти меридиональная, с простиранием $290-340^{\circ}$, падением на северо-восток от $70-80^{\circ}$. К этой системе относится Таштунский (Дебаклинский) разлом, являющийся самым крупным в районе.

2. Северо-восточная система с простиранием $35-70^{\circ}$ и падением на северо-запад под углом $45-70^{\circ}$.

3. Разломы широтного простирания, обычно падающие круто на север.

По указанным разломам внедрились даечные комплексы и более поздние вулканогенные образования района. При изучении экстрезии прежде всего обращает на себя внимание расположение отдельных массивов и их взаимоотношение с элементами тектоники. Выходы исследуемых экстрезивных пород приурочены к зонам тектонических нарушений, и это обстоятельство не может иметь случайный характер.

Полевыми наблюдениями установлено, что таштунский поток излился вдоль нарушенной зоны. В штольне, находящейся на правом берегу р. Таштун, в непосредственной близости от шоссеной дороги, вскрыт таштунский разлом, мощность которого на данном участке примерно 32 м. В эту зону разлома изливался лавовый поток андезитового состава, который прослеживается на 3,5—4 м. Поток падает на юго-восток (110°), под углом 35° . Роговые обманки в андезитах имеют

флюидальное расположение, длинная ось их вытянута примерно параллельно простиранию разлома.

Экструзивные образования, слагающие перевал Джибанд, расположены вдоль нарушенной зоны по направлению горы Джибанд—безымянный бугорок, простирающийся в юго-восточном направлении ($140—150^{\circ}$) с падением на юго-запад $230—240^{\circ}$.

Цак-карский массив расположен на опущенном крыле разлома, где в плиоценовое время накопились континентально-озерные отложения, которые потом были прорваны экструзией.

В процессе образования описываемых массивов, по-видимому, лава тоже имела некоторую активную роль, т. е. подъем лавы сопровождался разрывом уже дислоцированных пород. Так, на левом берегу р. Тагамир, недалеко от большого обрыва, монцониты прорваны дайкой экструзивных пород. Дайка крутопадающая, почти вертикальная. Мощность ее $2,5—3$ м. Азимут падения на северо-запад $330—390^{\circ}$ под углом $87—90^{\circ}$. По контакту, в местах непосредственного соприкосновения, в монцонитах наблюдаются тектонические перемещения, выраженные образованием эруптивных брекчий, отполированных площадок с ясной штриховкой, которые простираются в северо-восточном направлении. Плоскости эти покрыты тонкой белой пленкой вторичных образований. Монцониты по контакту покрыты густой сетью тонких трещин, которые имеют простирание, близкое к меридиональному, т. е. они расположены параллельно простиранию дайки. В шлифах эти монцониты проявляют сильно катаклазированную структуру.

После застывания массивов тектонические воздействия, по-видимому, продолжались. Доказательством такого предположения могут служить следующие факты: в кварцевых жилах Джибандского массива (шлиф 41) динамические процессы выявляются очень сильно (волнистое погасание кварца). Образование этих жилок, несомненно, связано с постмагматическими процессами. В экструзивных массивах (Цак-кар, Джибанд) довольно часто наблюдаются мелкие перемещения тектонического характера, на что указывают отдельные блоки исследуемых пород, смещенные друг относительно друга. Амплитуда смещения измеряется от 1 мм до $8—10$ см. Отполиро-

ванные плоскости, имеющие зеленовато-бурый цвет, покрыты тонкими бороздками.

Изучение макро- и микроструктур экструзивных пород показало, что первичное строение их подверглось механическим деформациям.

По данным А. В. Каждана (1947), южнее исследуемого района, древнечетвертичные красные брекчии, распространенные на участке Агаракского месторождения, обрываются крутым разрывом (сбросом) северо-восточного простирания, что также указывает на продолжение тектонических явлений и в нижнечетвертичное время.

Приуроченность массивов к зонам нарушений, отсутствие вулканических аппаратов и рыхлых продуктов извержения дают основание предполагать, что экструзии Мегринского района относятся к безкратерным, трещинным излияниям. Экструдирование лав происходило по линиям разломов (северо-западных и меридиональных), сформированных задолго до извержения и вновь оживших во время плиоценовых движений. Излияние, по всей вероятности, происходило в один прием, так как следов каких-либо перерывов в деятельности вулканизма не наблюдается.

Изверженная лава выжималась по имеющимся трещинам и, не имея возможности течь, застыла в виде экструзивных массивов. В исследуемых экструзивных породах наличие вулканического стекла и диссоциация железо-магнезиальных минералов указывают на то, что лава значительно приблизилась к поверхности и ее окончательное затвердевание происходило на поверхности или на незначительных глубинах.

Экструзивный массив Цак-кар. На левом берегу р. Мегри, южнее с. Личк, Мегринского района, непосредственно у шоссе-ной дороги Мегри-Личк, резко выделяется своим синевато-серым цветом экструзивный массив, возвышающийся над рекою на 100 и более метров. С юго-западной стороны он выступает в виде огромной, почти вертикальной стены. Этот массив у местных жителей известен под названием Цак-кар, что в переводе означает дырявый камень. Площадь обнажения массива не более 1 кв. км. Цак-карский массив прежде всего привлекает внимание своими громадными, многочислен-

ными пустотами, диаметр которых иногда достигает до 1 м. В расположении пустот трудно заметить какие-либо закономерности, формы их эллипсоидальные, округлено-эллипсоидальные. В некоторых пустотах еще можно видеть остатки континентально-озерных пород, которые были прорваны и захвачены экструдированной лавой. Они макроскопически резко отличаются от вмещающих их экструзивных пород.

Под воздействием эрозионно-денудационных процессов эти осадочные образования, как более сильно поддающиеся выветриванию, полностью или частично выщелочены и на месте вывалившихся глыб образовались упомянутые пустоты.

Цак-карский массив по направлению к с. Личк рассечен рядом неглубоких балок, по которым весной текут мелкие ручейки. У подножья главного выхода расстилается покров плитообразных, довольно крупных обломков, которые встречаются и на ближайших пашнях.

Выходы тождественных пород констатированы к востоку от Цак-кара, по противоположному склону реки Мегри, где из-под лесного покрова выступают экструзивные породы, перемежающиеся с континентально-озерными отложениями.

Экструзивные породы на левом и правом берегу р. Тагамир в виде дайки прорывают монцониты.

Обособленные выходы экструзивных пород наблюдались недалеко от разветвления шоссе на дороге с. с. Личк—Таштуи, по правому склону Тагамирского ущелья. Мелкие выходы (от 2—10 кв. м) экструзивных пород были встречены, примерно, на расстоянии 200 м от пересечения шоссе и проселочной дороги, в сторону с. Личк. К северо-западу они погружаются под аллювиально-ледниковые отложения, причем необходимо отметить, что на последних никаких следов воздействия экструзии не наблюдается.

Главный выход экструзии с севера и юга прорывает монцониты, а с востока и запада—осадочную толщу плиоцена и в некоторых участках перемежается с последним.

Взаимоотношения экструзивных и континентально-озерных образований четко наблюдаются в ущелье «сарай», недалеко от главного выхода. Породы, взятые из непосредственного контакта, имеют бисоматический характер: обломочный материал

осадочной толщи «сцементирован» вулканогенной массой. Чуть дальше от контакта, по направлению к центральной части массива, наблюдается следующая своеобразная картина: бисоматические породы сменяются гиалиновой корой, образовавшейся вследствие быстрого охлаждения изверженной массы при соприкосновении с более холодными вмещающими породами. Во внутренних частях этой зоны, при более медленном охлаждении, т. е. сравнительно продолжительной кристаллизации, имело место образование полукристаллических участков, сферических форм, с грубо-радиальным расположением кристаллов роговой обманки и полевых шпатов. В образовании этих участков, кроме температуры, видимо, имели влияние летучие компоненты, которые задерживались уже затвердевшей наружной корой.

Размеры сферических скоплений колеблются в широких пределах: макроскопически еле заметные разности их постепенно увеличиваются и, сливаясь друг с другом, на расстоянии примерно 50 м от контакта к центру массива, переходят в нормальные эффузивные породы, без следов осадочных образований или гиалиновой коры.

В массиве наблюдаются многочисленные трещины, являющиеся, в большинстве случаев, трещинами охлаждения. Часто они ничем не заполнены, иногда же наблюдаются выделения, заполненные зернами молочно-белого кальцита или халцедона. У подножья Цак-карского массива, в прибрежной части р. Мегри, вследствие более сильного выветривания трещины отдельности выявляются четко, образуя концентрически-скорлуповатые, тонкопластинчатые плоскости, переходящие в верхних частях массива в грубоплитчатые формы.

Морфологически Цак-карский массив представляет собой безкратерное, бисомалитоподобное тело со сложной конфигурацией. Приконтактные части экструзии характеризуются крутопадающими стенами с азимутом падения на северо-восток 315° под углом 85° . В этих приконтактных частях наблюдается отчетливо выраженное параллельное расположение минералов. Крупные кристаллы полевых шпатов, роговой обманки интра-теллурического происхождения и отдельные включения (мелкие ксенолиты) континентально-озерной толщи ориентированы

линейно. Причем фенокристаллы полевых шпатов, которые имеют более или менее изометрическую форму, расположены менее правильно, чем призматические кристаллы роговой обманки. Наблюдаются местные отклонения, в особенности в более отдаленных частях от контакта.

Вкрапленники под действием сил течения приобрели грубо линейное (параллельное) расположение. Удлинение вкрапленников расположено согласно общему северо-западному направлению главного течения.

От главного массива отходят ответвления, которые чередуются с прорванными ими породами мондонитового типа. Каждое ответвление, отделяющееся от главного массива, как правило, окружено не мощным контактовым ореолом. Отдельные ответвления имеют определенные линии течения. Вертикальные линии течения, которые наблюдаются в приконтактных частях главного массива, в отдельных отпрысках приобретают почти горизонтальное направление с азимутом падения на северо-восток.

Кроме линейности, наблюдается полосчатость. Отдельные полосы различаются по цвету: неширокие, более или менее параллельные, иногда изогнутые светло-серые полосы чередуются с более темноокрашенными слоями. Эти слоистые полосы различаются между собой микроструктурой и степенью кристалличности.

