

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год
на русском и армянском языках

ԽՈՐԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈՆԳՐԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ Թղթ.-անդամ Ա. Տ. Առլանյան (պատասխանատու խմբագիր),
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ Թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդսա-
սարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Դ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ Թղթ. անդամ
Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ.
դոկտ. է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ
ակադ. Հ. Գ. Մաղաբյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիչանյան, ՀՍՍՀ ԳԱ
ակադ. Ա. Գ. Նուգարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, է. Ա. Ռոս-
տոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆա-
րսմազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Баг-
дасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А.
Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г.
Магакьян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджаниян, акад. АН Арм. ССР
А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-
мин. наук Л. С. Фарахязян (заместитель ответственного редактора), докт.
геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора),
канд. геол. мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981

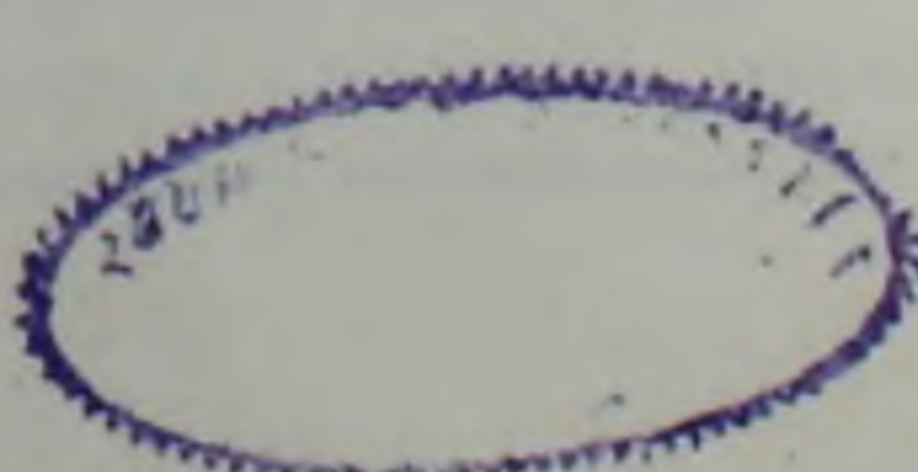
Am 409

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Ա. Լևոնյան. Բարգուշատի ներքին երկրաքիմիական անոմալիաները և լմերկացած հանքայնաքանակի հեռանկարները	3
Ս. Կ. Արզումանյան. Արաքսյան միջինոնային ճկվածքի ստրուկտուրայի գոնալուսթյան մասին	13
Հ. Պ. Դույումյան, Ռ. Տ. Զրբաշյան. Զանգեզուրի կայնոզոյան հրաբխային և պլուտոնիկ կոմպլեքսների քիմիզմի համեմատական բնութագիրը	19
Կ. Բ. Գրիգորյան, Ա. Ա. Դավթյան. Շտեյն-խարամ-մետաղական արգասիքների նյութական կազմը	33
Դ. Հ. Շևիսյան, Կ. Մ. Մարտիրոսյան, Հ. Ս. Համազասպյան. Հայաստանի գունավոր մետաղների հանքանյութերի արդյունավետ ոգտագործման մասին	49
Մ. Ա. Սարյան. Օֆիուիտոկլաստները Մեզոթերիսի օֆիուիտային ճկվածքների էվոլյուցիայում	56
Ս. Ս. Գրիգորյան, Ս. Վ. Կոզերենկո, Բ. Հ. Մանուկյան. Հայկական ՍՍՀ մի քանի ոսկերեք հանքավայրերի ձևավորման ջերմաստիճանային պայմանները	65

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ս. Դ. Զավրիյան, Ա. Ա. Սանալյան. Բարդ երկրաբանական պայմաններ ունեցող տեղամասերում թունելային երեսարկման աշխատանքի հետազոտումը	74
Յու. Բ. Խավիզով, Վ. Ֆ. Կուզին. Ֆտորի ենյտրոնաակտիվացիոն կարոտաժի ուղղակի խնդիրը հորատանցքի ազդեցության հաշվառմամբ	78
Կ. Դ. Ասլիբեկյան, Մ. Տ. Տոնոյան, Ա. Պ. Դանիելյան, Ա. Վ. Պետրոսյան. Ազատի ջրամրարում ֆիլտրացիան էլեկտրահետախուզական աշխատանքների արդյունքները	93



С О Д Е Р Ж А Н И Е

А. А. Авакян. Эндогенные геохимические аномалии и перспективы скрытого ору- денения Баргушата	3
С. К. Арзуманян. К вопросу структурной зональности Араксинской межгорной впа- дины	13
О. П. Гуюмджян, Р. Т. Джрбашиян. Сравнительная характеристика химизма кай- нозойских вулканических и plutонических комплексов Зангезура	19
Г. Б. Григорян, А. А. Давтян. Вещественный состав штейно-шлако-металлических продуктов	38
Г. Г. Шехян, К. М. Маргикян, Г. С. Амазасян. К вопросу о рациональном исполь- зовании руд цветных металлов Армении	49
М. А. Саткан. Офиолитокласты в эволюции офиолитовых прогибов Мезотетиса	56
С. С. Григорян, С. В. Козеренко, Б. О. Манучарянц. Температурные условия фор- мирования некоторых золоторудных месторождений Армянской ССР	65

Краткие сообщения

Е. Г. Завриян, А. А. Санагян. Исследование работы тоннельных обделок на участ- ках со сложными геологическими условиями	74
Ю. Б. Давыдов, Б. Ф. Кузин. Прямая задача нейтронноактивационного каротажа на фтор с учетом влияния скважины	78
Г. Г. Аслибекян, М. Т. Тонсян, А. П. Даниелян, А. В. Петросян. Результаты элек- троразведочных работ по изучению фильтрации на Азатском водохранилище	83

УДК 550.4 : 551.2 (479.25)

А. А. АВАКЯН

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ БАРГУШАТА

В северной части Зангезурского рудного района на основании около 3 тыс. приближенно-количественных спектральных анализов геохимических проб выделено более 4-х десятков эндогенных геохимических аномалий Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Ag. Аномалии отличаются качественным составом, количественным соотношением элементов, интенсивностью, контрастностью, размерами и др. Проведена систематизация аномалий, позволяющая выявить их практическое значение и тип возможно связанного с ними оруденения.

Обнаружена также зависимость между составом и интенсивностью, контрастностью аномалий. Наиболее интенсивны и контрастны аномалии, в состав которых входит широкий круг элементов-индикаторов.

На изученной территории выделены площади, различные по преобладающему типу геохимических аномалий, что, по-видимому, отражает их металлогеническую специфику.

В северной части Зангезурского рудного района обнаружен ряд эндогенных геохимических аномалий, в состав которых входят Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Au.

Данная статья посвящена систематизации и оценке обнаруженных аномалий, выяснению перспектив выявления скрытого оруденения на изученной площади. Публикации по этому вопросу, касающиеся изученной площади, отсутствуют. Кроме того, проведенные здесь геохимические работы до сих пор сводились к выделению моноэлементных геохимических аномалий без попытки обобщения полученного материала.

Принципы решения поставленной нами задачи вытекают из основных свойств эндогенных ореолов и соответствуют критериям интерпретации и разбраковки геохимических аномалий. Сама задача с точки зрения прикладной геохимии включает определение формационной принадлежности аномалий, выявление среди них зон рассеянной минерализации, определение возможности обнаружения скрытого оруденения и качественную оценку его масштаба.

Свойства закартированных геохимических аномалий (рис. 1), служащие для их интерпретации и разбраковки, приведены в табл. 1. В указанной таблице общий состав аномалий определен элементами, концентрация которых превышает фон в существенной части проб.

Специфика состава аномалии определяется элементами, преобладающими по содержанию и частоте встречаемости аномальных содержаний.

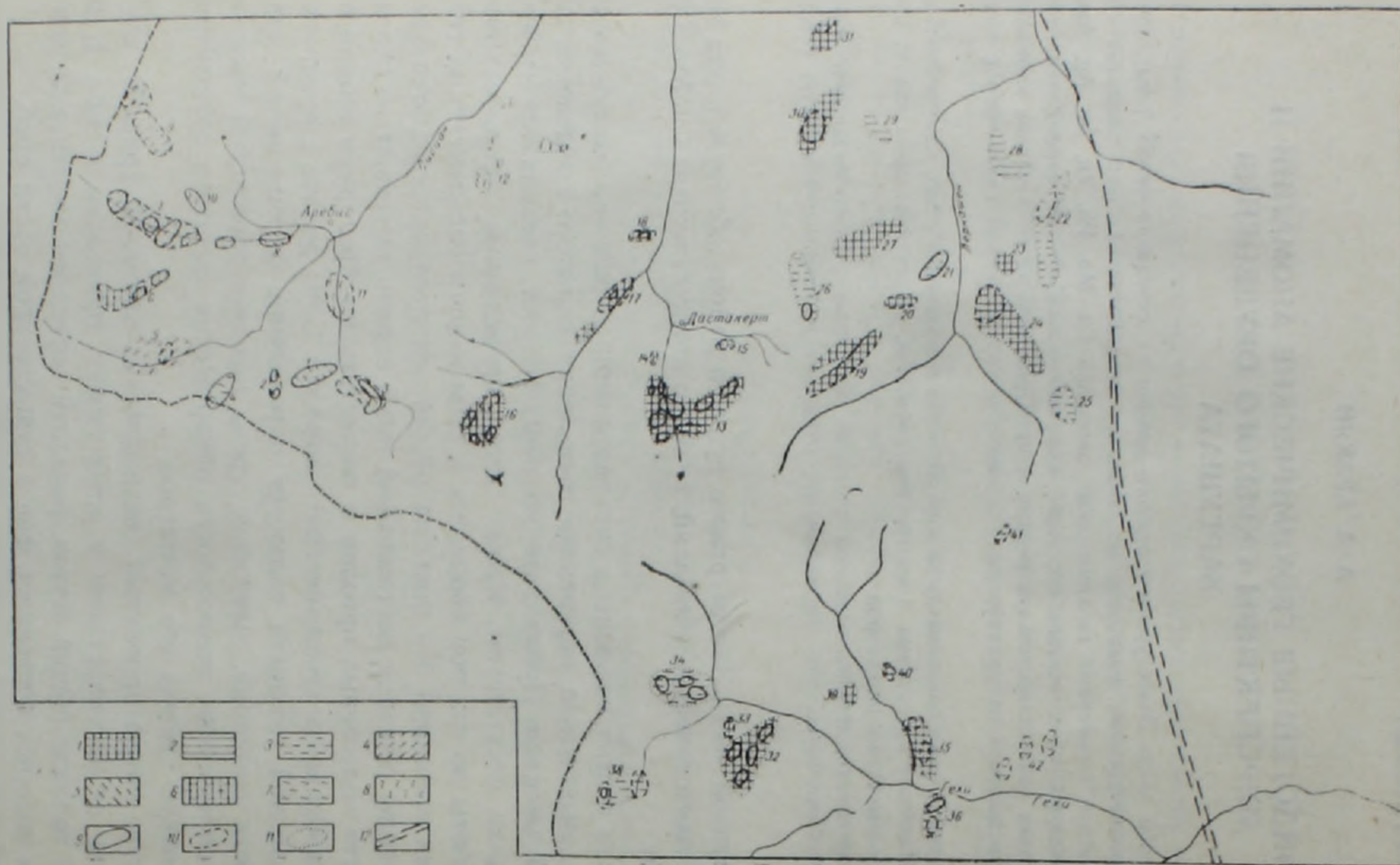


Рис. 1. Схематическая карта геохимических аномалий Баргузинского хребта. Типы аномалий: 1 — медно-молибденовые, 2 — медные, 3 — полиметаллические, 4 — серебро-полиметаллические, 5 — золото-полиметаллические, 6 — молибден-полиметаллические, 7 — молибден, серебро-полиметаллические, 8 — медно-молибденовые, серебро-полиметаллические. Контуры аномалий интенсивностью: 9 — выше 10, 10 — от 3 до 10, 11 — менее 3 (в единицах геохимического фона), 12 — тектонические структуры.

Основные характеристики эндогенных геохимических аномалий

№ аномалий	Общий состав аномалий	Преобладающие элементы аномалий		Элементы интенсивных частей аномалий	Аддитивный показатель		Размеры аномалий в км
		по содержанию	по частоте встречаемости		наиболее частые значения	максимальные значения	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Au	Ag	Ag	Cu, Mo, Pb	0,8—6	60	2×1
2	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Au	Ag	Ag, Cu, Mo	Cu, Mo, Pb	6	60	1×0,5
3	Mo, Pb, Ag, Au	Pb, Ag	Pb, Ag	Cu, Mo, Pb, Zn	0,3—3	60	1,5×0,5
4	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Mo, Ag	Cu, Ag	все ^{*)}	4—5	60	1,2×0,3
5	Cu, Pb, Zn, Ag	Pb, Zn	Cu, Pb	Pb, Zn, Ag	1—3	60	2,0×1,0
6	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Pb	Pb, Mo	Pb, Mo, Ag, Zn	1—4	40	2,5×0,5
7	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Pb, Ag	Pb, Cu, Ag	Pb, Ag	1,5—9	60	3,0×0,8
8	Pb, Zn, Ag, Au	Pb, Ag, Au	Pb, Ag, Au	все	0,3—0,8	60	0,8×0,3
9	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Pb	Mo, Pb	все	2,5—3	5	1,5×0,75
10	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Cu, Mo, Pb	Cu, Mo, Pb	все	2—4	9	0,8×0,3
11	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Cu, Pb	?	все	2—3	25	1,8×1,0
12	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Cu, Mo, Pb	Mo, Pb	все	1—3	4	0,2×0,3
13	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Cu, Mo	Cu, Mo	Pb, Zn, Ag	1—10	>100	3,0×2,0
14	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Cu	Cu	все	1—2	5	0,1×0,2
15	Cu, Mo, Zn	Cu, Zn	Cu, Zn	все	1—2	4	0,2×0,3
16	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Cu, Mo, Ag	Cu, Mo	Pb, Zn	3—5	60	1,5×1,2
17	Cu, Mo	Cu, Mo	Cu, Mo	все	3—5	> 60	0,8×0,2
18	Cu, Mo	Cu, Mo	Cu, Mo	все	3—5	> 60	0,3×0,2
19	Cu, Pb, Zn	Pb	Pb	Ag	0,5—3,5	10	0,5×1,5
20	Cu, Pb, Zn, Ag	Cu	Cu, Pb	Ag	1—2	2	0,2×0,5
21	Cu, Pb, Zn, Ag	Cu	Cu, Pb, Zn	Ag	1—3	17	0,2×0,6
22	Cu, Pb	Cu	Cu, Pb	все	1—1,5	4	0,2×2,0
23	Cu, Mo	Cu, Mo	Cu, Mo	все	1—2	6	0,3×0,3

1	2	3	4	5	6	7	8
24	Cu, Mo	Mo	Cu, Mo	Pb	1-5	60	$0,4 \times 1,3$
25	Cu, Pb	Cu	Cu	Pb	0,15-1,5	6	$0,3 \times 0,5$
26	Cu, Pb, Zn	Pb	Cu, Pb	Zn	1-2,5	4,5	$0,3 \times 1,0$
27	Cu, Mo	Cu	Cu, Mo	все	0,5-1,5	2,5	$0,3 \times 1,1$
28	Cu	Cu	Cu	Pb	0,5-1,5	2,5	$0,3 \times 0,8$
29	Cu	Cu	Cu	Zn	0,3-2	4	$0,2 \times 0,6$
30	Mo, Cu	Mo	Mo, Cu	все	0,8-6	10	$0,5 \times 1,0$
31	Mo, Cu	Mo	Mo, Cu	все	0,8-6	10	$0,8 \times 0,8$
32	Cu, Mo, Pb, Zn, Ag	Cu, Mo, Ag	Cu, Mo	Pb, Zn	0,5-7	70	$2,0 \times 1,0$
33	Cu, Mo	Mo, Cu	Mo, Cu	все	1-3	16	$0,7 \times 0,3$
34	Pb, Zn	Pb, Zn	Pb, Zn	Cu, Ag	1-3	>100	$1,5 \times 1,0$
35	Mo, Cu	Mo, Cu	Mo, Cu	все	1-5	60	$2,5 \times 0,5$
36	Cu, Pb, Zn	Pb	Pb, Zn, Cu	Ag, Mo	1-3	60	$1,5 \times 0,3$
37	Pb, Zn, Cu	Pb, Zn	Pb, Zn, Cu	все	0,6	7	$0,5 \times 1,0$
38	Cu, Pb, Mo, Zn, Ag	Cu, Pb	Cu, Pb, Mo	Zn, Ag	1-4	60	$1,5 \times 0,8$
39	Mo	Mo	Mo	все	2-3	4	$0,5 \times 0,7$
40	Mo	Mo	Mo	Ag	1-5	100	$0,2 \times 0,2$
41	Pb, Cu	Pb, Cu	Pb, Cu	Zn, Ag	1-3	8	$0,5 \times 0,4$
42	Mo, Cu, Ag	Mo, Ag	Mo	все	1-2	10	$0,8 \times 0,3$

* Имеются в виду все элементы, определяющие общий состав аномалии.

Состав наиболее интенсивных участков аномалий может отличаться от общего ее состава. Как правило, здесь, кроме основных, наблюдаются также аномальные содержания элементов, не определяющих специфический состав аномалии. Однако часто содержания последних достигают величин, сравнимых с содержаниями основных элементов аномалий.

Интенсивность и контрастность аномалий определяются с помощью аддитивного показателя содержаний Cu, Mo, Pb, Zn, Ag . Указанный коэффициент, пропорциональный энергии рудообразования [3], рассчитывается по формуле $\sum C_i \lg C_i$, где C_i — нормированные относительно фона содержания указанных элементов-индикаторов.

Приведенные пределы наиболее частых значений аддитивного показателя характеризуют интенсивность аномалии. Эта характеристика в сочетании с максимальным значением указанного показателя информирует о степени контрастности аномалии.

Существенной характеристикой аномалии является ее площадь, величина которой хотя и не однозначно, но свидетельствует о масштабе возможно связанного с аномалией скрытого оруденения.

Изученные аномалии сгруппированы по общности приведенных признаков (табл. 2). Выделены три типа обобщенной характеристики, которые охватывают все изученные аномалии, отличающиеся большим разнообразием частных признаков.

Принадлежность аномалии к той или иной из групп несет информацию о ее формационном типе. Она основана на известном принципе о том, что формационный тип аномалии определяют ее ведущие элементы, их соотношение и особенности пространственного распределения в пределах аномалии [1]. Выделенные типы аномалий соответствуют рудным формациям, за исключением того, что самостоятельно рассмотрены золото-полиметаллический и серебро-полиметаллический типы, ввиду их важности и значительного распространения на изученной площади.

В первых двух группах ведущие по содержанию элементы определяют и формационную принадлежность аномалии. В третьей группе большое число некоррелирующих элементов может указывать как на полиформационность аномалии, так и на принадлежность ее к зонам рассеянной минерализации. Следовательно, для установления формационного типа аномалий третьей группы необходимы дополнительные критерии, такие как интенсивность, контрастность аномалии.

Большинство аномалий, относящихся к первой группе, интенсивны, неконтрастны (23, 39, 27, 22, 25, 37, 26, 28, 29) и, видимо, не могут считаться перспективными в отношении связанного с ними скрытого оруденения. Наоборот, преобладающее число аномалий, принадлежащих ко второй группе (3, 2, 1, 8, 5, 7, 19, 20, 13, 32, 21, 38, 34, 36), интенсивны и контрастны. В число аномалий второй группы входят заведомые эндогенные ореолы рудных тел и месторождений (13, 32), что является дополнительным веским доказательством перспективности аномалий этой группы. Аномалии, относящиеся к третьей группе, почти поровну

Таблица 2

Обобщенная характеристика и классификация аномалий

№	Качественная характеристика состава	Формационный тип	Интенсивность и контрастность			
			слабые, однородные	средние, однородные	средние, контрастные	интенсивные, контрастные
I	Резко ограниченное число элементов	Медно-молибденовый Полиметаллический Медный	23, 39, 40 22, 25 28, 29	27 26	24, 33	35
II	Широкий круг коррелирующих элементов	Золото-полиметаллический Серебро-полиметаллический Медно-молибденовый Полиметаллический	9 16, 17, 18, 30, 31 41		3, 2 19, 20 21	1, 8 5, 7 13, 32 38, 34, 36
III	Широкий круг некоррелирующих элементов	Молибден-серебро-полиметаллический Молибден-металлический Медно-молибден, серебро-полиметаллический	15 14, 12	42 10		4 6

* В таблице приведены номера аномалий, которыми они обозначены на карте (рис. 1). Жирным шрифтом выделены номера аномалий, являющихся эндогенными ореолами известных рудных тел и месторождений.

распределены между слабыми, однородными (12, 14, 15, 42) и интенсивными, контрастными (4, 6, 11).

Помимо перспектив оруденения, приведенные данные свидетельствуют о следующей геохимической закономерности. Аномалии с ограниченным элементным составом, за редким исключением (24, 33, 35), неинтенсивны, однородны и не являются эндогенными ореолами сколько-нибудь значительной минерализации. Аномалии же, характеризующиеся широким кругом коррелирующих элементов, часто могут быть эндогенными ореолами. Аномалии с большим числом некоррелирующих элементов могут быть как зонами рассеянной минерализации, так и полиформационными эндогенными ореолами. Очевидно, что отличительными признаками последних от зон рассеянной минерализации в данном случае может служить их интенсивность и контрастность.

Анализ свойств аномалий позволяет отметить некоторые особенности размещения оруденения на изученной территории, характеризующейся развитием медно-молибденового, полиметаллического и золото-сульфидного оруденения [2]. Здесь выделяются локальные площади, характеризующиеся преобладанием аномалий определенного формационного типа. Это бассейны верхнего течения р. Сиоан, р. Шенатаг, р. Гехи, район Дастакертского месторождения.

Площадь, охватывающая бассейн верхнего течения р. Сиоан, характеризуется следующими особенностями обнаруженных здесь аномалий. Наиболее часты аномалии, состав которых характеризуется преобладанием меди, свинца, цинка (1, 2, 3, 5, 7, 8, 9). Остальные аномалии (4, 6, 10, 11, 12) определяются более сложным составом, в котором существенную роль играет Mo. Содержания этого элемента и меди в последних аномалиях не коррелируют с содержаниями свинца и цинка, что, возможно, свидетельствует о полиформационном их характере. Другой характерной чертой аномалий данной площади является широкое распространение в их составе золота (1, 2, 3, 8) и серебра (4, 5, 7, 9, 11, 12).

Среди рассматриваемых аномалий наибольшей интенсивностью и контрастностью отличаются аномалии, имеющие сложный состав (1, 2, 4, 5, 7, 8). Они по комплексу указанных свойств являются пероспективными в отношении скрытого оруденения, в их число входит также аномалия (7), включающая эндогенные ореолы сульфидно-мышьякового рудопроявления р. Мазмазак.

Следующая площадь, отличающаяся спецификой геохимических аномалий,—бассейн р. Айри, район Дастакертского месторождения.

Большинство аномалий имеет медно-молибденовый состав, а остальные элементы-индикаторы проявляются лишь в интенсивных частях аномалий (13, 16, 17, 18). Наиболее интенсивная и контрастная аномалия представляет собой суммарные ореолы Дастакертского месторождения (13). Аномалии на флангах этого месторождения (14, 15) отличаются от остальных отсутствием молибдена в числе преобладающих элементов. При этом высокие содержания молибдена с одной стороны и меди и цинка с другой пространственно не совпадают.

Аномалии бассейна р. Шенатаг отличаются в основном медно-свинцово-цинковым составом (21, 22, 25, 26). Для некоторых из них характерно также широкое распространение Ag. Реже наблюдаются слабые аномалии медно-молибденового состава (23, 24, 27, 30). Для этих аномалий, где преобладающим элементом является молибден, характерно ограниченное участие свинца, цинка и серебра. В пределах указанных групп выделяются аномалии, сходные по интенсивности и высоким содержаниям серебра в контрастных пробах (19, 20, 21).

Аномалии описываемой площади, как правило, имеют слабую контрастность. Существенно контрастна аномалия преобладающего медно-молибденового состава вблизи с. Лернашен, являющаяся ореолом известного здесь рудопоявления. Среди остальных по контрастности и другим свойствам, определяющим их вероятную связь со скрытым оруденением, выделяются аномалии 19, 20 и 30.