Джибандский массив составляет наиболее высокую часть одноименного перевала, располагаясь между г. г. Джибанд и Хач-кар. В плане он приближается к эллипсу, с длинной осью, вытянутой в северо-западном направлении вдоль зоны разлома. Массив представляет собой возвышенность с выступающими небольшими вздутиями вулканических пород, подобных конусам выдавливания, прорывающим поверхность эжструзии. Наружные поверхности конусов, мощностью от 5—10 см, по своему строению резко отличаются от внутренних. Они сложены из очень твердых, массивных, почти черных, стекловидных пород с редкими вкрапленниками (закаленная кора). Постепенно через промежуточные разновидности они переходят в полукристаллическую, явно порфиновую породу более светлой окраски.

В результате выветривания эти конусы образуют причудливые формы.

Контакты экструзивных и интрузивных пород почти всюду задернованы и лишь в некоторых местах можно наблюдать непосредственное соприкосновение их с вмещающими гранодиоритами. Отдельные выходы зафиксированы в неглубоких горных выработках к западу от перевала.

В ущелье, находящемся южнее моста (переброшенного через верхнее течение р. Таштун), при бурении в поисках руд в скважине под мощным слоем делювиальных отложений примерно на глубине 400 м были встречены породы, которые по внешнему виду и минералогическому составу очень сходны с теми породами, которые слагают массив Джибанд. Микроскопические исследования (шл. 42) подтверждают правильность отнесения этих пород к экструзивным.

По северо-западному склону крайней западной оконечности Джибандского массива проходит узкий овражек, почти рядом с «водопадом». Здесь выступает дайка северо-западного простирания. Она сложена породой темной, почти черной окраски, и состоит из плотной основной массы, в которой невооруженным глазом можно различить таблитчатые вкрапленники полевых шпатов желтовато-белого цвета. Трещинами отдельности дайка разбита на параллелепипедальные плитки. Выходы тождественных по составу и структуре дайковых пород встречены в непосредственной близости от таштунской водоканавы, на юго-восточном склоне массива. Дайка простирается в юго-восточном направлении.

В районе распространения экструзии, у подножья северо-западного и северного склона массива, наблюдались выходы минерализованных вод. По всей вероятности, экструзивные образования не имеют непосредственного отношения к тем ослабленным зонам, по которым продвигалась лава.

Аналогичные экструзивные породы были встречены на юго-западном склоне возвышенности 1960 м, на 0,3—0,5 км севернее с. Нор-Аревик. Здесь они образуют бесформенное тело с тремя дайкоподобными ответвлениями, которые в нижних частях Нор-Аревикского ущелья сливаются в одно целое тело. Мощность отдельных ответвлений колеблется от 20 до 100 м.

Плоскость обнажения 0,5—0,8 кв. км. В общем они простираются в меридиональном направлении с азимутом падения СЗ 275°, под углом 75—80°. Эти породы прорывают кварцевые монзониты, которые сильно изменены на расстоянии примерно 50 м от контакта: заохрены, обелены, окварцованы.

Отдельные ответвления с наружной стороны окаймлены почти черной корой афанитовой породы (закаленная кора), мощностью 3—4 см (обр. 15). Редко мощность их достигает до 1 м. По направлению к центру указанная приконтактовая зона резко переходит во вторую зону, которая от первой отличается более светлой окраской и наличием порфировых вкрапленников. Центральная часть этих ответвлений сложена светлыми породами с крупными, до 3 см в длину, порфировыми вкрапленниками. Эти породы как макроскопически, так и микроскопически почти не отличаются от пород Цак-кара и Джибанд.

По внешнему облику и по минералогическому составу породы, слагающие массив Цак-кар, очень близки к породам, обнажающимся на Джибанде. Они почти во всех обнажениях имеют светлую окраску, преимущественно светло-серую, серовато-белую, иногда серовато-синюю и реже более темную. Описываемые породы имеют порфировую структуру. На общем сером фоне рельефно выступают белые таблички полевых шпатов (до 2 см), длинно-призматические кристаллы черной роговой обманки (1,8—2 см в длину) и сравнительно мелкие чешуйки биотита **гексагонального габитуса**. Упомянутые темные компоненты почти всегда встречаются вместе, но в различных количественных соотношениях.

Основная масса породы плотная, тонкозернистая, реже стекловатая. Невооруженным глазом отдельные минералы не отличимы.

Относительные количества вкрапленников и основной массы породы изменяются в широких пределах. В центральных частях массива породы богаты вкрапленниками, которые местами преобладают над основной массой. По направлению к периферии количество вкрапленников постепенно уменьшается и уже в приконтактных частях массива породы переходят в афанитовые разности более темного цвета.

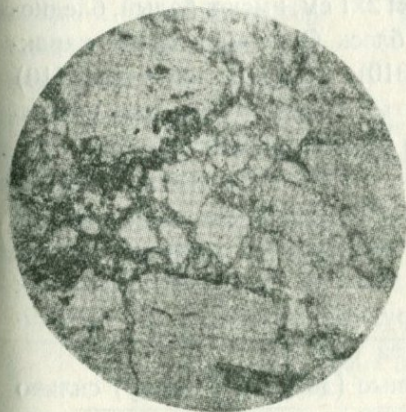
Породы, обнажающиеся в непосредственной близости от

Таштунского канала, который можно принять за естественную границу массива с порфиризовидными гранитами юго-восточного склона с. Джибанд, характеризуются своеобразным строением. В штуфах, взятых из этой части, обращают на себя внимание темные, почти черные, складкообразно изгибающиеся полосы, резко выделяющиеся на более светлом фоне породы. Ширина этих полос невелика и редко достигает до 1 см. Микроскопическое изучение их показало, что они состоят, главным образом, из вулканического стекла с малым количеством кристаллической фазы (шл. 17, 48). Цвет стекла буроватый, различных оттенков; оно неоднородно, наблюдаются пятна и изогнутые полосы различных окрасок. Эти полосы часто расположены субпараллельно и, обтекая вкрапленники, обнаруживают флюктуационную структуру.

В некоторых шлифах (шл. 23, 40, 18, 19) стекло разбито на угловатые обломки, промежутки между которыми заполнены тонкозернистым агрегатом, состоящим исключительно из раз-

дробленных кристаллов полевых шпатов и темного вулканического стекла, придавая им брекчиевидную структуру (брекчия расщепления, фиг. 1).

Подобная структура наблюдалась и в некоторых шлифах Цак-карского массива. Такая же специфическая структура описана рядом авторов для эльбрусских лав. Д. С. Белянкин [2] вполне основательно рассматривает образование таких брекчиевидных структур как результат раз-



Фиг. 1. Брекчия расщепления. Шл. 1—18, ник—, увелич. 30.

дробления при движении уже почти отвердевшего, но еще горячего лавового потока.

Вулканическое стекло в результате частичной раскристаллизации проявляет хлопьевидное, пятнистое строение, слабо поляризует (шл. 24, 16).

Раскристаллизация стекла особенно явно выражена в

шлифах тех штуфов, которые взяты из центральных частей массива. В шл. 47 вулканическое стекло полностью раскристаллизовано, переходя в крипнокристаллическую, микрофельзитовую основную массу, ясно заметную в шл. 45.

Порфиновые вкрапленники представлены, главным образом, плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, редко авгитом. По составу вкрапленников можно выделить биотит-роговообманковые, биотитовые, биотит-роговообманково-пироксеновые разновидности.

Во избежание повторения микроскопическое описание пород Цак-кара и Джибанда приводится вместе.

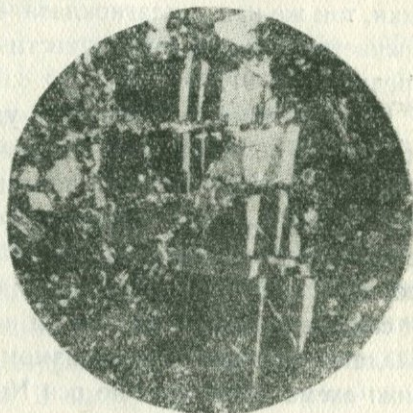
Полевые шпаты представлены двумя разновидностями: первая — совершенно свежие, прозрачные, стекловато-блестящие кристаллы, а вторая — молочно-белые, мутные, с фарфоровидным блеском. Весьма оригинальны крупные кристаллы плагиоклаза (андезина), которые были собраны на северо-восточном склоне Цак-карского массива, чуть севернее сараев с. Личк. Эти кристаллы, размером 2x1 см, имеют белый, бледно-розовый цвета и перламутровый блеск. Они таблитчатые, характеризуются хорошо развитыми (010), (001) и частично (110) плоскостями. Кристаллы вытянуты по оси (001). Для них характерны двойники вращающиеся по карлсбад-альбитовому закону. Наблюдается спайность по (010) и (001). Плагиоклаз встречается только во вкрапленниках. Нередко в них наблюдаются ориентированно расположенные включения апатита. Кроме апатита, встречаются также включения дезориентированных чешуек биотита (шл. 8), зерна рудных минералов и в единичных случаях включения жидкостей (шл. 7).

В шлифе 13 имеются крупные (до 4 мм в длину) сильно измененные кристаллы плагиоклаза, которые по краям покрыты совершенно свежей микроотиновой оболочкой. Трещинки некоторых вкрапленников заполнены новообразованным плагиоклазом, светопреломление которого значительно меньше, чем светопреломление вкрапленника (альбит-олигоклаз). Отдельные кристаллы плагиоклаза пропитаны вулканическим стеклом. Вулканическое стекло, проникая внутрь кристаллов, разъедает их периферические части, в результате чего контуры часто почти исчезают и плагиоклазы постепенно переходят в

вулканическое стекло. В некоторых вкрапленниках наблюдаются неправильные разветвления, заполненные разъевшим их вулканическим стеклом.

Под воздействием катакластических процессов кристаллы плагиоклаза подверглись растрескиванию и чаще раздроблению: они характеризуются неправильными контурами, отдельные части перемещены друг относительно друга. Промежутки между ними заполнены основной массой породы (фиг. 2). В шлифе 15 кристаллы плагиоклаза очень сильно раздроблены, образуя мозаичную структуру.

Нередко встречаются зональные вкрапленники плагиоклаза с резкими границами зон. Схема изменения состава зон от центра к периферии нормальная. Зональное строение ясно наблюдается преимущественно в крупных индивидах, в мелких же почти отсутствует.



Фиг. 2. Раздробленный кристалл плагиоклаза. Шл. 6, вик. X, увелич. 30.

Константы плагиоклаза, определенные на универсальном столике Федорова, приведены в таблице 1.

Таблица 1

№ шлифа	Координаты двойниковых осей в градусах			Закон	2V	№ плагиоклаза
	BNg	BNm	BNp			
7	18	72	88	(010)	+74	40
8	22	68	75	(010)	+70	41
8a	20	70	86	(010)	+72	40
14	26	64	89	(010)	+68	38
15	22	68	86	(010)	+72	41

Принимая во внимание точность определения и допуская неизбежные ошибки, плагиоклаз можно считать андезином № 40.