Бассейн р. Гехи характеризуется аномалиями медно-молибденового (33, 35, 39), полиметаллического (34, 36, 37, 41) и более сложного состава (38, 42), в котором участвуют Mo, Cu, Pb, Zn, Ag. Первая группа аномалий отличается однородным качественным составом при преобладании нормированных содержаний молибдена над медью. В числе аномалий полиметаллического состава имеются как однородные по всей площади (37), так и изменчивые по составу аномалии. В интенсивных участках последних отмечаются высокие содержания и других элементов (34—Ag, 36—Ag, Mo). Присутствие серебра отмечается довольно систематически в аномалиях данной площади и в некоторых случаях достигает значительных величин.

В аномалиях третьей, относительно малочисленной группы, имеющих сложный состав, в каждом конкретном случае преобладает группа определенных элементов, определяющих ее формационную принадлежность. Одна из аномалий, входящих в данную группу (32), имеет преобладающий медно-молибденовый состав и представляет собой ореолы Анкасарского оруденения аналогичного состава. Вторая аномалия (38) имеет преобладающий полиметаллический состав, столь же интенсивна и контрастна, как и предыдущая, занимает значительную площадь. Она представляет собой эндогенные ореолы Казантличского рудопоявления. Из других аномалий данной площади по геохимическим признакам столь же вероятно связаны со скрытым оруденением аномалии 36 и 40.

В качестве обобщения необходимо выделить следующее.

Наблюдается зависимость между составом и интенсивностью, контрастностью эндогенных геохимических аномалий данной территории. Наиболее интенсивны и контрастны аномалии, в состав которых входит широкий круг элементов-индикаторов. Этим свойством обладают эндогенные ореолы известных месторождений и рудопоявлений.

На изученной территории выделяются площади, различные по преобладающему типу геохимических аномалий, что, видимо, отражает металлогеническую специфику данных площадей.

На основании выявленных геохимических закономерностей и по аналогии с заведомо известными ореолами определяется практическое значение описанных аномалий.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.III.1980.

Ա. Ա. ԱՎԱԳՅԱՆ

ՐԱՐԳՈՒՇԱՏԻ ՆԵՐՄԻՆ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԸ ԵՎ ՉՄԵՐԿԱՑԱԾ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Բարգուշատում հայտնաբերված են պղնձի, մոլիբդենի, կապարի, ցինկի, արծաթի, ոսկու քառասունից ավելի ներծին երկրաքիմիական անոմալիաներ:

Անոմալիաներն աչքի են ընկնում իրենց հատկությունների՝ որակական կազմի, տարրերի քանակական հարաբերության, ինտենսիվության, անհամասեռության աստիճանի, չափսերի մեծ քաղաքանության մեջ: Նշված հատկությունների ամփոփման հիման վրա մշակվել է անոմալիաների խմբավորման եղանակ: Անոմալիաների խմբավորումը թույլ է տվել փոխադարձ կապ հայտնաբերել նրանց անհամասեռության աստիճանի, ինտենսիվության և կազմության միջև: Առավել ինտենսիվ և անհամասեռ անոմալիաների կազմության մեջ մտնում են մեծ թվով տարրեր: Նույն հատկությամբ աչքի են ընկնում հայտնի հանքավայրերի և երևակումների ներծին երկրաքիմիական եզրապսակները:

Ուսումնասիրված շրջանում անջատվում են առանձին տարածքներ, որոնք միմյանցից տարբերվում են երկրաքիմիական անոմալիաների տիպով: Այդ փաստը հավանաբար վկայում է տարածքների մետաղածնական առանձնահատկությունների մասին:

Վերը նշված օրինաչափությունների հիման վրա գնահատված է տվյալ շրջանի երկրաքիմիական անոմալիաների դերը շմերկացած հանքայնացման հայտնաբերման գործում:

A. A. AVAKIAN

ENDOGENIC GEOCHEMICAL ANOMALIES AND PROSPECTS OF THE BARGOUSHAT REGION LATENT MINERALIZATION

Abstract

There are mapped more than forty endogenic geochemical anomalies of Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Au in the northern part of Zanguezoor. The anomalies possess a large variety of features, i. e. qualitative composition, quantitative ratio of elements, intensity, contrastness, size etc.

A systematization of anomalies is made, which allows to reveal their practical significance and the type of possibly correlated mineralization.

The dependence between anomalies composition as well as intensity and contrastness is discovered. Anomalies with a broad circle of indicator elements are more intensive and contrast.

On the investigated territory the areas with various predominant types of geochemical anomalies are chosen which apparently reflect their metallogenic specificity.

On the basis of revealed geochemical regularities the practical significance of anomalies is determined.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М., 1974.
2. Карамян К. А. Текстуры и структуры руд эндогенных месторождений Зангезура. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1972.
3. Сафронов Н. Н. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., 1971.

УДК 551.244.2(479.25)

С. К. АРЗУМАНЯН

К ВОПРОСУ СТРУКТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АРАКСИНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

На основании данных буровых и геофизических работ выделены структурные зоны кавказского, антикавказского и субмеридионального простираний, придающие Араксинской межгорной впадине структурную зональность.

Араксинская межгорная впадина расположена в юго-западной части Армянской ССР и Нахичеванской АССР. Заполнена она миоценовыми образованиями, которые маскированы молодыми вулканогенными, вулканогенно-осадочными и озерно-речными образованиями плиоцен-постплиоценового возраста. В составе миоценовых образований выделяются пестроцветная (нижний миоцен), гипсоносно-соленосная (средний миоцен) и разданская свиты (верхний миоцен), мощность которых достигает 3500 м. Образования миоценового возраста несогласно залегают на различных горизонтах верхнего протерозоя-палеозоя, мезозоя, палеоцена, эоцена и нижнего и среднего олигоцена.

В границах, совпадающих с контурами развития миоценовых образований, Араксинская межгорная впадина имеет довольно извилистые очертания и пересекает разновозрастные и разнохарактерные структурные элементы, подчеркивая свой наложенный характер.

Структуры Араксинской межгорной впадины прослеживаются в кавказском, антикавказском и субмеридиональном направлениях (см. карту). При этом структуры кавказского простирания расположены в центральной части, антикавказского — в юго-восточной, а субмеридионального — в западной частях исследуемой области.

В центральной части Араксинской впадины с юга на север выделяются Масисский, Абовянский (Приереванский), Фонтанокий прогибы и Ахавнатун-Енгиджинское, Атис-Джрабер-Южноараратское поднятия, которые прослеживаются в кавказском направлении. Эти структуры, по данным бурения, гравirazведки и сейсмостанции «Земля» [4], разграничены крупными разломами.

Масисский, Абовянский и Фонтанский прогибы заполнены галогенными отложениями, которые осложнены соляной тектоникой, и структуры их прослеживаются в кавказском направлении.

В Масисском прогибе, по данным бурения, сейсморазведки и морфо-структурного анализа форм поверхности рельефа, выделяются Советаканская, Самагарокая, Хатунархская, Нижнеразданская и Масиская соляные антиклинали и Айгерличское поднятие.

Ниже приводится характеристика Советаканской соляной антиклинали. Советаканская соляная антиклиналь расположена в районе одноименной железнодорожной станции. Здесь, по данным бурения, МРНП, гипсоносно-соленосные образования обраны в соляную антиклинальную

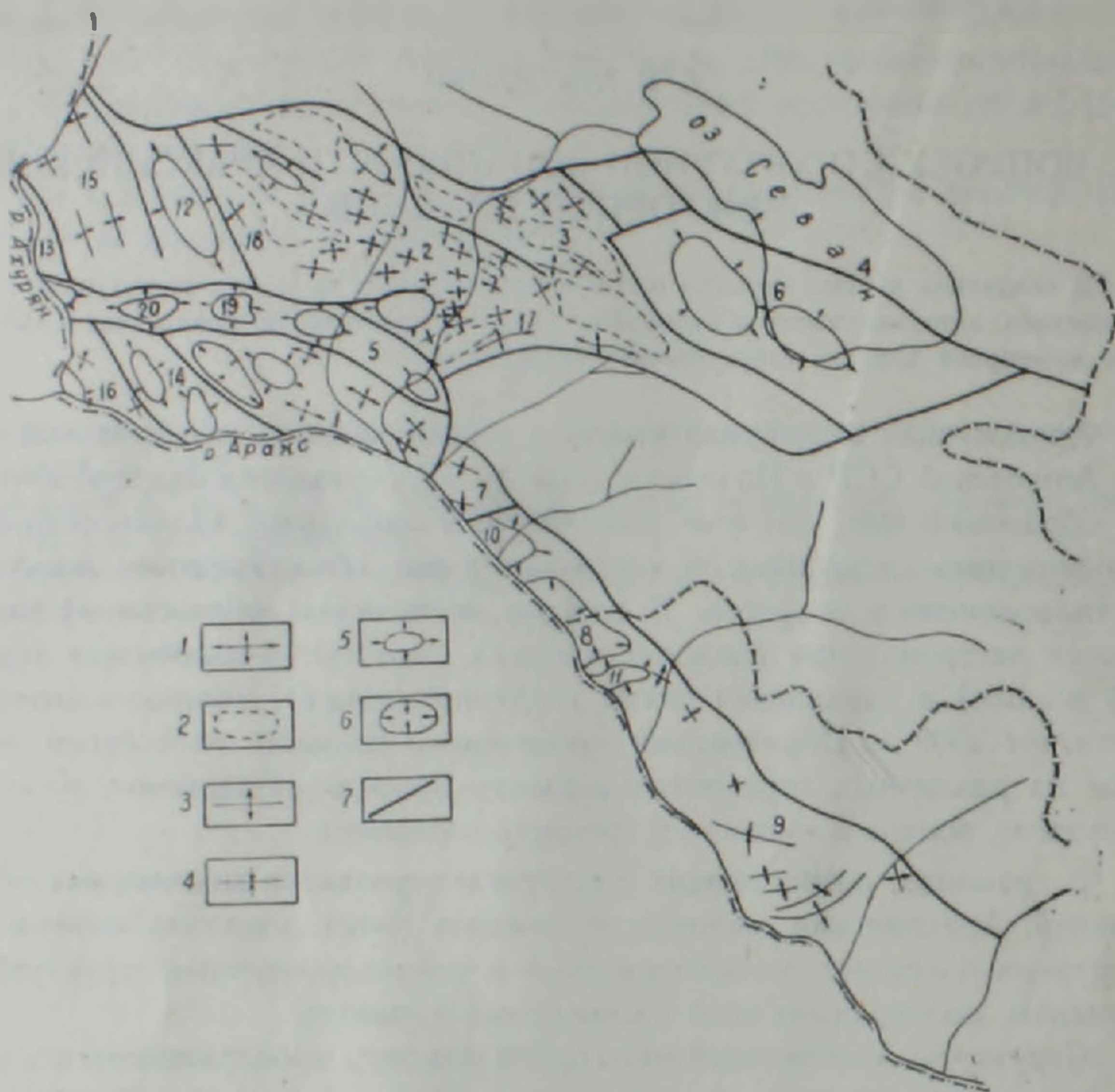


Рис. 1. Карта структурной зональности Арахинской межгорной впадины (составил С. К. Арзуманян). 1—соляные антиклинали; 2—зоны развития соляных куполовидных и штоковидных тел; 3—антиклинали; 4—синклинали; 5—поднятия; 6—прогибы; 7—разломы. Структуры кавказского простиранья. Прогибы: 1—Масисский, 2—Абовянский, 3—Фонтанский, 4—Севанский. Поднятия: 5—Агавнатуи-Енгиджинское, 6—Мартуни-Гехаркунинское. Структуры антикавказского простиранья. Прогибы: 7—Арташатский, 8—Суренаван-Садаракский, 9—Нахичеванский. Поднятия: 10—Хорвираб-Сарипапское, 11—Дагинское. Структуры субмеридионального простиранья. Поднятия: 12—Мастаринское, 13—Анийское, 14—Бамбакашат-Карырашенское. Прогибы: 15—Артенинский, 16—Нижнеахуринский. Просачивающиеся структуры. Антиклинали: 17—Арамусская, 18—Агагчинская. Поднятия: 19—Шамирамское, 20—Восточнокаракертское.

складку, в сводовой части которой мощность плиоцен-постплиоценовых и сарматских отложений составляет 400 м, а на крыльях она достигает 600 м. Мощность гипсоносно-соленосных отложений, наоборот, увеличивается в сводовой части антиклинали и достигает 1100—1200 м, а на крыльях структуры она уменьшается и составляет 900—1000 м. Северо-

восточное крыло антиклинали падает под углом $17-20^\circ$, а наклон пластов юго-западного крыла составляет $10-12^\circ$.