Спектроскопические данные указывают на наличие в этих плагиоклазах (обр. Д-56) Mg, Fe, Mn, Pb, Sr, Ba, т. е. тех микроэлементов, которые, по данным Е. Д. Белянкиной, характерны для кавказских полевых шпатов.

Роговая обманка. Среди цветных минералов наиболее распространенным является роговая обманка зеленая и бурая. Количество их сильно варьирует.

Весьма любопытен тот факт, что микролитов роговой обманки, так же как и плагиоклаза, в основной массе породы не встречается. Бурые разновидности роговой обманки встречаются редко (шл. 9).

Роговая обманка образует удлиненные, призматические кристаллы и ромбические в поперечном сечении самого различного размера. Крупные кристаллы поперечными трещинами раздроблены на отдельные обломки, которые несколько смещены друг относительно друга. Промежутки между ними заполнены веществом основной массы. Наблюдается характерная спайность. Довольно часты полисинтетические двойники. Обладают сильным плеохроизмом. Для зеленой роговой обманки схема абсорбции по оси Ng—темно-зеленый и по Np—буровато-зеленый. Бурая разновидность проявляет следующий характер: по Ng темный, красновато-бурый, по Np—желтоватый.

Окраска зеленых роговых обманок неравномерная. В центральных частях отдельных кристаллов наблюдается бурый оттенок, который в периферических частях отсутствует. Оптические константы зеленых разновидностей следующие:

Шл. 6, $2V = -76$, $CNg = -17^\circ$, $Ng - Np = 0,018$.

Шл. 15, $2V = -72$, $CNg = -15^\circ$, $Ng - Np = 0,021$.

Биотит присутствует почти во всех шлифах описываемых пород. Он представлен свежими чешуйками, часто имеющими гексагональные контуры. Окраска биотита неоднородная, иногда полосатая: густо окрашенные полосы закономерно чередуются с более светлыми полосами. Отдельные чешуйки изобилуют мелкими иглообразными включениями апатита, удлинение которых в большинстве случаев совпадает с направлением трещин спайности биотита. Кроме апатита, в качестве включений часто попадают и рудные минералы. Во

многих случаях чешуйки биотита изогнуты или разорваны, благодаря чему проявляют волнистое угасание (шл. 15, 28). Биотит сильно плеохроирует: по Ng—бурый, почти черный, по Np—светло-желтый.

Биотит опацифицирован; чешуйки его окружены тонкой оболочкой рудных минералов. В некоторых шлифах были встречены чешуйки биотита, целиком превращенные в опацитовое вещество (шл. 11), но общее очертание их остается вполне четким и сохраненным.

Пижонит был встречен в шл. 15, 48 в виде коротких призматических зерен (0,8 x 1 мм). Цвет серый, с зеленоватым оттенком. Наблюдаются трещины спайности и отдельности. Некоторые кристаллы его амфиболизированы (шл. 48). Зеленый амфибол образует пятна и каемки нарастания, которые сопровождаются выделением мелких зерен вторичного рудного минерала $CNg=42^\circ$, $Ng-Np=0,028-0,030$, $2V=+35^\circ$.

Калиевый полевой шпат. Иногда среди полевых шпатов при тщательных наблюдениях можно отыскать зернышки калиевого полевого шпата, которые отличаются от плагиоклаза низким светопреломлением. В шлифах 7, 48 калиевый полевой шпат встречен в крупных ксеноморфных зернах, которые извилистыми трещинками разделены на части, как бы цементированные полукристаллической основной массой породы. Некоторые из трещин заполнены новообразованным цеолитом, который в стыке с калиевым полевым шпатом, вследствие малого светопреломления, представляется золотисто-желтым (дисперсионный эффект). Зерна калиевого полевого шпата включают в себя более идиоморфные, дезориентированные кристаллы андезина, а также пертитовые вросстки альбита. Наблюдаются также включения биотита, апатита и моноклинного пироксена.

Кварц. В основной массе некоторых шлифов (41) наблюдаются бесформенные, часто амебовидные, сетчатые участки. Этот новообразованный кварц в более крупных зернах в коноскопии дает явную фигуру одноосного минерала: оптический знак положительный. Кроме того, встречались спорадические зерна оплавленного кварца (шл. 45, 2-75) с бухтовидными

углублениями. Сравнительно крупные зерна разбиты микро-трещинками на угловатые обломки, которые проявляют отчетливо выраженное волнистое угасание.

Апатит—минерал очень распространенный. Наблюдается он в виде двух поколений. Апатит первого поколения встречается в виде белых, игольчатых призмочек и шестиугольных разрезов, включенных в кристаллы полевых шпатов и железомagneзиальных минералов. Кристаллы второго поколения (крупные) встречаются в основной массе породы. В шл. 17 встретился окрашенный кристалл апатита с концевыми гранями. Этот кристалл по краям имеет буро-фиолетовый цвет, слабо плеохроирует, схема абсорбции биотитовая. В сравнительно крупных кристаллах наблюдаются тонкие, правильные трещинки спайности, идущие параллельно удлинению кристаллов. Крупные кристаллы апатита также раздроблены и «цементированы» основной массой породы.

Сфен редко образует крупные кристаллы, встречается в виде характерных конвертообразных зерен размером 0,5—0,8 мм в поперечнике. Слабо плеохроирует: от бурого до светло-бурого. Изредка содержит включения рудных минералов.

Магнетит встречается как первичный минерал в виде мелких зерен, которые распределены по всему шлифу. Среди них редко попадаются крупные изометрические кристаллы с бурой оторочкой. Часто магнетит образует характерные каемки по периферии чешуек биотита и отчасти роговых обманок в связи с опацизацией последних. В этом случае он, несомненно, вторичный.

В некоторых шлифах в незначительном количестве встречаются зерна кальцита и цеолита (сколецита).

Основная масса описываемых пород структурно разнообразна: стекловата (шл. 28, 13), катакластическая—брекчиевая (9, 11, 15), * микрофельзитовая (7, 8, 14) и флюидальная (13, Д-44).

Образцы пород, взятые из кривых частей массива, имеют брекчиевую (текситовую) структуру; твердые интрателлурические вкрапленники, а иногда вся порода сильно раздроблена. В стыках отдельных обломков или зерен наблюдается скопление мелкозернистого агрегата, образовавшегося благодаря раз-

дроблению более крупных зерен (шл. 28). Отдельные обломки породы, которые «сцементированы» вулканическими образованиями более позднего затвердевания, часто оконтурены обтекающими извилистыми чешуйками биотита (шл. 9). На более мягких минералах, как биотит, механические воздействия сказываются в искривлении и изгибании как чешуек, так и линий спайности. В некоторых шлифах чешуйки биотита как бы собраны в микроскладки.

Основная масса пород, взятых из краевых частей массива, имеет стекловатую структуру. Вулканическое стекло присутствует почти во всех шлифах, в различных количествах и различной окраске. Обычно оно бесцветное или слабо окрашено. Стекло закаленной коры имеет более темную окраску. При больших увеличениях (180×) можно видеть, что стекловатая основная масса состоит из скелета слабо двупреломляющего вещества, образовавшегося за счет расстеклования основной массы. В расстеклованной массе наблюдаются редкие, мелкие сферолиты слюдисто-хлористого вещества.

Структура основной массы пород, взятых из центральных частей массива, является переходной от стекловатой к микрофельзитовой. Последний (шл. 14) в подавляющем количестве состоит из более или менее изометрических зерен полевых шпатов и продуктов раскристаллизации стекла — новообразованного кварца, и незначительного количества стекла (?). В некоторых образцах (шл. 15) основная масса породы состоит из субпараллельно расположенных кристаллов плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены вулканическим стеклом. Флюидально расположенные кристаллы оконтуривают более крупные вкрапленники.

Породы, взятые близ контакта с осадочной толщей, имеют пятнистый характер; пятна округленные, эллипсоидальные и на светлом фоне породы выступают очень резко. В основной массе их наблюдаются обособленные реликтовые скопления глинистых частиц, в которых присутствуют многочисленные мелкие зернышки сильно двупреломляющегося карбонатного вещества. Эти скопления рассеяны по всему шлифу (шл. 11, 5, 7).

Количественный минералогический подсчет произведен на

интеграционном столике модели «ИСА» в 6 шлифах. Результаты подсчета приведены в таблице 2.

Таблица 2

Компонен. №№ шл.	Полев. шпат	Рог. обм.	Био- тит	Кварц	Пирок- сен	Вторич- ные	Ост. масса	Всего
16	28	10	5	—	—	2	55	100%
41	26	5	12	1	3	2	51	100%
45	20	14	4	—	—	2	60	100%
6	21	—	6	2	—	1	70	100%
15	34	5	4	6	—	1	50	100%
36	21	7	2	—	—	1	18	100%

В таблице 3 приведены химические анализы описанных пород, экструзий Нах. АССР, а также средние химические данные интрузивных пород Мегринского плутона.

По химическому и минералогическому составу экструзивные породы Мегринского района примыкают к семейству дацитов (дацитоиды) с переходами к трахи-дацитам и андезито-дацитам.

Просмотрев данные хим. анализов исследуемых пород, можно видеть, что они близки друг к другу и в общем идентичны с дацитами (по определению В. Н. Лодочникова) «лакколитов» Нахичевани.

Из сравнения этих анализов явствует, что экструзивные образования Мегринского плутона очень сходны с более древними интрузивными породами района и именно с гранодиоритами. Общность их выражается и в том, что в обеих фациях темные компоненты представлены роговой обманкой, биотитом и реже моноклинным пироксеном. Акцессорные минералы те же: апатит, сфен и другие.

ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании вышеизложенного можно сделать следующие основные выводы:

Таблица 3

№№ обр. окислы											
	1	2	3	36	57	72	1	2	3	ср. из 5	ср. из 6
SiO ₂	63.12	62.78	63.00	59.92	59.92	63.44	62.18	60.36	62.16	61.48	69.36
TiO ₂	0.38	0.84	0.07	0.81	0.64	0.64	0.36	—	0.48	0.58	0.44
Al ₂ O ₃	16.97	14.71	18.16	18.22	15.93	18.16	16.33	17.38	16.84	16.74	15.75
Fe ₂ O ₃	2.59	4.00	0.35	4.37	5.71	3.76	4.63	2.80	3.25	2.72	3.66
FeO	1.66	1.03	2.76	—	—	—	0.44	2.37	1.28	2.56	1.30
MnO	—	0.17	—	—	—	—	0.06	0.11	0.11	0.08	0.04
MgO	1.83	1.71	3.53	1.59	2.82	0.89	1.76	2.36	2.13	2.41	1.32
CaO	4.14	3.34	3.20	4.35	4.29	4.35	5.32	5.25	5.10	5.34	2.78
K ₂ O	3.41	5.12	3.50	7.92	7.89	6.92	2.72	2.76	3.22	3.30	3.38
N ₂ O	4.49	3.15	4.24	—	—	—	4.28	4.68	4.06	3.33	4.01
ППП	0.20	0.64	0.05	2.82	3.20	1.86	0.58	0.31	0.50	1.08	0.52
Название породы	интрадацит			андезитс-дацит		дацит	интрузивные дациты			гран-диорит	порфи-ровидный гранит
Литературный источ.	С. А. Мсвсесян			С. А. Исаакян			К. Н. Паффеигольц [5]			М. А. Литвин	
Место взятия	Бугакар	Джибанд	Цак-кар	Цак-кар	Джебанд		Иландар	Бердык	Нагаджир	Мегринский плутон	
Аналитик	—			А. К. Ивация			В. А. Егоров		В. А. Молева		

1. Морфологической особенностью экструзивных массивов Мегринского района являются бесформенные, бисмолитообразные, штокообразные, даечные формы залегания. Стимулом для их образования послужили тектонические разломы, по которым выжималась жидкая лава. Вязкость лавы, очевидно, была повышенная, вследствие чего она застыла в виде экструзивных массивов.

2. Мелкие перемещения внутри массивов указывают на влияние тектонических усилий как в процессе внедрения, так и после затвердевания лавы.

3. Экструзивные породы прорывают породы эоцена и нижнего плиоцена. Возраст экструзии установлен как верхнеплиоценовый.

4. Основываясь на геолого-петрографическом сходстве пород Цак-кара, Джибанда, Нор-Аревика и имея в виду территориальную близость, можно рассматривать их как однотипные, одновозрастные породы, происходившие из одного магматического очага. Наблюдаемые некоторые различия можно объяснить местными физико-химическими условиями их образования.

5. Основываясь на химико-минералогическом сходстве экструзии Мегринского плутона с «лакколитами» Нахичевани и имея в виду их стратиграфическое положение в отношении нижнеплиоценовых отложений, их можно считать однотипными и одновозрастными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян А. И. Некоторые замечания о возрасте интрузий Южной Армении. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., ест. и тех. наук, № 8, 1950.
2. Белякин Д. С. К характеристике брекчиевидных и полосатых лав вулканов Эльбруса. Докл. АН СССР, т. XXI, № 5, 1938.
3. Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л. К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района Арм. ССР. ДАН АН Арм. ССР, т. 1, № 1—2, 1944.
4. Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. XVII, № 4, 1949.

5 Пафенгольц К. Н. Интрузивные породы бассейнов озера Севан и р. Веди-чай, Даралագеза и Нахкрая об „Интрузивах Закавказья“. Тр. Груз. Г. У., вып. II, 1941.

Ս. Ա. ԻՍԱՀԱԿՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ՄԵՂՐՈՒ ՇՐՋԱՆԻ ՆՆՈՒԳՆԵՆԻ ՀԱՍԱԿԻ
ԷՔՍՏՐՈՒԶԻՍՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱՒՈՅՏՐՈՎՐԱՖԻԿԱԿԱՆ
ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մեղրու շրջանի նորագույն հրաբխային գոյացումներն առաջացնում են ոչ մեծ էքստրուզային մարմիններ, որոնք մերկանում են կիճք գյուղից հարավ-արևելք (Մակ-Քար), Զիբանդի լեռնանցքում, նոր Արևիկի շրջակայքում և ուրիշ տեղերում: Այդ մարմինները կազմված են անդեզիտո-դացիտներից, դացիտներից և մասամբ տրախի-դացիտներից:

Շրջանի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են էոցենի հասակի ինտրուզային ապարներ և ստորին պլիոցենի կոնտինենտալ-լճային առաջացումներ:

էքստրուզային ապարները շրջանի ամենաերիտասարդ հրաբխային առաջացումներն են, որոնք պատում են և թույլ կերպով մետամորֆիզացնում շրջանի ավելի հին հասակի ապարներին: Հեհևարար էքստրուզիաների արտավիժումը տեղի է ունեցել ստորին պլիոցենից հետո և հավանաբար վերին պլիոցենում:

էքստրուզային ապարների մերկացումները հարում են մերիդիոնալ և հյուսիս-արևելյան տարածում ունեցող տեկտոնական խախտվածքներին: Այդ խախտվածքներով արտավիժած լավան մածուցիկության հետևանքով հնարավորություն չի ունեցել հոսելու և սառչելով առաջացրել է էքստրուզային մարմիններ:

էքստրուզային ապարներում հրաբխային ապակու առկայությունը և ֆեմիկ միներալների օպացիտիզացիան վկայում են այն մասին, որ լավայի սառեցումը տեղի է ունեցել երկրի մակերեսում կամ նրան մոտ մասերում:

Արտավիժման փխրուն նյութերի, հրաբխային ապարատի բացակայությունը, ինչպես և էքստրուզային մարմինների ունեցած

դիրքը տեկտոնական խախտվածքների նկատմամբ, հիմք են տալիս նրանց դասել ձեղրվածքային արտավիժումների տիպին:

Մորֆոլոգիայակես էքստրուզիաները առաջացնում են անկանոն ձևի բխամալիտանման (Մակ-Քար), շտրքանման (Ջիբանդ) և դայքանման (Նոր Արևիկ) մարմիններ:

Մեղրիում էքստրուզիաները իրենց քիմիկո-միներալոգիական կազմով և ստորին պլիոցենի նստվածքների նկատմամբ ունեցած ստրատիգրաֆիական դիրքով նման են Նախիջևանի ԱՍՍՌ «Լակոլիտներին», և նրանց պետք է համարել նույնատիպ, միևնույն հասակի գոյացումներ:

Միներալոգիայի և պետրոգրաֆիայի ամբիոն

КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗРУШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ

Современное развитие теории и практики производства взрывных работ дошло до такой степени, что некоторые существующие представления о разрушающей способности взрывчатых веществ требуют коренного пересмотра. Последнее обстоятельство диктуется не только соображениями по установлению правильной терминологии, а еще важнее, необходимостью выявления физической сущности процессов, сопутствующих взрыву, и в первую очередь, взаимозависимости между превращением заряда взрывчатого вещества и разрушением окружающей заряд среды.

Правильное определение разрушающей способности взрывчатых веществ имеет не только теоретическую важность, но и большое практическое значение, ибо все расчеты производственных взрывов базируются, в первую очередь, на разрушающей способности взрывчатых веществ. Разумеется, что критический анализ существующих представлений относительно определения разрушающей способности взрывчатых веществ позволит выявить те принципиальные недостатки, устранение которых послужит дальнейшему росту ряда важнейших вопросов науки о взрыве.

В настоящее время существуют следующие распространенные термины, применяемые для определения разрушающей способности взрывчатых веществ: сила, удельное давление, удельная энергия, фугасное действие, метательное действие, работоспособность, бризантное действие, дробящее действие и мощность.

Исходя из объяснений, данных многими авторами по сущ-

ности перечисленных терминов, последнее можно разделить на следующие три группы:

- 1) сила, удельное давление и удельная энергия (иногда к этой группе причисляется и работоспособность [6]);
- 2) фугасное действие, метательное действие и работоспособность;
- 3) бризантное действие, дробящее действие и мощность.

Существование указанной группировки перечисленных терминов объясняется, по всей вероятности, стремлением провести аналогию с механикой, где имеется четкая последовательность понятий: силы (кг), работы (кг м) и мощности (кг м/сек).

Однако взаимосвязь, которая имеется между понятиями силы, работы и мощности в механике, совершенно отсутствует для вышеперечисленных групп терминов относительно взрывчатых веществ.

В существующей литературе некоторые из вышеперечисленных терминов даются в таких математических выражениях, единицы измерения которых не соответствуют уже установленным представлениям определенных понятий. Например: силе приписывается размерность лит. ат/кг, причем всегда с дополнительными комментариями, а мощность измеряется в кг/м сек и т. д.

Отсутствие ясных представлений перечисленных выше терминов приводит к тому, что очень часто теряется физическая сущность изучаемого процесса.

Кратко остановимся на критическом анализе существующих понятий относительно вышеперечисленных терминов.

1. Существующие понятия силы, удельного давления и удельной энергии взрывчатых веществ рассматриваются совместно потому, что многие авторы их отождествляют (например, см. [1]).

Обычно объяснениям понятия силы взрывчатых веществ предшествует известная формула для определения наибольшего давления газов при взрыве:

$$P = f \frac{\Delta}{1 - z\Delta}, \quad (1)$$

где P —наибольшее давление газов взрыва в $\text{кг}/\text{см}^2$;
 Δ —плоскость заряда взрывчатого вещества в $\text{г}/\text{см}^3$;
 α —коволум в $\text{см}^3/\text{г}$;

$$f = \frac{P_0 V_0 T}{273}, \quad (2)$$

где P_0 —нормальное давление в $\text{кг}/\text{см}^2$;
 V_0 —удельный объем газообразных продуктов взрыва в литр/кг;
 T —абсолютная температура взрыва в $^\circ\text{K}$;

f —называется силой взрывчатого вещества, однако многие авторы значению f дают еще дополнительные названия.

Например, Н. А. Соколов [1] по этому поводу пишет: «Величину f , входящую в уравнение Эбля¹, обыкновенно называют силой ВВ или удельным давлением (при $\Delta=1$) или удельной энергией, причем эти термины во многих случаях принимаются как равнозначные».

Характерно, что вышеуказанные названия f критиковали разные авторы в разные времена, но, тем не менее, до сих пор остается неправильное определение f . В качестве примера можно привести [2], где указывается, что «...выражение $\frac{P_0 V_0 T}{273} = f$ представляет силу или удельную энергию ВВ».

Не останавливаясь на суждениях других авторов по существу f , ибо они принципиально ничем не отличаются от вышеприведенных, переходим к рассмотрению сущности f .

В первую очередь необходимо установить размерность выражения f (2), буквенные обозначения которого были приведены выше. Учитывая, что $\frac{T}{273}$ безразмерная величина, раз-

мерность f будет, $\left[\frac{\text{литр} \cdot \text{атм}}{\text{кг}} \right]$, которая, по крайней мере, не является размерностью общепризнанного понятия силы.

Что касается возможности характеризовать взрывчатые вещества при помощи выражения (2), то следует указать на исследования А. Шмидта [3], который вполне убедительно до-

¹ т. е. формула (1).