Данные детальной топографической съемки показывают, что рельеф в сейсморазрезе, отражающий сводовую часть соляной антиклинали, по отношению к окружающей равнине приподнят на $2-2,5$ м. Протяженность этой приподнятой части рельефа достигает 11 км, ширина— 3 км.

Юго-западнее этой приподнятой полосы прослеживается русло нижнего течения засыхающей реки Мастарз, а северо-восточнее располагается русло реки Севджур. Русла этих рек отражают осевые полосы компенсационных депрессий или синклиналей.

Строение Самагарской, Хатунархской, Нижнеразданской и Масисской соляных антиклиналей не отличается от строения описанной выше антиклинали.

В Абовянском и Фонтанском прогибах обнаружены соляные антиклинали, куполовидные и штоковидные тела, которые описаны в 1962 г. [3]. Наряду с этими соляными структурами выделяются также нормальные антиклинальные поднятия.

Северо-восточный борт Ахавнатун-Енигджинского порстового поднятия осложнен Присереванским разломом и он, по сравнению с юго-западным бортом, более пологий, и породы эоцен-среднеолигоценового возраста падают под углом $20-30^\circ$, оставляя впечатление пологой моноклинали. Здесь, по данным буровых и гравиразведочных работ, выделяются Южноегвардское поднятие, Кошская и Давташенская антиклинали.

Анализируя морфоструктурные особенности детально изученных соляных антиклиналей, куполовидных и штоковидных тел, компенсационных депрессий и синклиналей, можно отметить, что эти структуры отражены в рельефе в виде оваловидных, эллипсовидных, округленных, удлиненных поднятий и опусканий. При этом соляные штоковидные, куполовидные тела и антиклинали соответствуют оваловидным, округленным, эллипсовидным, удлиненным поднятиям, а компенсационные депрессии—опусканиям дневной поверхности. Более того, данными бурения установлено, что на этих поднятиях мощности молодых вулканогенных пород, по сравнению с сопредельными районами местности, сильно окрашены. Площади развития этих соляных структур характеризуются отрицательным гравитационным фоном.

В слабо изученных районах (массив вулкана Арагац, юго-западные склоны Гегамского вулканогенного хребта и северные окраины Аштаракского плато и Фонтанского прогиба) соляные структуры выделяются на основании данных гравиразведки, морфоструктурного анализа, электро-разведки (ВЭЗ и ДЭЗ) и редкой сети пробуренных скважин.

Ниже приводится краткое описание Мугимгской соляной антиклинали, расположенной в районе одноименного села. В рельефе она имеет форму вытянутой пологой возвышенности, прослеживающейся в близширотном направлении. В геологическом строении ее, кроме галогенных образований, мощность которых достигает 1000 м, принимают участие

отложения нижней части разданской свиты и плиоцена-постплиоцена. Длина ее составляет 5,5 км, а ширина— 1,5 км. На крыльях ее, кроме этих образований, участвуют также породы средней и верхней частей разданской свиты. Здесь мощность галогенных образований сильно сокращается.

Структуры антикавказского простирания проявляются в юго-восточной части исследуемой области. К ним относятся Нахичеванский, Суренаван-Садаракский, Арташатский прогибы и Дашинское, Хорвирап-Сарипапское поднятия. По данным Ш. А. Азизбекова [2], в Нахичеванском прогибе выделяются Хокская, Квraagская, Беюкдузская антиклинали и разъединяющие их синклинали, которые прослеживаются в антикавказском направлении. Как известно, Нахичеванский прогиб отделяется от Урц-Айюцдзорского антиклинория Норашенским разломом. В зоне этого разлома выделяются продольные и поперечные поднятия, завуальированные миоценовыми отложениями. К этим поднятиям относятся Яйджинская, Ахуринская, Западноазиабуртская антиклинальные структуры, контролируемые выступами палеозойских образований.

По данным бурения и сейсморазведочных работ, Арташатский прогиб осложнен Мхчянской и Даларской синклиналями, которые также прослеживаются в антикавказском направлении.

Структуры субмеридионального простирания, за исключением структур Нижнеахурянского прогиба, расположены в западной части исследуемой области. Здесь выделяются Мастаринское, Анийское, Бамбакашат-Кармрашенское поднятия и Артегинский прогиб, которые отделяются друг от друга кулисообразно расположенными разломами.

Структуры, осложняющие эти прогиб и поднятия, прослеживаются также в субмеридиональном направлении. Так, например, Бамбакашатское и Кармрашенское локальные поднятия, которые выделяются на основании данных бурения и гравиразведки, прослеживаются в субмеридиональном направлении.

В Артегинском прогибе, как это следует из предлагаемой карты, развиты только пликативные структуры, которые в основном выделяются по данным гравиразведки. В выделении этих структур определенную роль играли мощности молодых вулканогенных пород, которые определены по данным электроразведки (ВЭЗ и ДЭЗ).

По косвенным геологическим данным, в строении этого прогиба принимают участие меловые, палеогеновые и неоген-антропогеновые образования.

Путем пересчета данных гравиразведки Ю. И. Никольским, Т. Н. Сироткиной, Э. Арутюнян и др. определены мощности плотностных горизонтов и характер поверхности древних метаморфических пород.

Для выявления структурных особенностей мел-палеогеновых образований, мощность этого плотностного комплекса, с учетом данных гипсометрических отметок местности, наносится на карту поверхности рельефа фундамента. На этой схематически построенной структурной карте

поверхности мел-палеогеновых образований условно выделяются Восточнобагреванская и Восточноартенинская антиклинальные структуры.

Аналогичные построения произведены с неоген-антропогеновым плотностным комплексом, в результате чего намечаются Багреванская и Артегинская антиклинали.

В сводовых частях указанных структур наблюдается уменьшение мощностей молодых вулканогенных пород. Кроме того, буровыми работами обнаружена Опорненская антиклиналь, которая также прослеживается в субмеридиональном (?) направлении. Расположена она в районе заложения Октемберянской опорной скважины и имеет асимметричное строение. Углы падения пород на ее северо-восточном крыле достигают $30-35^\circ$, а на юго-западном они составляют $18-20^\circ$. Длина ее достигает 7 км, а ширина—1 км.

Нижневахурянский прогиб расположен в самой юго-западной окраине исследуемой области. В его пределах А. Т. Асланяном [1] выделяются Шахварутская, Бахчаларская и Багаранская антиклинальные структуры, которые прослеживаются в строго широтном направлении.

Здесь гравитационные локальные аномалии также протягиваются в широтном направлении. Но наряду с этим в этом прогибе встречается локальная аномалия меридионального направления. Багаранская, Бахчаларская и Шахварутская структуры, протягивающиеся в широтном направлении, прослеживаются в пределах Западной Армении.

Структуры кавказского, антикавказского и субмеридионального простираний отличаются друг от друга составом слагающих пород. Отложения гипсоносно-соленосной свиты в прогибах кавказского простирания представлены мощным эвапоритовым комплексом. В районах развития структур антикавказского простирания они в основном представлены песчано-глинистыми отложениями с пластами и линзами каменной соли. В районах развития структур субмеридионального простирания нижняя часть разреза представлена песчано-глинистыми породами, а верхняя—каменной солью.

Как было отмечено, структуры кавказского, антикавказского и субмеридионального простираний отделяются друг от друга крупными разломами.

Структуры кавказского простирания ограничиваются от структур субмеридионального простирания Армавирским и Базмабердским кулисообразно расположенными разломами, а структуры антикавказского простирания отделяются от структур кавказского простирания Мхчанским и Джрвеж-Саранистским разломами.

Так, например, Арамусская соляная антиклиналь северо-восточного простирания расположена на юго-восточной окраине Абовянского прогиба (Приереванского соленосного бассейна), прослеживающегося в близширотном направлении. Эта антиклиналь здесь расположена рядом со структурами антикавказского простирания, но отделяется от последних крупным Джрвеж-Саранистским разломом.

Аналогичное явление наблюдается у Агагчинской антиклинали, которая прослеживается в субмеридиональном направлении. Расположена она на западной окраине Абовянского прогиба и отделяется от Мастаринского поднятия субмеридионального простирания Базмабердским разломом. Подобное явление повторяется в структурах кавказского простирания.

Эти переходящие из одной зоны в другую структуры фактически связывают между собой различные структурные зоны, отделяющиеся друг от друга крупными разломами.

Обобщая изложенный фактический материал, можно отметить, что структурные зоны кавказского, антикавказского и субмеридионального простираний определяют структурную зональность Аракоинтовой межгорной впадины, обусловленную как составом пород, слагающих эти зоны, так и продольными и поперечными разломами.

Ереванский госуниверситет

Поступила 28.11.1980

Ս. Կ. ԱՐԶՈՒՄԱՆՅԱՆ
ԱՐԱՔՈՅԱՆ ՄԻՋԼՆՈՆԱՅԻՆ ՃԿՎԱՄՔԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՐԱՅԻՆ
ԶՈՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հորատման և երկրաֆիզիկական աշխատանքների տվյալների հիման վրա հեղինակը Արաքսյան միջլեռնային ճկվածքի սահմաններում առանձնացնում է կովկասյան, հակակովկասյան և մերձմիջօրեական ուղղութիւններով ձգվող սարուկտուրային զոնաներ, որոնք ունեն ինչպես տեսական, այնպես էլ կիրառական նշանակություն:

S. K. ARZUMANIAN

ON THE STRUCTURAL ZONING PROBLEM OF THE ARAX
INTERMONTANE DEPRESSION

Abstract

On the basis of borehole and geophysical data structural zones of caucasian, anticaucasian and submeridional strikes are marked out, which attaches the structural zoning to the Arax intermontane depression.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.
3. Арзуманян С. К. Новые данные о соляной тектонике Ереванского соленосного бассейна. Известия АН Арм. ССР, геолог. и географ. науки, т. XV, № 2, Ереван, 1962.
4. Егоркина Г. В., Соколова А. И., Егорова Л. И. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.

УДК 552.23 : 552.312.313(479.25)

О. П. ГУЮМДЖЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЗМА КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАНГЕЗУРА

Анализ петрохимических особенностей третичных магматических комплексов региона указывает на их принадлежность к петрохимическим классам с одинаковыми уклонами и общими чертами эволюции, на однотипность составов пород базальтоидной и саллической групп, а также позволяет высказать предположение о единых глубинных-мантийных источниках магмообразования и ограниченной роли процессов ассимиляции.

В результате систематических исследований плутонических и вулканических серий Западного Баргушата и Зангезурского хребта авторами получен новый геолого-петрографический материал, позволивший провести сравнительную характеристику химизма выделенных магматических комплексов, а также наметить общие черты эволюции альпийского «предорогенного» и «орогенного» магматизма и высказать предположения об источниках первичных расплавов.

По геолого-структурным особенностям и петрографическому-петрохимическому составу в пределах Баргушата выделяются следующие плутонические комплексы [4, 5]: габбро-оливинитовый (Сваранцский), габбро-монзонит-сиенитовый (Арамаздский), габбро-диорит-гранодиоритовый (Гехинокский), гранит-гранодиоритовый порфировидный (Казанличский). Первые три комплекса — палеогенового (верхний эоцен — нижний олигоцен), последний — миоценового возрастов.

Среди собственно вулканических образований Западного Баргушата и Зангезурского хребта выделяются следующие комплексы [6, 7]: 1. капутджухский-I андезито-базальтовый, 2. капутджухский-II трахиандезито-базальтовый, средний эоцен; 3. гехакарский базальт-трахиандезитовый, верхний эоцен-олигоцен (?); 4. салвардский андезито-дацитовый, средний миоцен (?) — средний плиоцен. Первый, третий и четвертый комплексы относятся к известково-щелочным сериям тихоокеанского типа, второй — к субщелочным сериям атлантического, переходного к тихоокеанскому типу.

В палеогеновых комплексах преобладают породы андезито-базальтового и базальтового состава ($SiO_2 < 55\%$) с умеренным развитием пород андезитового и очень слабым (менее 2%) развитием пород дацит-липаритового состава. В то время как в миоценовом вулканическом комплексе преобладают породы андезит-липаритового состава ($SiO_2 >$

> 55% — более 80%), при широком развитии андезитов-дацитов (~ 65%), породы базальтоидной группы мало характерны (~ 15%).