казывает, что: «Выражение (2) совершенно непригодно как мерило для сравнительной энергии и работоспособности ВВ».

Действительно, в таком выводе можно убедиться, если сопоставлять значения f , вычисленные многими исследователями в соответствии с выражением (2) и деформацией стандартных свинцовых образцов¹, данные также многими исследователями [1, 2, 4, 5, 8, 9]. Причем следует учитывать, что деформацией стандартных свинцовых образцов относительно характеризуют взрывчатые вещества с энергетической точки зрения. Приведем несколько примеров²: сфагнит № 1 имеет $f=10590$ и дает обжатие свинцового цилиндра 7—10 мм, а предохранительный аммонит № 8, имея $f=5680$, дает обжатие свинцового образца 9—13 мм, т. е. ошибка от пропорциональности составляет свыше 100%; или аммиачная селитра имеет $f=6360$ и дает обжатие свинцового образца 1, 2—3 мм, а предохранительный аммонит ш/1, имея $f=4308$, дает обжатие образца 8—11,5 мм, т. е. ошибка от пропорциональности составляет свыше 400% и т. д. Таких примеров можно привести много, в том числе и для деформаций свинцовых бомб³, которые доказывают несостоятельность утверждения о том, будто f может относительно характеризовать взрывчатые вещества.

Таким образом, существующее определение силы взрывчатых веществ по физическому смыслу и по экспериментальным данным не соответствует действительности.

2. Понятия фугасного действия и работоспособности взрывчатых веществ некоторыми авторами отождествляются (например: [1, 7]). С другой стороны, считаются однозначными также понятия метательного и фугасного действия взрывчатых веществ (например: [8]).

Очевидно, что перечисленные три термина в существующей литературе применяются как синонимы.

Многие авторы, не останавливаясь на сущности происшедшего процесса, обычно ограничиваются тем, что указывают на способ экспериментального определения работоспособности взрывчатых веществ (например: [4, 5, 6, 8, 9]).

¹ Проба на бризантность взрывчатых веществ.

² Приводятся пределы, данные различными авторами.

³ Проба на работоспособность взрывчатых веществ.

Несколько подробно рассматривает вопрос фугасного действия (или работоспособности) Н. А. Соколов [1]. Он пишет: «Фугасным действием ВВ может быть названо проявление способности заряда ВВ, взорванного в грунте или вообще плотной среде, производить большее или меньшее расширение объема, в котором в начальный момент образовались продукты взрывчатого превращения ВВ».

Следует отметить, что перечисленные выше три термина математического выражения не имеют, в результате чего у многих авторов допускаются грубые ошибки при рассмотрении влияния отдельных факторов на работоспособность взрывчатых веществ. Например, Н. А. Соколов [1], рассматривая влияние плотности заряда (Δ) на работоспособность, т. е. «фугасный эффект», пишет: «Фугасный эффект будет большим у того ВВ, которое... допускает применение его при большей плотности заряжения». Однако с таким выводом согласиться нельзя, ибо опыт показывает противоположную зависимость. Например, гремучая ртуть при скорости детонации около 4300 м/сек и имея плотность 3,3 г/см³ дает расширение в свинцовой бомбе около 170 см³, а зерненный динафталит № 1, имея почти такую же скорость детонации, но плотность около 1,0 г/см³, дает расширение в свинцовой бомбе около 360 см³ (т. е. почти обратная зависимость). Аналогичные результаты получаются при сопоставлении соответствующих данных азиды свинца и алюминита № 1 и т. д., которые доказывают ошибочность вывода Н. А. Соколова.

В той же книге [1] допускается другая принципиальная ошибка по поводу влияния скорости детонации на работоспособность данного заряда. Автор книги [1] утверждает, что: «В общем случае непосредственное влияние повышения скорости процесса превращения детонирующего ВВ на величину его фугасного эффекта остается отрицательным»¹.

Таким образом, по Н. А. Соколову, получается, что чем больше скорости детонации (превращения) заряда взрывчатого вещества, тем меньше его фугасное действие. Но в противоположности этого вывода легко убедиться, сопоставляя данные

¹ Подчеркнуто Н. А. Соколовым.

многих авторов о скорости детонации взрывчатых веществ и соответствующие расширения стандартных свинцовых бомб. Например, дымный порох имеет скорость детонации около 400 м/сек и дает в свинцовой бомбе расширение около 30 см³, соответствующие приближенные данные для аммонита № 6—4000 м/сек и 340 см³, динитрогликоля—8300 м/сек и 570 см³ и т. д.

Приведенные примеры показывают, что по мере увеличения скорости детонации зарядов взрывчатых веществ постоянной массы их работоспособность не уменьшается, а наоборот, увеличивается.

Очевидно, что существующее представление о работоспособности взрывчатых веществ неточно, а вопрос влияния плотности и скорости детонации зарядов на работоспособность взрывчатых веществ трактуется неправильно.

3. Аналогично рассмотренным выше терминам, термины: бризантное действие, дробящее действие и мощность взрывчатых веществ тоже приобрели в существующей литературе синонимные значения (например: [1, 4, 6, 8, 9, 10]).

Были многочисленные попытки математического определения бризантности взрывчатых веществ (Гесс, Бихель, Рюденберг, Редль, Беккер и др.), однако все предложения, за исключением одного, были отклонены исследованиями многих авторов. В настоящее время признанной считается формула бризантности, предложенная проф. Кастом [6] в 1912 г.:

$$B = \epsilon Q V \Delta, \quad (3)$$

где ϵ —механический эквивалент тепла;

Q —количество тепла, образованного при взрыве 1 кг взрывчатого вещества, (т. е. ϵQ —количество работы в $\left[\frac{\text{кг (сила)} \cdot \text{м}}{\text{кг(масса)}} \right]$);

V —скорость детонации взрывчатого вещества в $\left[\frac{\text{м}}{\text{сек}} \right]$;

Δ —плотность заряда в $\left[\frac{\text{кг (масса)}}{\text{м}^3} \right]$.

По признанию Каста, основой вывода формулы (3) служило предположение, что существует прямая пропорциональ-

ность между числовыми значениями бризантности (B) и величинами деформации взорванных стандартных образцов (медные цилиндрики стандартных размеров). Следует отметить, что автор формулы (3) считал:

$$\varepsilon Q = f, \text{ т. е. то же, что формула (2).}$$

Как отмечалось выше, числовые значения f не пропорциональны величинам деформации взорванных образцов. Аналогично этому отсутствует пропорциональность между числовыми значениями (B) и величинами деформации взорванных образцов¹, т. е. формула (3) возникла на ошибочных предположениях.

Каст утверждает, что его формула есть формула мощности или бризантности взрывчатых веществ, однако размерность B

$\left[\frac{\text{кг}}{\text{м. сек}} \right]$ вообще лишена физического смысла.

В формуле (3) бризантность взрывчатого вещества находится в прямой зависимости от плотности заряда. Но с увеличением плотности заряда скорость его детонации увеличивается до известного предела, после чего скорость детонации заряда резко падает и, наконец, совершенно прекращается, что доказано исследованиями многих авторов. Следовательно, в формуле (3) бризантность взрывчатого вещества не всегда находится в прямой зависимости от плотности заряда, т. е. формула (3) неверна с точки зрения функциональной зависимости.

Кроме вышеуказанного, формула (3) не учитывает форму заряда, в то время как степень разрушения взорванной среды во многом зависит от формы заряда.

Для того чтобы яснее представить, к каким ошибочным выводам может привести формула (3), остановимся на одном примере.

М. П. Бродский в своих опубликованных исследованиях [11, 12] воспользовался формулой бризантности Каста (3) для определения дробящего действия (бризантности) зарядов взрывчатых веществ. При этом указанную формулу М. П. Бродский взял в несколько преобразованной формуле у Н. А. Соколова [1]:

¹ Отсутствие пропорциональности между указанными величинами видно даже из таблицы 4 в книге Каста [6].

$$B = \frac{f\Delta V}{l}, \quad (4)$$

где: B —дробящее действие (бризантность),
 f —так называемая «сила» взрывчатого вещества,
 Δ —плотность заряда,
 V —скорость детонации заряда,
 l —длина заряда, которая определяется:

$$l = \frac{4V_2}{\pi d^2}, \quad (5)$$

где V_1 —объем заряда,
 d —его диаметр.

Вставляя выражение (5) в формулу (4), М. П. Бродский получает:

$$B = \frac{f\Delta V\pi d^2}{4V_1}, \quad (6)$$

Все обозначения были даны выше.

Не останавливаясь на ошибочных выводах, сделанных М. П. Бродским исходя из формулы (6), которая есть преобразованная формула (3) бризантности Каста, отметим самое главное. Из формулы (6) следует, что дробящее действие (B) обратно пропорционально объему заряда (V_1), что является прямой противоположностью действительности.

Приходится констатировать общеизвестную истину, что по мере увеличения объема (количества) заряда увеличивается также и его дробящее действие, т. е. величина разрушения взорванной среды.

Очевидно, что формула (6) М. П. Бродского, будучи выведенной из ошибочной формулы бризантности Каста (3), является тоже ошибочной. Причем формула (6) иллюстрирует, к каким противоречащим действительности выводам приводит формула (3) Каста.

Таким образом, формула бризантности Каста возникла на ошибочных предпосылках и, как результат этого, она лишена физической сущности и математической зависимости, что подтверждается многими практическими фактами, следовательно,

формула (3) негодна для теории и практики взрывных работ.

Наши предложения по вышеуказанным вопросам будут даны в отдельной статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соколов Н. А. Курс теории взрывчатых веществ, М. 1937.
2. Росси Б. Д. Константы взрывчатых веществ для горной промышленности. М.—Л., 1948.
3. Шмидт А. Об энергии и работоспособности взрывчатых веществ при детонации. Сборник статей. Взрывное дело, вып. 30, М.—Л., 1936.
4. Брунсвиг Г. Теория взрывчатых веществ, М.—Л., 1932.
5. Сухаревский М. Взрывчатые вещества и взрывные работы, т. I и II, М. 1923.
6. Каст Г. Взрывчатые вещества и средства воспламенения, М.—Л., 1932.
7. Беляев А. Ф. Об основном принципе теоретического расчета работы взрыва, ДАН СССР, Новая серия, т. 45, № 4, 1944.
8. Ассонов В. А. Взрывные работы, М. 1953.
9. Снитко К. К. Теория взрывчатых веществ (II ч.), Изд. Арт. Акад. РККА, Л., 1936.
10. Власов О. Е. Основы динамики взрыва, ВИА, М. 1945.
11. Бродский М. П. К расчету колонковых зарядов, Г. Ж., № 8. 1952.
12. Бродский М. П. О действии взрыва в твердой среде. Сборник трудов совещания по буровзрывным работам. М.—Харьков, 1953.