Выделенные вулканические комплексы занимают различное положение в разрезе и структуре области. По мнению авторов наиболее ранними вулканическими образованиями кайнозоя в Западном Баргушате и по Зангезурскому хребту являются терригенно-пирокластические, флишоподные отложения среднего эоцена [8] (объединяющие известные пирамсарокую и даличайскую свиты). Породы базальт-андезитовой серии капутджухского среднеэоценового комплекса (прежние зангезурская и арамазская толщ.) формируют специфический «псевдовулканогенно-осадочный» комплекс, в котором отсутствует стратифицированность между осадочными и вулканическими членами комплекса [3, 4] и где вулканогенные образования моложе всех осадочных отложений палеозоя, мезозоя, а также терригенно-осадочных флишоподных отложений среднего эоцена. Все они в виде блоков различной величины цементируются интрузивными телами базальтов и андезитов.

Субщелочная серия капутджухского комплекса развита преимущественно в зоне между гиратахским и кирским разломами [6]. Она представлена отдельными секущими телами или местами постепенно переходит в эффузивные известково-щелочные разности пород. Гехакарский комплекс залегает над среднеэоценовыми вулканическими образованиями, имея в основании маломощную пачку терригенных песчано-глинистых пород и конгломератов [6]. Наконец, наиболее молодые миоценовые образования салвардского комплекса слагают обширные поля на водоразделе Зангезурского хребта, в районе г.г. Салвард и Гомшакар. Мощные дайки и штоковые тела андезит-дацитового и липарит-дацитового состава, принадлежащие данному комплексу, пронизывают не только миоценовую, но и нижележащие толщи палеогена (бассейны р.р. Шенатаг, Айри, Сюенан).

Большинство вулканических пород палеогена порфировые, свежие или слабо затронуты пропилитизацией. В них фенокристаллы представлены плагиоклазами, клинопироксенами и роговыми обманками; в основной массе микролитами и лейстами плагиоклаза и в меньшей мере мелкими зернами амфиболов и пироксенов. Структура основной массы преимущественно поликристаллическая, микролитовая, микропризматическозернистая. Гналопелитовые, интерсертальные, толеитовые, фельзитовые структуры характерны для миоценовых пород.

Петрохимические оценки и сравнения составов вулканических и plutонических комплексов производились на основе параметров Заварицкого и нормативных составов по GIPW (таблицы 1, 2). При обсуждении использованы некоторые термины и понятия, принятые для пород вулканических ассоциаций [1]. Петрохимическая шкала А. Ф. Белоусова [1] в координатах меланократовость $b(b')$, щелочность— a применяется нами здесь в равной мере и для plutонических пород, с целью соблюдения однозначности характеристик магматических пород различных ассоциаций.

Диаграмма (рис. 1) иллюстрирует расположение фигуративных точек средних составов пород plutонических и вулканической ассоциаций Западного Баргушата и Зангезурского хребта. Легко заметить, что рас-

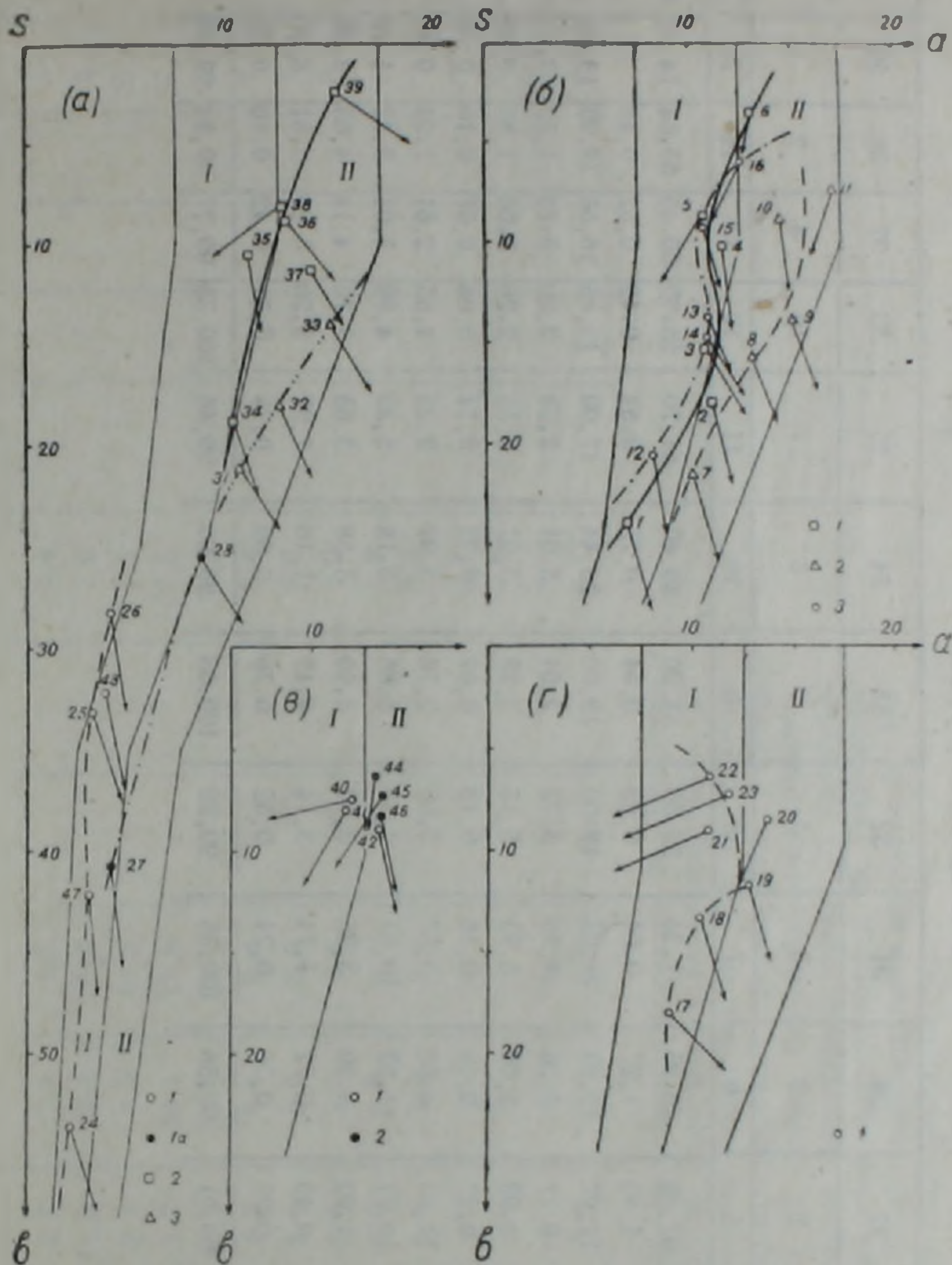


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма вулканических и plutонических ассоциаций (по А. Ф. Белоусову). а—Комплексы plutонических ассоциаций палеогена. I и Ia. Сваранц-ский, 2. Гехинский, 3. Арамаздский. б—Комплексы вулканических ассоциаций палеогена. I. Капутджухский—I, 2. Капутджухский—II, 3. Гехакарский в—Комплексы plutонических ассоциаций неогена. I. Вохчинский, 2. Шенатагский. г—Комплексы вулканических ассоциаций неогена. I. Салвардский, I—поле умеренно—низкощелочных пород. II—поле умеренно-щелочных пород.

положение линии составов известково-щелочных и субщелочных плуто-нитов не отличается от расположения точек вулканитов соответствую-щих типов, причем составы пород габбро-диорит-гранодиоритовой фор-

Таблица 1

Средние химические и нормативные составы главных типов третичных плутонических пород Западного Баргушата

№ авт.	24	25	26	27	28	31	32	33	34	35	36	37	38	39	44	45
Число анализ.	4	2	5	2	2	3	5	3	3	7	10	4	2	1	1	1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	41,50	37,27	40,55	37,65	46,56	47,23	52,60	54,90	49,40	61,70	65,39	60,46	63,64	74,52	67,54	64,50
TiO ₂	0,67	1,79	0,58	1,40	1,27	0,64	0,59	0,64	0,75	0,54	0,42	0,52	0,48	—	0,40	0,44
Al ₂ O ₃	19,99	7,98	23,28	17,97	19,23	21,63	18,60	19,50	20,44	17,00	15,85	16,56	18,90	13,00	15,29	16,24
Fe ₂ O ₃	7,97	14,71	5,82	9,77	6,26	4,93	3,72	2,64	5,01	2,53	2,20	3,73	1,85	0,29	3,40	2,37
FeO	6,25	12,45	6,27	8,93	5,60	5,95	5,45	3,88	3,97	3,55	2,26	3,00	1,87	0,38	1,05	2,84
MnO	0,12	0,40	0,14	0,27	0,19	0,16	0,13	0,07	0,23	0,14	0,08	0,07	0,10	0,04	0,07	0,07
MgO	7,52	14,12	7,19	11,65	4,65	3,57	3,68	2,76	3,97	2,25	1,55	2,61	1,24	0,40	1,30	1,90
CaO	14,58	10,04	12,71	10,91	11,52	10,97	7,53	6,86	9,18	5,39	4,99	5,01	3,72	1,40	3,01	3,68
Na ₂ O	1,13	0,71	1,37	1,02	3,30	3,26	3,34	3,90	3,58	3,63	3,70	4,14	4,03	3,20	3,40	3,20
K ₂ O	0,43	0,55	0,42	0,49	0,72	1,74	3,14	4,12	1,16	1,97	3,20	3,25	3,81	6,00	3,75	4,10
H ₂ O ⁺	0,36	—	1,66	0,25	0,26	0,24	0,52	0,76	0,60	0,76	0,71	0,42	0,10	0,65	0,15	0,48
Сумма	100,52	100,02	99,99	99,91	99,56	100,35	99,20	100,03	98,99	99,46	100,35	99,77	99,84	99,88	99,36	99,82

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
il	1,4	3,5	1,2	2,7	2,4	1,2			1,4					—		
mt	11,6	21,3	8,4	14,2	9,1	6,9			7,0					0,5		
or	2,2	2,8	2,2	2,8	3,9	10,5			7,2					35,6		
ab	4,7	5,8	6,8	3,7	24,1	17,8			23,6					27,2		
an	48,4	17,2	56,4	43,3	35,6	38,9			39,5					3,1		
wo	9,7	13,6	2,8	4,3	8,9	6,4			3,4					1,6		
en	7,4	9,7	1,9	3,3	6,2	3,6			2,2					1,0		
fs	1,6	2,6	0,7	0,7	2,0	2,5			0,9					0,5		
fo	9,2	15,3	11,2	17,9	3,8	3,6			1,8					—		
fa	1,8	4,5	4,1	4,5	1,2	2,9			0,8					—		
en	—	3,5	—	—	—	—			7,5					—		
fs	—	—	—	—	—	—			3,6					—		
q	—	—	—	—	—	—			—					29,6		
ne	2,6	—	2,5	2,6	2,0	5,4			0,7 [*]					—		

Примечание: Верхний эоцен-олигоцен. *Габбро-оливинчатая формация*. 24. Оливиновое габбро (щелочной оливиновый базальт). 25. Магнетитовое оливиновое габбро. 26. Магнетитовый троктолит. 27. Магнетитовый микротроктолит. 28. Магнетитовое оливиновое микрогаббро. *Габбро-монзонит-сиенитовая формация*. 31. Габбро калишпатовое (базанит). 32. Монзонит. 33. Сиенит. *Габбро-диорит-гранодиоритовая формация*. 34. Габбро роговообманковое (оливиновый толент). 35. Кварцевый диорит. 36. Гранодиорит. 37. Кварцевый микромонзонит-порфир. 38. Граносиенит. 39. Жильный гранит. Нижний миоцен. *Гранит-гранодиоритовая формация*. 44. Адамеллит порфировидный. 45. Гранодиорит порфировидный. *ар.

мации сдвинуты слегка вправо по сравнению с базальт-андезит-типаритовым капутджухским-I и гехакарским комплексами. Большинство точек группируются у пограничной линии, разделяющей поля низкощелочных и умеренно-щелочных составов. Породы наиболее древнего сваранци-

Таблица 2

Средние химические и нормативные составы главных типов третичных основных вулканических пород Баргушата и Зангезурского хребта

№ авт.	1	2	3	7	8	9	12	13	14	17	18	19
Число анализов.	24	14	6	4	7	3	10	2	2	3	2	2
SiO ₂	47,14	53,52	58,14	48,69	52,69	56,05	47,71	54,49	57,59	51,73	51,85	58,44
TiO ₂	0,90	0,73	0,48	1,04	1,01	0,80	0,61	0,22	0,63	0,81	0,85	0,80
Al ₂ O ₃	19,31	18,21	17,12	19,08	18,62	17,56	19,36	19,09	16,52	18,21	19,48	17,68
Fe ₂ O ₃	4,99	4,20	3,74	5,73	4,29	4,06	4,62	5,03	5,46	5,69	3,30	4,62
FeO	6,13	4,99	3,74	4,49	4,59	3,60	5,66	3,33	3,12	2,42	2,51	1,69
MnO	0,24	0,20	0,13	0,35	0,15	0,13	0,18	0,15	0,11	0,28	0,23	0,18
MgO	5,66	4,09	3,29	5,14	2,93	2,85	4,36	2,10	2,33	3,52	2,84	2,52
CaO	10,01	7,22	5,18	8,55	6,81	4,97	8,99	7,63	6,93	8,86	8,13	5,77
Na ₂ O	2,42	3,91	3,80	2,61	3,56	3,80	2,78	3,00	3,56	3,46	3,05	3,59
K ₂ O	0,70	1,38	1,80	2,51	3,09	4,16	0,76	2,37	1,81	1,80	2,02	2,84
H ₂ O+	1,44	1,47	1,31	1,12	1,68	1,96	1,61	1,71	0,61	1,62	1,75	0,80
CO ₂	1,01	0,25	1,22	0,75	0,71	-	3,14	1,26	1,56	1,56	1,08	0,64
Сумма	99,95	100,17	99,95	100,06	100,13	99,95	99,78	100,38	100,23	99,96	100,09	99,57
Il	1,7	1,4	0,9	2,0	1,9	1,5	1,2	0,5	1,2	1,5	1,5	1,5
ml	7,2	6,0	5,6	8,4	6,3	6,1	6,7	7,2	7,9	6,3	4,9	3,9
or	3,9	8,3	10,5	15,0	18,3	25,0	4,5	13,3	10,5	10,5	11,7	16,7
ab	20,4	33,0	32,0	22,0	29,8	32,0	28,3	25,2	29,9	28,8	25,6	30,4
an	39,8	27,8	24,5	32,8	25,6	18,3	35,3	32,0	23,9	28,9	36,4	23,6
wo	4,1	3,3	0,6	3,9	3,4	2,7	3,9	2,4	4,4	6,4	1,6	2,1
en	2,6	2,0	0,4	2,9	2,2	1,9	2,3	1,7	3,7	5,5	1,1	1,8
fs	1,2	1,1	0,1	0,7	0,9	0,5	1,5	0,5	0,1	1,5*	0,4	1,9*
fo	—	—	—	2,4	—	—	1,7	—	—	—	—	—
fa	—	—	—	0,6	—	—	1,4	—	—	—	—	—
en	11,4	8,2	7,8	6,5	5,0	5,1	6,1	3,5	2,0	3,2	5,9	5,1
fs	4,9	4,0	2,9	1,1	2,5	1,5	2,6	1,3	0,1	—	0,5	—
q	0,1	3,3	12,1	—	1,7	3,4	—	9,5	14,0	4,0	8,4	11,7

Примечание: Средний эоцен. *Капутджухский комплекс*. 1. базальт (толент). 2. андезито-базальт. 3. андезит. 7. трахибазальт (олизиновый толент). 8. трахиандезито-базальт. 9. трахиандезит. Верхний эоцен-олигоцен (?). *Гехакарский комплекс*. 12. базальт (оливиновый толент). 13. андезито-базальт. 14. андезит. Мьяоплиоцен. *Салвардский комплекс*. 17. базальт (кварцевый толент). 18. андезито-базальт. 19. андезит. *нет.

ского комплекса расположены ниже границы $b' = 30$, в удалении от полей остальных габброидов и базальтоидов и тяготеют к полям пикритовых базальтов и мелапикритов. Составы пород поздних фаз внедрения (казан-личский порфировидный комплекс) располагаются в поле андезито-дацитов и дацитов палеогеновых и неогеновых толщ. В то же время в плу-

тоническом порфировидном комплексе отсутствуют породы, эквивалентные базальтам — андезитами миоцено или эоцена.

Все базальтоиды находятся в поле лейкобазальтоидных пород, занимая самую верхнюю ее часть, выше линии $b' = 25$. Среди базальтоидов неизвестны типы, эквивалентные по составу габброидам из габбро-оливинитового комплекса. Даже пикритоподобные базальты ($SiO_2 < 44\%$) палеогена являются породами слабо недосыщенными кремнеземом, с мезобазальтовыми и лейкобазальтоидными уклонами и расположены ближе к остальным базальтоидам этих комплексов. Это также оливиновые толенты с нормативным оливином $12,6 \div 9,4$ и гиперстеном $5,7 \div 4,3$, высокоглиноземистые, низкотитанистые, высоконатриевые.

Вулканические формации Западного Баргушата и Зангезурского хребта относятся к высокоглиноземистым толентам, причем палеогеновые являются оливино-гиперстен нормативными толентами, а миоценовые — кварцевыми нормативными толентами. Верхнеплиоцен-четвертичные базальтоиды Сюникского нагорья — нормативные щелочные оливиновые базальты [10].

Петрохимическая характеристика вулканических комплексов. Анализ петрохимических параметров Заварицкого показывает следующее (табл. 3). Базальтоиды капутджухского-I комплекса лейкобазальтоидные ($b' = 23,8$), низкощелочные ($a = 6,8$), высокоглиноземистые ($Al_2O_3 = 19,31$), низкотитанистые ($TiO_2 = 0,90$), железистые или магниевожелезистые ($f' > m'$, $f' = 45,6$, $m' = 43,5$), натриевые или точнее высоконатриевые ($n = 84,8$). Базальтоиды гехакарского комплекса характеризуются аналогичными петрохимическими уклонами — лейкобазальтоидные ($b' = 20,5$), низкощелочные ($a = 8,0$), высокоглиноземистые ($Al_2O_3 = 19,36$), низкотитанистые ($TiO_2 = 0,61$), железистые ($f' = 52,1$, $m' = 40,1$), высоконатриевые ($n = 84,9$).

Внутри известково-щелочных комплексов устанавливаются и отдельные ассоциации с умеренно-щелочным, трахитовым уклоном. Это субщелочная серия пород капутджухского комплекса, которая синхронна с нормальными известково-щелочными образованиями того же комплекса. Заметим, что по всем другим петрохимическим параметрам (кроме a) вулканогенные ассоциации трахитового уклона не отличаются от остальных серий. Они несколько более калиевые, т. е. менее натриевые ($n = 60,9$), больше недосыщены кремнеземом ($Q = -8,7$), а общая щелочность выше ($a = 13,1$ в трахиандезито-базальтах), чем в главных сериях. Аналогичные субщелочные серии выявляются и среди плутонических комплексов области [5]. Базальтоиды миоцено (Салвард) лейкобазальтоидные или андезит-андезито-базальтовые ($b' = 18,3$), низкощелочные ($a = 10,9$), высокоглиноземистые ($Al_2O_3 = 18,21$), низкотитанистые ($TiO_2 = 0,81$), железистые ($f' = 43,3$, $m' = 34,5$), высоконатриевые ($n = 73,9$).

Сравнение петрохимических параметров базальтоидов трещинных комплексов показывает, что они сходны почти по всем главным петрохимическим признакам: имеют лейкобазальтоидный уклон, низкощелоч-

Таблица 9

Петрохимические параметры базальтов, липаритов, габбро и гранитондов Западного Баргушата и Зангезурского хребта, и базальтов срединноокеанических хребтов [9].

	Порода, возраст, комплекс, область	b(b')	a	f'	m'	n	Q	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	ΣFe	Fe/Mg	Fe ³⁺ /Fe ²⁺	Na+K	Na/K
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	Толент (средний эоцен, капутджух)	23,8	6,8	45,6	43,5	84,8	— 6,6	19,31	0,90	10,01	11,12	1,10	0,81	3,12	3,46
2	Оливиновый толент (средний эоцен, капутджух)	21,6	10,0	45,3	43,0	60,9	— 8,7	19,08	1,04	8,55	10,22	0,87	1,15	5,12	1,04
3	Оливиновый толент (верхний эоцен, гехакар)	20,5	8,0	52,1	40,1	84,9	— 4,5	19,36	0,61	8,99	10,28	1,30	0,82	3,54	3,66
4	Кварцевый толент (миоценоц, салвард)	18,3	10,9	43,3	34,5	73,9	— 2,7	18,21	0,81	8,86	8,11	0,69	2,36	5,26	1,92
5	Щелочной оливиновый базальт (постмиоцен, сюник)	24,3	12,7	37,1	38,2	74,7	—15,3	17,20	1,35	9,12	9,81	0,53	2,44	6,41	1,94
6	Липарит (капутджух—I)	3,4	13,0	75,9	20,4	81,9	+35,3	13,19	0,24	1,63	3,19	3,60	0,92	6,70	2,94
7	Трахидацил (капутджух—II)	6,6	17,0	53,6	34,6	59,0	+ 9,2	17,41	0,45	2,22	4,39	1,68	0,70	9,46	0,95
8	Липарит (гехакар)	5,1	12,5	58,6	28,8	85,8	+32,7	13,29	0,30	1,73	3,85	2,03	0,85	6,25	4,00
9	Липарит (салвард)	3,6	11,7	29,1	20,0	46,6	+33,0	14,62	0,18	1,47	2,19	0,70	2,83	6,93	0,53
10	Габбро оливиновое (Сваранц)	33,4	3,2	40,9	40,4	81,9	—17,4	19,99	0,67	14,58	14,22	0,83	1,28	1,56	2,62
11	Габбро калишпатовое (Арамазд)	21,0	10,4	50,1	30,9	75,0	—14,8	21,63	0,64	10,97	10,91	1,67	0,84	5,00	1,87
12	Габбро роговообманковое (Гехи)	18,6	10,3	47,8	39,0	82,2	— 7,2	20,44	0,75	9,18	8,98	1,00	1,26	4,74	3,10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
13	Кварцевый диорит (Гехи)	10,4	11,0	56,8	37,8	74,0	+16,9	17,00	0,54	5,39	6,08	1,58	0,71	5,60	1,84
14	Гранодиорит (Гехи)	8,6	12,8	48,0	29,9	63,9	+19,3	15,85	0,42	4,99	4,46	1,46	0,98	6,90	1,16
15	Гранит (Гехи)	2,2	15,4	29,4	29,4	44,9	+31,9	13,00	—	1,10	0,67	0,95	0,76	9,20	0,53
16	Адамеллит порфировидный (Шенатаг)	6,1	12,9	62,3	34,5	58,2	+24,7	15,29	0,40	3,01	4,45	0,81	3,24	7,15	0,91
17	Гранодиорит порфировидный	8,2	13,2	58,0	39,5	54,2	+17,9	16,24	0,44	3,68	5,21	1,49	0,83	7,30	0,78
18	Океанический толент (Атлантический, южные широты)	26,6	6,9	38,0	41,9	98,0	— 3,6	16,09	2,03	10,46	10,49	1,21	0,36	3,15	21,5
19	Океанический толент (Атлантический, северные широты)	29,9	5,9	32,0	47,8	95,5	— 6,2	15,91	1,26	11,26	10,36	0,89	0,36	2,77	13,6
20	Высокоглиноземистый базальт (Атлантический, северные широты)	30,9	5,3	29,2	55,6	97,5	— 9,7	17,45	0,75	11,26	9,68	0,83	0,14	2,46	26,4
21	Базальт (Атлантический океан, северные широты)	30,5	6,7	25,5	52,9	88,0	— 9,4	15,99	1,44	11,52	8,37	0,61	0,35	3,28	4,7
22	Базальт (Индийский океан)	27,7	6,2	29,5	48,5	95,6	— 3,9	16,60	1,24	11,58	8,70	0,91	0,18	2,91	17,2
23	Базальт (средний из 94 анализов)	29,7	6,2	35,7	43,9	95,8	— 6,7	16,01	1,43	11,32	11,49	—	—	2,98	12,5

ные, высокоглиноземистые, низкотитанистые, железистые, высоконатриевые. Трахибазальтоидная серия, которая представлена умеренно-щелочными натриевыми породами, также по главным петрохимическим признакам не отличается от известково-щелочных серий.