Մ. Գ. ԳՅՈԿՉՈՒԿՅԱՆ

ՔՆՆԱԳՍՏԱԿԱՆ ԵՎԱՏՈՂՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ՊԱՅԹՈՒՑԻԿ ՆՅՈՒԹԵՐԻ
ԱՎԵՐԻԶ ՈՒՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՄԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ու մ

Պայթուցիկ նյութերի ավերիչ ունակության մասին ներկայումս գոյություն ունեցող հասկացությունները և բնութագրումները ճիշտ չեն: Հաճախ օգտագործվող տեխնիկական տերմինները, ինչպես օրինակ՝ պայթման ուժ, աշխատունակություն, հզորություն և ուրիշներ տրվում են այնպիսի մաթեմատիկական արտահայտություններով, որոնց շափի միավորները բոլորովին չեն համապա-

տասխանում արդեն վաղուց ընդունված հասկացություններին: Օրինակ՝ փորձ է արվում ուժի մեծությունը չափել լիտր. մթնոլորտ կգ-ով, կամ հզորությունը՝ կգ/ մետր. վայրկյաններով և այլն:

Այսպիսի դրությունը բերում է այն բանին, որ շատ հաճախ բոլորովին անըմբռնելի է դառնում ուսումնասիրվող պրոցեսը:

Նշված թերությունների վերացումը կնպաստի ոչ միայն ճիշտ տերմինալոգիա ստեղծելուն, այլև պայթման ընթացքում կատարվող բարդ պրոցեսների ֆիզիկական իմաստը հասկանալուն, որոնք ունեն տեսական և գործնական մեծ նշանակություն:

Օգտակար հանածոների որոնման և հետախուզության ամբիոն

А. Н. МАМЯН

К ВОПРОСУ ВЛИЯНИЯ СОСТАВА ПОГЛОЩЕННОГО КОМПЛЕКСА НА НАБУХАЕМОСТЬ ГРУНТОВ

Природа явления набухания грунтов до сих пор точно не установлена и служит объектом различных гипотез. Следует отметить, что из всех существующих гипотез наиболее совершенна гипотеза сольватных оболочек (1). Она заимствована из области физико-химии коллоидов и применяется в грунтоведении с некоторыми коррективами. Согласно гипотезе сольватных оболочек, набухание грунтов считается результатом набухания коллоидных оболочек при впитывании пленочной воды под воздействием сил молекулярного притяжения в контактах частиц. Последнее, в свою очередь, зависит от ряда факторов: от удельной поверхности частиц грунта, минералогического состава грунта, химического состава частиц, состава поглощенного комплекса и от состава грунтовых вод.

В настоящей статье мы не останавливаемся на всех перечисленных факторах, которые в той или иной степени влияют на набухаемость грунтов, а только ограничимся рассмотрением влияния состава поглощенного комплекса на свойство набухаемости.

Подробному исследованию физико-механических свойств подвергались три образца грунта, отобранные из трех шурфов, открытых в бассейне суточного регулирования (БСР) ГЭС.

Результаты исследований сведены в таблицу 1.

Изучение состава поглощенного комплекса дает, как известно, ключ к пониманию ряда физико-технических свойств глинистых грунтов и, в частности, свойства набухания. Известно, что вообще последнее является характерной функцией от состава поглощенных катионов глинистых частиц и от емкости обмена. Поэтому для оценки степени набухания мергелей и

Таблица 1

Лабораторные номера грунтов		3185	3194	3196	
Глубина взятия		в м.	1,6	2,0	1,0
№№ пп	Физические свойства	Един. изм.			
1	Мехсостав фракции в мм				
	от 2,00 до 0,05	%	21,69	27,57	30,83
	„ 0,05 „ 0,002	%	46,22	54,45	52,53
	„ 0,002 „ 0,001	%	28,06	17,39	14,42
	менее 0,001	%	4,03	3,59	2,22
2	Естественная влажность	%	44,00	20,60	29,60
3	Максим. молек. влагоем.	%	27,40	43,60	20,50
4	Удельный вес	гр/см ³	2,77	2,70	2,82
5	Объемный вес	„	1,59	1,66	1,74
6	Кoeffиц. пористости	„	1,50	0,96	1,10
7	Предел пластичности				
	а) нижняя граница тек.		56,7	45,8	47,9
	б) „ „ пласт.		30,3	21,8	25,6
	в) число пластичности		26,4	24,0	22,3

мергелистых глин БСР ГЭС нельзя не рассматривать один из основных критериев набухания—состав поглощенного комплекса этих грунтов.

Результаты исследования состава поглощенного комплекса указанных грунтов таковы:

В грунте за № 3196 состав поглощенного комплекса определялся методом вытеснения их аммонийным ионом хлористого аммония (2). В грунте за № 3185—3194 состав поглощенных катионов определялся методом Д. И. Иванова для карбонатных грунтов вытеснением ионом натрия из хлористого натрия.

Обменный натрий определялся методом К. К. Гедройца [3].

Данные таблицы 2 вполне согласуются с приведенными в таблице 1 физическими свойствами этих грунтов.

Таблица 2

№№ шур- фов	Глубина отб. обр. в м.	Лаб. № грунта	Состав поглощенного комплекса в миллиэквивалент.			Емкость поглощ. в мл. экв.
			Ca	Mg	Na	
1	1,6	3185	30,75	8,06	1,89	40,70
2	2,0	3194	11,85	9,39	0,70	21,94
3	1,5	3196	24,50	12,17	0,39	37,06
		max.	30,75	12,17	1,89	40,70
		min.	11,85	8,06	0,39	21,94

Из таблицы 2 следует, что исследуемые грунты относятся к типу грунтов, насыщенных основаниями.

По преобладанию в поглощенном комплексе Ca рассматриваемые грунты можно отнести к Ca-глинам.

Из таблицы 2 следует, что поскольку грунт за № 3185 обладает большой емкостью поглощения, то этот грунт должен дать соответственно больший эффект набухания, чем грунты за №№ 3194; 3196, обладающие меньшей емкостью поглощения. Но на эффект емкости поглощения в грунте № 3185 накладывается еще относительно большое содержание Na-иона в поглощенном комплексе, что должно резко повысить набухаемость этого грунта.

Следовательно, грунт за № 3185, имея и большую емкость и наибольшее содержание Na-иона, в поглощенном комплексе должен дать наибольшую набухаемость.

Грунт за № 3194, имея малую емкость поглощения, все же должен дать эффект набухаемости за счет содержания Na-иона в поглощенном комплексе. Наименее набухаемым грунтом должен быть грунт за № 3196.

Эффект абсолютной набухаемости по всем грунтам должен быть небольшим, поскольку в основном исследуемые грунты представлены Ca-глинами, а не Na-глинами.

Результаты определения набухаемости сведены в таблицу 3.

Определение набухаемости производилось по методу А. М. Васильева [1] в компрессионно-фильтрационном приборе—ком-

Таблица 3

Лаб. № грунта	Структура естественная			Структура нарушенная		
	Объем. вес в г/см ³	влажность до опыта в %	набуха- ние в % ₀	объем. вес в г/см ³	влажность до опыта в %	набуха- ние в % ₀
3185	1,236	35,8	1,50	1,240	36,9	9,00
3194	1,310	20,6	0,62	1,450	18,0	6,95
3196	1,152	29,8	0,30	1,158	27,4	1,74

фильметре Г. И. Тер-Степаняна. Размеры исследованных образцов: диам. 70 мм, высота 20 мм. Исследованию подвергались 6 образцов грунта нарушенной и естественной структуры. Проведенные нами исследования набухаемости указанных грунтов полностью подтверждают наши заключения о набухаемости исследуемых грунтов, как функции состава поглощенного комплекса грунта. Для более четкого выявления функциональной зависимости набухаемости данных грунтов от состава поглощенного комплекса их нами проведены несколько опытов искусственного замещения всей емкости поглощения грунта нарушенной структуры разными катионами лиотропного ряда и исследована набухаемость того же грунта при различных замещениях.

Приводим результаты указанных испытаний грунта за № 3185. Испытана набухаемость:

- при природном составе поглощенного комплекса;
- при замещении всей емкости поглощения Na-ионом;
- при замещении всей емкости поглощения Ca-ионом.

Исходная влажность пласта взята почти равной, соответственно 36,9%; 34,0% и 34,0%.

Испытания набухания проведены также методом Васильева в тех же приборах Г. И. Тер-Степаняна.

Результаты опытов показаны на рис. 1.

На рис. 1 непосредственно видна зависимость набухания грунта от состава поглощенного комплекса. Наиболее характерны конечные ветви кривых и участки стабилизации процесса.

При природном составе поглощенного комплекса набухаемость грунта № 3185 достигает 9%, при полном замещении

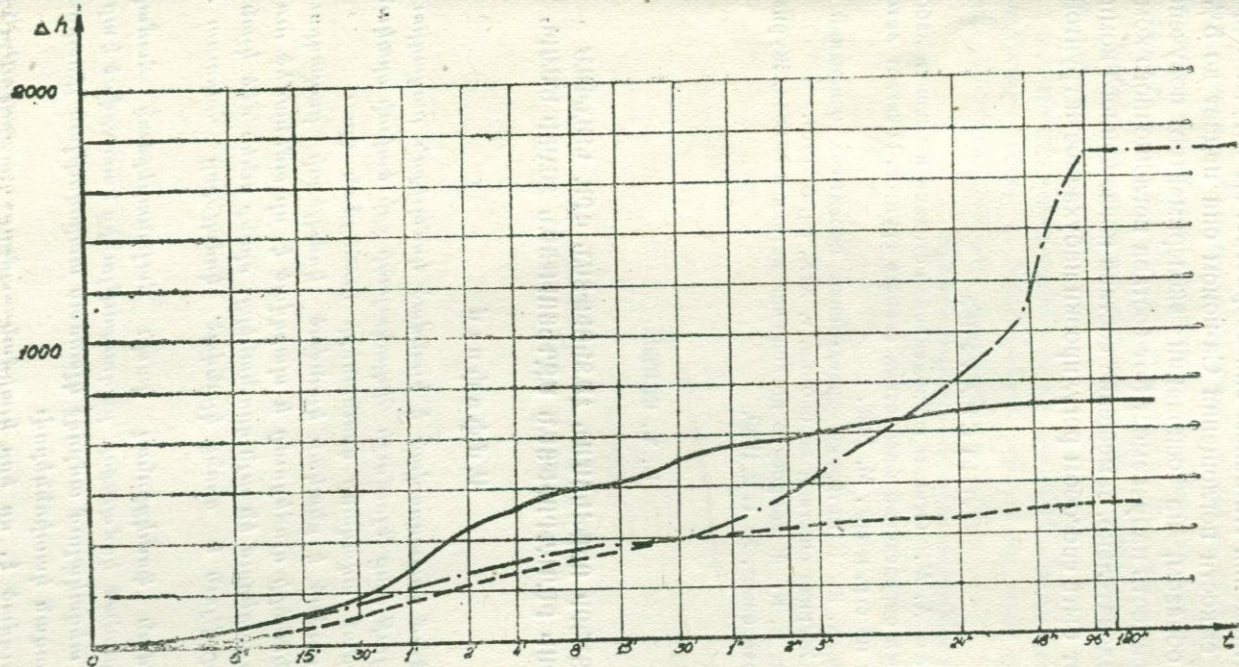


Рис. 1

- Природный состав поглощенного комплекса.
- · - Емкость поглощения замещена Na^+ .
- - - Емкость поглощения замещена Ca^{++} .