Постплиоценовые базальтоиды Сюникского нагорья наиболее сильно отличаются от третичных по степени недосыщенности кремнеземом, слабомагнезимальным, умереннощелочным уклонами, несколько повышенной титанистостью и пониженной глиноземистостью (табл. 3). Хотя содержания окиси титана в лавах постплиоцена вдвое больше, а глиносема на два процента меньше, чем в третичных базальтах, все же они являются низкотитанистыми и высокоглиноземистыми породами; эти колебания находятся в пределах единого петрохимического класса. Базальтоиды рассматриваемой области по многим петрохимическим признакам близки к океаническим толентам [9]. Но океанические толенты и базальты в отличие от базальтов Западного Баргушата и Зангезурского хребта низкоглиноземистые ($Al_2O_3 = 16,01$), мезо- или меланобазальтовые ($b' = 26,6-30,5$), магнезимальные ($f' = 25,5-38,0$, $m' = 41,9-52,9$), (табл. 3). Содержание титана, примерно, в два раза выше в океанических базальтах ($TiO_2 = 1,24-2,03$). Натрий-калиевое отношение в баргушатских базальтах варьирует между 1,04 и 3,66, а в океанических — 1,7—26,4. Континентальные толенты Баргушата отличаются высоким Fe^{3+}/Fe^{2+} отношением (0,81—1,15 в палеогене, 2,36 в миоплиоцене и 2,44 в постплиоцене) по сравнению с океаническими базальтами (0,14—0,36). Заметим, что палеогеновые базальтоиды, по сравнению с миоплиоценовыми и четвертичными базальтоидами Сюникского нагорья кристаллизовались в менее окислительных условиях. Это не противоречит существующим геологическим данным, согласно которым многие вулканические образования палеогена кристаллизовались в приповерхностных условиях.

Петрохимическая характеристика plutонических комплексов. Габброиды сваранского габбро-оливинитового комплекса характеризуются меланобазальтовым ($b' = 33,4$), низкощелочным ($a = 3,2$), железистым или магнезо-железистым ($f = 40,9$, $m' = 40,4$), высокоглиноземистым ($Al_2O_3 = 19,99$), низкотитанистым ($TiO_2 = 0,67$), высоконатриевым ($n = 81,9$) уклонами и отличаются от габброидов других комплексов (табл. 1). Габброиды арамаздского габбро-монзонит-сненитового комплекса — лейкобазальтоидные ($b' = 21,0$), умеренно щелочные ($a = 10,4$), железистые ($f' = 50,1$, $m' = 30,9$), высоконатриевые ($n = 75,0$), низкотитанистые ($TiO_2 = 0,64$), высокоглиноземистые ($Al_2O_3 = 21,63$). Габброиды габбро-диорит-гранодиоритовой формации (гехинский комплекс), лейкобазальтоидные (андезито-андезито-базальтовые) ($b' = 18,6$), низкощелочные ($a = 10,3$), высокоглиноземистые ($Al_2O_3 = 20,44$), низкотитанистые ($TiO_2 = 0,75$), высоконатриевые ($n = 82,2$).

Из проведенного петрохимического анализа следует, что в различных формационных типах или комплексах интрузивов природные про-

цессы приводят к формированию габброидов со сходными петрохимическими признаками или сходных классов.

Сопоставление петрохимических параметров базальтоидов и габброидов палеогена показывает, что несмотря на принадлежность их к различным магматическим ассоциациям, они сходны по химизму, т. е. и базальты и габброиды лейкобазальтоидные, высокоглиноземистые, низкощелочные, низкотитанистые, железистые, высоконатриевые. Однако габброиды сваранского комплекса в отличие от других меланобазальтовые ($b' = 33,4$) и весьма низкощелочные ($a = 3,2$) магниево-железистого уклона. Более резко выражены эти различия в магнетитовых оливинковых габбро, троктолитах и микротроктолитах, которые встречаются в качестве шлиров и поздних фаз становления ($b' = 35$ и 50). Последние отличаются также повышенным содержанием окиси титана (больше 1,50%) и фактически являются высокотитанистыми породами.

Сравнительная петрохимическая характеристика кислых вулканических и plutонических пород. Породы кислой группы (дацит-липаритового состава) вулканических образований палеогена аналогично ассоциирующим с ним базальтоидам — высокоглиноземистые ($Al_2O_3 > 14\%$), меланократовые или дацитовые ($b' > 5$), нормально-щелочные ($a \leq 12,5$), железистые, натриевые. Петрохимически значимые различия пород кислой группы от базальтоидной в палеогеновых сериях выражены слабо. Исключение составляют лишь секущие липариты капутджухского комплекса, в которых отмечается пониженный уровень глинозема, умеренно-щелочной, лейкократовой и высокожелезистый уклоны. Породы липаритового ряда миоценового возраста отличаются от палеогеновых лейкократовостью $b' < 5$, калиевым уклоном ($n = 46,6$). Железо в них, в основном, трехвалентное $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 2,83$. Это наиболее существенный отличительный признак сапических пород неогена от липаритов интрузивной формации палеогена, где $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,70—0,92$. Разделение по трехвалентному железу липаритов палеогена и неогена важно тем, что указывает на правильность выделения кислых пород в составе палеогеновых базальтоидных серий, а также выделение контрастных базальт-липаритовых серий неогена.

Таким образом близость петрохимических параметров может являться важным показателем генетической общности базальтоидов и сапических пород в выделенных разновозрастных вулканических комплексах.

Гранитоиды plutонических ассоциаций — меланократовые, низко- или умеренно-щелочные, высокоглиноземистые, железистые, натриевые с кислым уклоном. Отмечается сходство петрохимических уклонов габброидов и гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Однако конечные продукты дифференциации — жильные граниты (гехинский комплекс) характеризуются лейкократовым ($b' = 2,2$), умеренно-щелочным ($a = 15,4$), низкоглиноземистым ($Al_2O_3 = 13,0$), железистым,

калневым ($n=44,9$) и кислыми уклонами ($Q=+31,9$). Вероятно, не следует ожидать тождественности петрохимических уклонов эвтектических гранитов с более основными комагматичными плутоническими породами.

Направленные изменения составов внутри вулканических комплексов. Сравнительный анализ петрохимических признаков по параметрам Заварицкого показал значительное сходство магматических пород третичного возраста. Различия составов затрагивают немногие петрохимические показатели, сохраняя удивительную стабильность в отношении значительного числа показателей внутри вулканических серий, начиная от палеогеновых до постплиоценовых включительно. Они улавливаются в показателях меланократовости и насыщенности кремнеземом. Заметим, что эти выводы справедливы не только для вулканических пород пониженной щелочности. Стабильность петрохимических признаков отмечается и в плутонических ассоциациях пород: оливниновых толентовых базальтах (гехинских габброидах), в щелочных оливниновых базальтах (сваранцоких габброидах) и базанитах (арамазских габброидах). Значительное число петрохимических параметров имеет устойчивый характер для широкой гаммы базальтоидов и габброидов.

В петрогенетическом смысле интересна возрастная эволюция составов базальтоидных пород, которая улавливается довольно четко в отношении меланократовости и степени недосыщенности кремнеземом и повышении щелочности. Выше было показано, что базальтоиды палеогена и неогена не различаются существенно по уровням содержания глинозема, кремнезема, натрия, калия, титана, по общему содержанию железа и магния. Но в базальтоидах миоплиоцена кремнезема оказывается в общем несколько больше, магния и суммарного железа — меньше. Это видно по параметрам b' и Q , причем меланократовость от древних базальтов к молодым выражается так: —23,8; 20,5; 18,3; степень недосыщенности кремнеземом в том же направлении: —6,6; —4,5 и —2,7. Ниже увидим, что в четвертичных базальтоидах Сюника эти признаки резко отличны — $b'=24,3$, а $Q=-15,3$. Возрастная эволюция устанавливается также в повышении общей щелочности ($a=6,8$; 8,0 и 10,9 в палеогене и неогене, 12,7 в постплиоцене), усилении железности ($i'=43,3$, $m'=34,5$ в миоплиоцене, против 52,1 и 40,1 в верхнем и 45,6 и 43,5 в среднем эоцене соответственно), повышении уровня калия — $n=73,9$ в миоплиоценовых базальтоидах, против 84,9 и 84,8 в базальтоидах эоцена (табл. 3). Подобная же направленность наблюдается на примере андезито-базальтов и андезитов (табл. 2). Так, от среднего эоцена к миоплиоцену устанавливается следующая смена параметров в андезито-базальтах и андезитах: $b'=17,9$ и 15,0 в среднем эоцене; 13,6 и 14,7 в верхнем эоцене; 13,4 и 11,8 в миоплиоцене; $Q=-1,5$ и —2,7 — средний эоцен; +4,4 и +9,1 — верхний эоцен; +5,6 и +8,0 — миоплиоцен. Сохраняется и тенденция усиления роли железа (увеличения железности), особенно на примере андезитов.

Таким образом, от среднеэоценовых базальтов к миоплиоценовым, прослеживается эволюция в лейкократовом направлении (гомодромная эволюция)—увеличение насыщенности кремнеземом и общей щелочности, роли калия, усиление железистости. Оливиновые толеитовые низкощелочные лавы эоцена сменяются пересыщенными кварцевыми толеитами в миоплиоцене.

В кислой группе вулканических пород направленная смена составов несколько противоречива. Гомодромная тенденция изменения меланократовости в ряде андезито-дацитов и липарито-дацитов противопоставляется антидромной тенденции в липаритах (от среднеэоценовых к миоплиоценовым). Увеличение щелочности и насыщенности кремнеземом среди андезито-дацитов и липарито-дацитов противопоставляется уменьшению этих параметров в липаритах. Однако все же прослеживается устойчивая тенденция увеличения калиевого содержания пород в кислой группе от эоцена к миоплиоцену.

Направленные изменения составов внутри плутонических комплексов. Возрастная эволюция составов внутри габброидов улавливается достаточно четко—повышение щелочности ($a=3,2, 10,4$ и $10,3$), увеличение насыщенности кремнеземом ($Q=-17,4, -14,8$ и $-7,2$), понижение меланократовости ($b'=33,4; 21,0$ и $18,6$) от ранних к поздним габброидам. Наиболее поздние габбро гехинского комплекса отличаются от ранних оливиновых габброидов значительно повышенной насыщенностью кремнеземом, повышенной щелочностью, лейкобазальтоидным уклоном. Уменьшение меланократовости от ранних к поздним габброидам указывает на гомодромную эволюцию составов габбро. Все габброиды Западного Баргушата высокоглиноземистые, железистые высоконатриевые и низкотитанистые.

На примере плутонитов области видно, что усиление роли кислых дифференциатов идет параллельно с понижением меланократовости габброидов. В габбро-диорит-гранодиоритовом комплексе габброиды составляют всего 9,8%, а гранитоиды—90,2%. Это один из аргументов в пользу того, что в альпийском цикле гранитоиды являются конечным результатом гомодромной эволюции плутонического магматизма.

Отмечается почти полная сопряженность между одноименными петрохимическими характеристиками базальтоидов и липарито-дацитов (Салвард), габброидов и гранитоидов (Гехи), входящих в контрастные магматические формации. Петрохимически ощутимые различия существуют лишь в параметре «кислотность-основность». Основные породы лейкобазальтоидные, а салвардские—меланократовые. Именно меланократовый характер пород кислой группы больше всего указывает на генетическую общность пород базальт-андезит-липаритовой серии.

Габброиды и гранитоиды гехинского комплекса высокоглиноземистые, натриевые, железистые. Но гранитоиды, в отличие от низкощелочных габброидов, умеренно-щелочные и меланократовые. Сопряженность между одноименными характеристиками плутонических пород вы-

ражена слабее, чем в вулканических ассоциациях. Еще слабее выражена сопряженность между гранитами и габбро-гранитоидами. Габбро-диорит-гранодиоритовую серию Западного Баргушата завершают жильные граниты с эвтектическим составом $or=38,6$, $ab=29,4$ и $q=32,0$, где $an=3,1$. Жильные граниты в отличие от гранитоидов и габброидов лейкократовые, калиевые и низкоглиноземистые. Как видно, они по петрохимическим характеристикам резко отличаются от более основных типов плутонических серий. Составы жильных гранитов расположены близ точки тройного или легкоплавкого минимума. Около этой точки располагаются фактически все нормальные магматические граниты земной коры, так что трудно ожидать, что эвтектические граниты носили какие-то характерные провинциальные или индивидуальные петрохимические черты. В эвтектических гранитах должны теряться все или большинство родственных черт, существующих между гранитами и габбро-гранодиоритами одного комплекса. Поэтому жильные граниты этого комплекса с калиевым, низкоглиноземистым и лейкократовым уклоном противопоставляются комагматичным гранитоидам и габброидам. По-видимому, лишь тонкие петро- и геохимические исследования редких элементов породообразующих минералов могут выявить определенные и четкие черты сходства и различий.