емкости поглощения Na-ионом она возрастает до 18,0%, а при замещении емкости поглощения Ca-ионом она падает до 5%.

Таким образом, на основании экспериментов получена явная зависимость набухаемости от состава поглощенного комплекса. Следовательно, замещение состава поглощенного комплекса может быть способом регулировки набухаемости грунтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов. Госиздат литературы по стр. и арх. М, 1953.
2. Гедройц К. К. К методике определения цеолитных оснований в почве. Журнал опытной агрономии, т. XIX, кн. 5, 1918.
3. Гедройц К. К. К вопросу о поглощении натрия в песках. Журнал „Почвоведение“, № 1, 2, 1929.

Ա. Ն. ՄԱՄՅԱՆ

ԳՐՈՒՆՏՆԵՐԻ ՈՒՌՃԵՑՄԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅԱՆ ՎՐԱ ԿԼԱՆՎԱԾ
ԿՈՄՊԼԵՔՍԻ ԲԱՂԱԴՐՈՒԹՅԱՆ ԱԶԳԵՑՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգւածում հետազոտւած է կլանւած կոմպլեքսի բաղադրութեան ազդեցութիւնը Գլումուշի հիդրոկայանի ջրի ծախսի օրական կանոնաւորման ավազանի գրունտների ուռճեցման վրա:

Հետազոտւած է բնական կլանւած կոմպլեքսի բաղադրութեամբ գրունտների ուռճեցումը և պարզւած է, որ ամենամեծ ուռճեցումը ցուցաբերում են այն գրունտները, որոնք ունեն մեծ կլանման տարողութիւն և որոնց կլանւած կոմպլեքսը հարուստ է Na իոնով:

Ուռճեցման ֆունկցիոնալ կապի հայտնաբերման համար գրունտի կլանւած կոմպլեքսի բաղադրութեանից կատարւած է արհեստական տեղակալում ամբողջ կլանման տարողութեան լիտորոս շարքի զանազան կատիոններով:

Ապացուցւած է, որ երբ կլանման ամբողջ տարողութիւնը հետազոտման ենթակա գրունտի նմուշներում տեղակալւած է Na

իոնով, ապա ուժեղացումը հասնում է մինչև 18,0 տոկոսի, իսկ երբ ամբողջ կլանման տարողությունը տեղակալված է Ca իոնով, ուռճեցումը իջնում է մինչև 5,0 տոկոսի: Մինչդեռ բնական կլանված կոմպլեքսի դեպքում այդ գրունտի ուռճեցումը կազմում է 9,0 տոկոս:

Այսպիսով ապացուցված է, որ կլանված կոմպլեքսի բաղադրությունը կարող է հանդիսանալ մի միջոց այդ գրունտների ուռճեցման երևույթի դեմ պայքարելու համար:

Միներալոգիայի և պետրոգրաֆիայի ամբիոն

Э. А. САГАТЕЛЯН

О РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКОМ ИССЛЕДОВАНИИ СУЛЬФОАНТИМОНИТОВ АЗАТЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Азатекское месторождение свинцово-сурьмяных руд характеризуется весьма своеобразным минералогическим составом руд, в которых наряду с антимонитом, пиритом, галенитом широким развитием пользуются сульфоантимониты свинца. Трудность диагностики последних общеизвестна. Исследования этих минералов в отраженном свете, а также травление их и даже химические анализы зачастую не дают точного однозначного определения. Это объясняется, во-первых, близкими оптически и химическими свойствами последних, а во-вторых, невозможностью отбора нужного количества абсолютно чистого материала на хим. анализ; в результате различные примеси при хим. анализе дают значительные колебания в содержании основных компонентов.

Единственным точным методом их определения, конечно, при наличии соответствующих данных изучения их в отраженном свете и т. д., является рентгенометрический анализ, требующий минимальное количество чистого минерала—0,5 мг, которое при любых условиях можно собрать.

В нашем случае затруднение в сборе материала заключалось в основном в наличии чрезвычайно тонких сростаний минералов этой группы друг с другом, с галенитом, блеклой рудой и т. д. (разм. частиц 0,01 мм).

Для точности определения материал порошкограмм был отобран иглой под микроскопом при третьем увеличении, после проверки чистоты материала при пятом увеличении, а в отдельных случаях с иммерсией.

Во избежание ошибок в первой стадии работы материал отбирался с одного и того же шлифа, который каждый раз

подвергался повторной доводке и полировке, после того как полированная поверхность данного минерала была выскоблена.

Подобная методика работы обеспечила максимальную, в пределах возможностей, чистоту в отборе материала.

Рентгенометрические исследования производились в рентгенометрической лаборатории ИГЕИМ по методу Дебая-Шерера в камере диаметром 57,9 мм на железном излучении с марганцевым фильтром.

Для проверки были также проведены повторные анализы на медном катоде. Точность замеров и расчетов, сделанных автором, проверены зав. рентгеновской лабораторией Н. Н. Слудской, которой автор выражает глубокую признательность.

Полученные дебаэграммы были сравнены с опубликованными в литературе, причем выяснилась их полная идентичность с последними.

Следует отметить, что собранные автором дебаэграммы разных исследователей несколько разнятся друг от друга определением степени интенсивности линий. Ибо одними применена десятибалльная система с целыми числами, другими—с целыми и десятичными, третьими—просто отмечено «сильная», «слабая» и т. д. и потому при сравнении дебаэграмм нами была принята во внимание лишь относительная величина интенсивностей, дающая в большинстве случаев однозначную величину.

Ниже приводятся рентгенограммы сульфатимонитов определенных автором; подробное их описание дано в отдельной статье.

РЕНТГЕНОГРАММА БУЛАНЖЕРИТА

	Азатекское м-ние		Михеев В. И. На- гольный краж		Харкурт Г. А.	
	l	d	l	d	l	d
(1)	9	3,70	10	3,70	2,0	3,68
	6	3,32	4	3,31	—	—
	6	3,22	4	3,21	0,2	3,21
	8	2,97	8	2,98	0,5	3,00
(2)	10	2,77	10	2,80	0,3	2,80
	4	2,69	3	2,70	—	—
	4	2,38	—	—	—	—
	4	2,22	4	2,24	—	—
	4	2,05	5	2,05	—	—
	5	1,99	6	2,00	1	2,00
(3)	6	1,91	7	1,91	0,2	1,93
	10	1,85	10	1,85	1	1,86
	7	1,75	7	1,75	0,5	1,77

РЕНТГЕНОГРАММА ГЕОКРОНИТА

	Азатекское м-ние		Г. А. Харкурт м-ние Сала, Швеция		Гиллер м-ние Фалун, Швеция	
	l	d	l	d	l	d
(3)	—	—	—	—	средняя	3,89
	3	3,70	0,5	3,69	средняя	3,71
	4	3,50	1	3,50	ср.-сильная	3,54
	3	3,35	1	3,37	ср.-сильная	3,40
	6	3,20	1	3,19	сильная	3,19
	5	3,05	1	3,04	средняя	3,07
	3	2,97	0,5	2,97	средняя	2,99
	—	—	—	—	средняя	2,90
	4	2,86	1	2,88	средняя	2,84
	3	2,71	0,5	2,71	средняя	2,74
(1)	—	—	—	—	оч. слабая	2,64
	4	2,47	—	—	средняя	2,46
	10	2,23	5	2,23	оч. сильная	2,24
	6	2,11	2	2,11	средняя	2,12
	—	—	—	—	слабая	2,087
	6	2,03	0,5	2,04	средняя	2,033
	8 дв. линия	{1,970 {1,930	—	—	средняя	1,971
	—	—	1	1,94	ср.-сильная	1,947
(2)	—	—	—	—	оч. слабая	1,910
	—	—	—	—	оч. слабая	1,886
	10	1,822	3	1,83	сильная	1,830
	9	1,759	—	—	сильная	1,763
	4	1,731	—	—	ср.-сильная	1,731
	—	—	—	—	оч. слабая	1,677
	1	1,590	—	—	оч. слабая	1,595
	3	1,460	0,2	1,45	слабая	1,485
—	—	—	—	слабая	1,448	
—	—	—	—	слабая	1,428	
—	—	—	—	слабая	1,408	

РЕНТГЕНОГРАММА ПЛАГИОНИТА
(серебро-висмутовая разность)

	Азатекское м-ние		Харкурт Г. А. Вольфсберг, Гарц	
	l	d	l	d
	—	—	1	3,92
(1)	10	3,41	1	3,42
	4	3,35	—	—
	4	3,05	—	—
	4	2,97	—	—
(2)	10	2,75	3	2,78
	7	2,05	0,5	2,05
(3)	8	1,97	1	1,99
	3	1,88	—	—
	7	1,83	0,5	1,825
	3	1,78	0,3	1,78
	8	1,71	0,5	1,71
	3	1,46	0,5	1,46
	3	1,39	—	—
	6	1,34	0,5	1,34
	4	1,32	—	—
	4	1,30	—	—

РЕНТГЕНОГРАММА СЕМСЕИТА

	Азатекское м-ние		Наффильд Е. В. м-ние Кисбания, Румыния		Харкурт Г. А. Рез- бания, Венгрия	
	l	d	l	d	l	d
	6	3,85	5	3,85	1	3,81
(1)	8 дв.	{3,35	8	3,37	—	—
		{3,30	10	3,26	5	3,28
(2)	8	2,97	9	2,97	3	3,00
	10 дв. ¹	{2,81	4	2,86	—	—
(3)		{2,70	4	2,70	1	2,74
	2	2,35	0,5	2,37	0,3	2,47
	4	2,15	3	2,15	0,5	2,17
	—	—	0,5	1,97	—	—
	4	1,937	2	1,92	0,2	1,93
	—	—	1	1,85	0,2	1,81
	—	—	0,5	1,76	—	—
	3	1,712	1	1,71	—	—
	3	1,655	1	1,68	—	—
	3	1,631	—	—	—	—
	3	1,550	—	—	—	—
	1	1,477	1	1,47	—	—
	1	1,362	—	—	0,2	1,36

¹ Завышенная интенсивность объясняется слиянием двух линий средней интенсивности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Berry L. G. Boulangerite and epiboulangerite—University Toronto Study Geol. ser. 44, 1940.
2. Douglas R. M. Murphy M. I. Geocronite, The American Mineralogist vol. 39 № 11—12 1954.
3. Harcourt A. G. Tables for the indentification of ore minerals by x-ray powder patterns, The American Mineralogist vol. 27, № 2, 1942.
4. Nuffield E. W., Peacock M. A. Studies of mineral sulpho-salts VIII pligionite and semseite, University Toronto study Geol. ser. 49, 1945.

Է. Ա. ՍԱՂԱԹԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԱԶԱՏԵԿԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՍՈՒԼՅՈԱՆՏԻՄՈՆԻՏՆԵՐԻ ՌԵՆԳԵՆՈՄԵՏՐԻԿ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

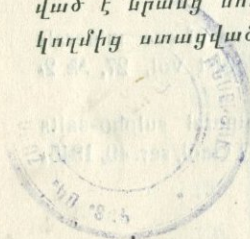
Ա մ փ ո փ ու մ

Ազատեկի կապար-ծարիրային հանքավայրը բնորոշվում է յուրահատուկ միներալոգիական կազմով, որտեղ անտիմոնիտի, գալենիտի և սֆալերիտի հետ միատեղ լայն տարածում ունեն կապարի սուլֆոանտիմոնիտները: Վերջինների դիագնոստիկայի ղըժվարությունները հանրահայտ են: Այդ միներալների հետազոտումը անդրադարձված լույսի տակ, և նույնիսկ քիմիական անալիզները չեն տալիս համանշան որոշում: Այդ բացատրվում է նշված միներալների օպտիկական և քիմիական հատկությունների մոտիկությունը, ինչպես նաև քիմիական անալիզների համար մաքուր նյութ հավաքելու անհնարինությունը: Որոշման միակ ճշգրիտ մեթոդը, համապատասխան այլ տվյալների աուկայություն դեպքում, դա ունետգենոմետրիկ անալիզն է, որը պահանջում է միխիմալ քանակության մաքուր նյութ 0,5 միլիգրամ: Մեր ուսումնասիրությունների ժամանակ մաքուր նյութի հավաքմանը խոչընդոտ էին հանդիսանում միներալների չափազանց մանր ներարկումները (մասնիկների մեծությունը 0,001 մմ): Ճշգրիտ ունետգենոմետրիկ անալիզներ կատարելու համար անալիզի ենթակա միներալը քչփորվում է պողպատյա ասեղով՝ միկրոսկոպի երրորդ խոչորացման տակ:

Ռենտգենոմետրիկ հետազոտումները կատարված են Դեբեյ-

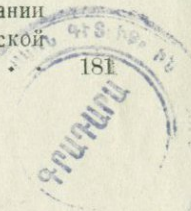
շերեր-ի մեթոդով (կամերայի 57,955, կատողը երկաթյա) ՍՍՌՄ աղաղեմիայի ռենտգենոմետրիկ լաբորատորիայում, հեղինակի կողմից: Ստացված դեբանդրամները համեմատված են գրականության մեջ գոյություն ունեցող դեբանդրամների հետ և ապացուցված է նրանց նույնությունը: Հողվածում արվում են հեղինակի կողմից ստացված դեբանդրամները:

Հայկական ՍՍՌ Գիտությունների ակադեմիայի
գեոլոգիական ինստիտուտ



СОДЕРЖАНИЕ

✓ 1. Л. М. Радопуло—Сарматские пластинчатожаберные Армени	3
✓ 2. Б. С. Вартапетян—Главнейшие особенности минеральных источников бассейна верхнего течения реки Агстев в Армянской ССР	31
3. С. И. Баласаян—Реакционные взаимоотношения и их роль в познании последовательности выделения минералов	41
4. Т. Ш. Татевосян—О находке оливинового габбро и граногаббро на Баргушатском хребте	71
● 5. В. П. Асратян—Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена приереванского района	79
● 6. Г. О. Григорян—К вопросу о генезисе „лабрадоровых андезитов“ Даралагяза	93
7. С. И. Баласаян—Щелочные породы Геджалинского хребта Северной Армении	113
8. Б. С. Вартапетян—К вопросу о структуре Тежсарского массива щелочных интрузий	125
9. М. Г. Геокчакян—Теоретические основы характеристики разрушающей способности зарядов взрывчатых веществ	131
● 10. С. А. Исаакян—Геолого-петрографическая характеристика плиоценовых экструзий Мегринского района Армянской ССР	139
11. М. Г. Геокчакян—Критические замечания относительно определения разрушающей способности взрывчатых веществ	161
12. А. Н. Мамян—К вопросу влияния состава поглощенного комплекса на набухаемость грунтов	171
13. Э. А. Сагателян—О рентгенометрическом исследовании сульфоантимонитов Азатекского месторождения Армянской ССР	181



*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ереванского государственного университета*

Редактор издательства А. АЙРАПЕТЯН
Техн. ред. Г. КОХАН
Корректор Р. МАЛЬЦЕВА

Հանրապետական համալսարանի
Գրական-հրատարակչական կենտրոն
Երևանի համալսարանի հրատարակչություն

Հրատարակչության ղեկավար Գ. ԱՆՔԱԴՅԱՆ
Ընդհանուր խմբագիր Լ. ԿՈՒՃԱՆ
Կոորդինատոր Կ. ՄԱՐԿԵՐԻԱ

ВФ 07981

Заказ 179

Тираж 500

Пост. РИСО ЕГУ № 3 от 2/IV 1957 г. Сдано в набор 26/IV 1957 г.

Подписано к печати 16/VII 1957 г. Формат бумаги 60×92¹/₁₆.

Печ. л. 11,75. Уч.-изд. л. 10,01.

Цена 7 р.

Типография Издательства Ереванского государственного
университета, Ереван, ул. Кирова, 12.

7

Երևանի համալսարանի հրատարակչությանը 1955—
1957 թթ. տեսելի Վ. Մ. Մոլոտովի անվան պետական
համալսարանի ԳԻՏԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
հետևյալ հատորները

- Հ. 49, Բիոլոգիական գիտություններ, սերիա, պր. 5, 235 էջ, գ. 8 n. 55 կ.
Հ. 50, Իրավաբան. գիտություններ, սերիա, պր. 2, 219 էջ, գ. 6 n. 85 կ.
Հ. 51, Աշխարհագր. գիտություններ, սերիա, պր. 2, 168 էջ, գ. 6 n. 15 կ.
Հ. 52, Երկրաբան. գիտություններ, սերիա, պր. 2, 123 էջ, գ. 4 n. 35 կ.
Հ. 53, Փիլիսոփայական գիտություններ, սերիա, պր. 3, 146 էջ, գ. 5 n. 05 կ.
Հ. 54, Բիոլոգ. գիտ. սերիա, պր. 6, մաս I, 140 էջ., գ. 5 n. 25 կ.
Հ. 54, Բիոլոգ. գիտ. սերիա, պր. 6, մաս II, 140 էջ, գ. 5 n. 20 կ.
Հ. 55, Իրավաբան. գիտություններ, սերիա, պր. 3, 268 էջ., գ. 8 n. 45 կ.
Հ. 56, Տնտեսագիտ. գիտություններ, սերիա, պր. 2, 152 էջ, գ. 4 n. 75 կ.
Հ. 57, Ֆիլոլոգ. գիտ. սերիա, պր. 4, մ. II, 188 էջ., գ. 3 n. 90 կ.
Հ. 57, Ֆիլոլոգ. գիտ. սերիա, պր. 4, մ. I, 244 էջ., գ. 5 n. 15 կ.
Հ. 58, Աշխարհագր. գիտություններ, սերիա, պր. 3, 172 էջ, գ. 6 n. 25 կ.

Հատորները ձեռք բերելու համար դիմել՝ ԵՐԵՎԱՆ, ԱՐՈՎՅԱՆ 104,
ՊԵՏԱԿԱՆ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆ, ՏՆՏԵՍԱԿԱՆ ԲՍԺԻՆ
Սյլ ֆազիսների պատվիրատուներին համարները ուղարկվում են
վերադիր վերադիր

Издательством Ереванского университета в 1955—1957 гг.
выпущены в свет следующие тома НАУЧНЫХ ТРУДОВ
Ереванского гос. университета им. В. М. Молотова

- Т. 49, Серия биологических наук, вып. 5, 235 стр., ч. 8 р. 55 к.
Т. 50, Серия юридических наук, вып. 2, 219 стр., ч. 6 р. 85 к.
Т. 51, Серия географических наук, вып. 2, 168 стр., ч. 6 р. 15 к.
Т. 52, Серия геологических наук, вып. 2, 123 стр., ч. 4 р. 35 к.
Т. 53, Серия химических наук, вып. 3, 146 стр., ч. 5 р. 05 к.
Т. 54, Серия биолог. наук, вып. 6, ч. I, 140 стр., ч. 5 р. 25 к.
Т. 54, Серия биолог. наук, вып. 6, ч. II, 140 стр., ч. 5 р. 20 к.
Т. 55, Серия юридич. наук, вып. 3, 268 стр., ч. 8 р. 45 к.
Т. 56, Серия экономич. наук, вып. 2, 152 стр., ч. 4 р. 75 к.
Т. 57, Серия филологич. наук, вып. 4, ч. I, 244 стр., ч. 5 р. 15 к.
Т. 57, Серия филологич. наук, вып. 4, ч. II, 188 стр., ч. 3 р. 90 к.
Т. 58, Серия географических наук, вып. 3, 172 стр., ч. 6 р. 25 к.

Для приобретения томов обращаться: г. ЕРЕВАН,
АБОВЯНА, 104, УНИВЕРСИТЕТ, АДМ.-ХОЗ. ОТДЕЛ

Иногородним заказчикам тома высылаются

наложенными платежами

7474