Сравнительный петрохимический анализ пород вулканических и плутонических ассоциаций альпийского цикла, Зангезурского хребта и Западного Баргушата выявил многие специфические черты химизма всех породных групп. Ниже приводятся некоторые наиболее общие замечания и выводы, вытекающие непосредственно из петрохимического анализа магматических пород исследуемой области. При обсуждении результатов в основу положена модель гипотезы и экспериментальные данные Д. Грина и А. Рингвуда [2].

1. Продукты различных стадий извержений и интрузий в широком временном интервале (эоцен-средний плиоцен-постплиоцен) обладают сходными петрохимическими параметрами, которые указывают на их принадлежность к петрохимическим классам с одинаковыми уклонами. Это позволяет предполагать, что гипотеза о гетерогенности магнезиальных субстратов является малоприменимой, по крайней мере по вертикали, на интервале ($\sim 80-120$ км), где генерируются кайнозойские расплавы. Одновременно мало вероятным является предположение о химической контаминации при дифференциации расплава в условиях низких давлений, в магматических каналах или промежуточных камерах, выше места зарождения «первичной базальтовой» магмы, в земной коре ($< 40-60$ км).

2. Гомогенная эволюция составов, постоянное увеличение насыщенности кремнеземом и общей щелочности и уменьшение меланократовости магм в течение третичного периода (от среднего эоцена до среднего плиоцена), а также устойчивый широкий комплекс петрохимических параметров показывает, что эти магматические расплавы генерировались из одного и того же первичного вещества мантии на одина-

ковых глубинах в течение довольно продолжительного времени (более 40 млн. лет).

3. Единство химических составов и сходные петрохимические особенности основных пород вулканических и ассоциирующих с ними plutонических комплексов, а именно — лейкобазальтоидный, высоконатриевый и низко- умеренно-щелочной уклоны, свидетельствуют не только об общности или единстве их источников (или состава «первичного расплава»), но и о сходных условиях магмообразования и уровнях глубинной дифференциации (в частности, для вулканических пород эоцена и plutонических пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации). Эти свойства характеризуют провинциальный облик магматизма Западного Баргушата и Зангезурского хребта и позволяют допустить глубинный (мантийный) источник расплавов как для вулканических, так и для plutонических серий пород.

Стабильность петрохимического облика третичных габброидов и гранитоидов различных формационных типов указывает на однородность или единство магматических источников для всех серий plutонических пород. Некоторые различия в составах определяются различными глубинами дальнейшей дифференциации расплава после его отделения от нерасплавленного остаточного вещества мантии.

4. Однородность составов пород базальтоидной и салической групп, а также общность петрохимических характеристик и закономерная помодромная эволюция свидетельствуют о генетической связи магм различной основности и их глубинных источников, а также об ограниченной роли процессов ассимиляции корового материала. В пользу этой гипотезы говорят данные о сходстве изотопных отношений Sr^{87}/Sr^{86} для базальтов и андезитов, а также базальтов и гранитов одного магматического цикла [9].

5. Петрохимические данные, конечно, не в силах объяснить природу магматических источников и составы первичных расплавов различных магматических серий. Однако они показывают, что plutонические серии по многим главным петрохимическим признакам сходны с ассоциирующими с ними вулканическими сериями. Иначе говоря, составы базальтоидов (толеитовых базальтов) сходны с составами габброидов (толеитовых габброидов). Петрохимические уклоны однотипны и принадлежат к единым классам. Наличие базальтов и габброидов различного состава или типа, а также эволюция в химизме третичных базальтовых магм, легче всего понимается, если признать справедливой гипотезу Грина-Рингвуда о «единой первичной» базальтовой магме состава оливнинового толеита, дифференциация которой при различных Р-Т условиях приводит к образованию трех производных магм, а именно — магм состава щелочного оливнинового базальта (наиболее глубинная, дифференциация при высоком давлении, 12—20 кбар, ~ 35—60 км), высокоглиноземистого оливнинового толеита (дифференциация при умеренных давлениях, 7—12 кбар, ~ 15—35 км) и кварцевого толеита (дифференциация при низких давлениях, ниже 5 кбар, ~ 15 км). Базальто-

вые магмы в эоцене имеют состав высокоглиноземистых оливиновых толеитов и могут дифференцироваться на относительно больших глубинах ($\sim 30-40$ км), тогда как кварц-толеитовые базальтовые расплавы миоплиоцена с относительно низкими содержаниями глинозема дифференцируются на меньших глубинах при «низких давлениях» — < 5 кбар. (рис. 2).

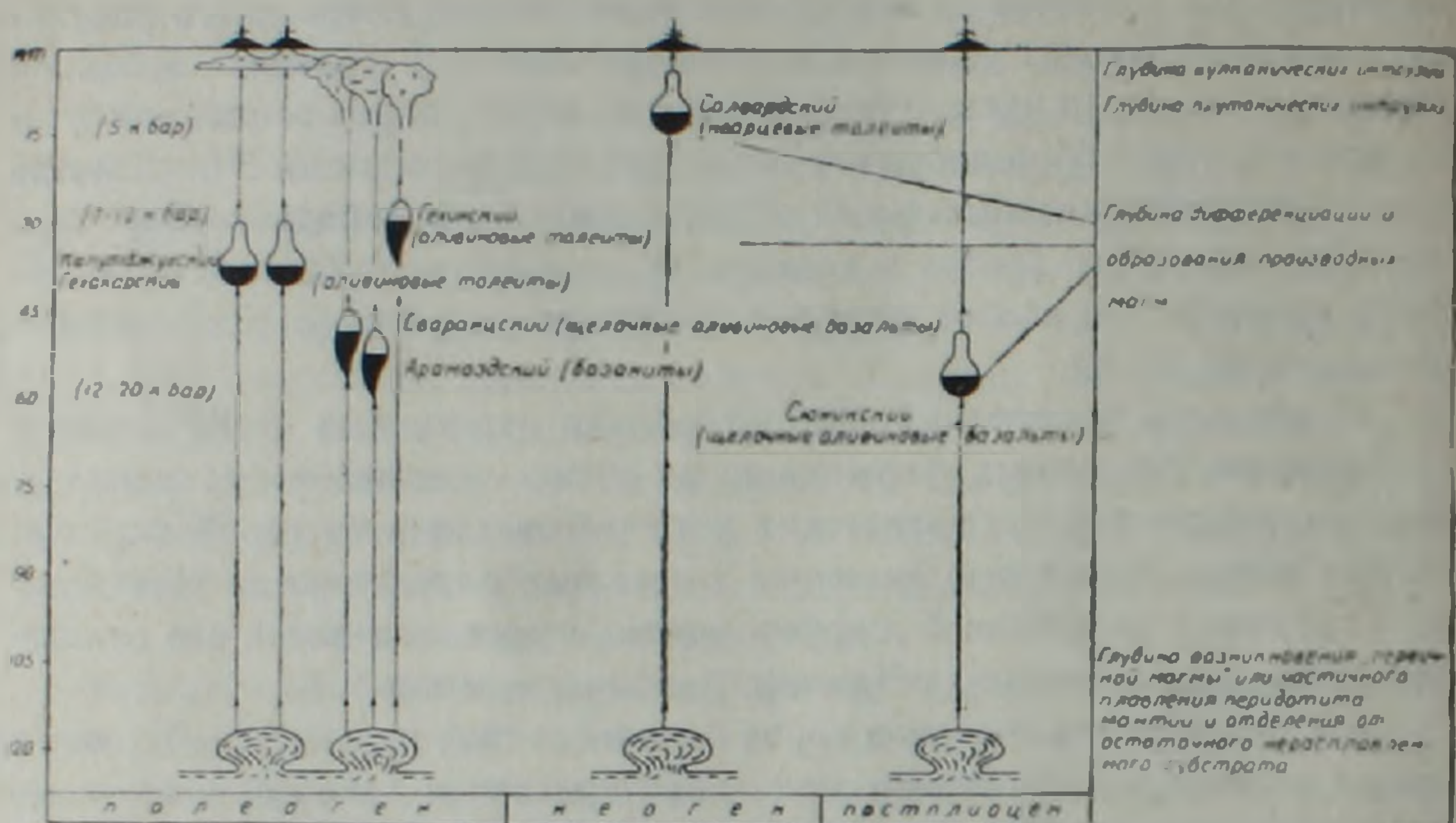


Рис. 2. Схема глубин возникновения «первичных» и дифференциации производных магм для вулканических и плутонических ассоциаций.

Резких различий в петрохимическом облике этих магм не существует, так как они, вероятно, образовались из единого «первичного расплава» и между ними отмечаются постепенные переходы. Сходные петрохимические особенности кайнозойских базальтоидов, которые принадлежат к трем различным типам — оливиновым толеитам (эоцен), кварцевым толеитам (миоплиоцен), щелочным оливиновым базальтам (постплиоцен), говорят в пользу гипотезы Грина-Рингвуда.

6. Все кайнозойские базальтоиды Западного Баргушата и Зангезурского хребта можно в целом отнести к высокоглиноземистым базальтоидным ассоциациям, в которых со временем отмечается понижение глинозема и повышение содержания титана, уровня общей щелочности, особенно калия, от ранних базальтоидов эоцена (3,12—3,54) к послебазальтоидным — миоплиоцена (5,26) и постплиоценовым «финальным» базальтоидам Сюникского нагорья (6,41). Для четвертичных базальтоидов устанавливается высокий уровень содержания калия, низкое натрий-калиевое отношение. Одновременно дифференциация четвертичных расплавов до их извержения происходила на больших глубинах ($\sim 35-60$ км), чем палеогеновых расплавов вулканических серий ($\sim 15-35$ км).

7. Формирование плутонических расплавов верхний-эоцен-олигоценного возраста, в частности габбро-оливинитового и габбро-монзонит-

сиенитового комплексов, до внедрения их и кристаллизации в данных интрузивных камерах, происходило на относительно больших глубинах (35—60 км), чем вулканических базальтоидных расплавов средне-верхнего эоцена. Расплавы, из которых кристаллизовались породы плутоидов, являются производными и образовались из богатых оливином толеитовых базальтов, фракционная дифференциация которых на этих глубинах приводила к формированию богатых оливином щелочных толеитов и базанитов с нормативным нефелином ($2.6 \div 5.4$ в оливиновых лаббро-сваранцского и калишпатовых габбро арамаздского комплексов соответственно). Формирование магмы более молодых плутонических формаций происходит на меньших глубинах (15—35 км), где охлаждение и фракционная кристаллизация «первичного расплава» приводили к образованию производных расплавов состава оливинового толеита. Именно из этих производных магм образовались, в дальнейшем, интрузивные массивы лаббро-диорит гранодиоритового комплекса Западного Баргушата.

8. Базальтоиды Западного Баргушата и Зангезурского хребта характеризуются натриевым обликом с низким отношением Na/K , резко повышенным содержанием глинозема и кальция, низким содержанием титана, высоким Fe^{3+}/Fe^{2+} отношением. Этими характеристиками базальтоиды палеогена (и неогена) существенно и очень резко отличаются от продуктов раннегеосинклинального вулканизма и, в частности, пород спилит—кератофировой формации. В последних все эти характеристики имеют обратные значения.

9. Хотя базальты вместе с андезито-базальтами составляют подавляющую часть палеогеновых формаций, лейкобазальтоидный их облик и наличие пород собственно кислой группы липарит-дацитового ряда (особенно в мноплиоценовом комплексе) позволяют отнести палеогеновые и мноплиоценовые вулканические серии, в целом, к андезито-базальтовой (андезитовой) формации. Менее базитовый и более кремнеземистый облик базальтоидов палеогена и неогена указывают на тектонически незрелый характер фундамента, со слабыми признаками «оплатформенности» [1].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.III.1980.

Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ, Թ. Տ. ԶՐԲԱՇՅԱՆ

ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԿԱՅՆՈՋՈՅԱՆ ՀՐԱՐԽԱՅԻՆ ԵՎ ՊԼՈՒՏՈՆԻԿ
ԿՈՄՊԼԵՔՍՆԵՐԻ ՔԻՄԻԶՄԻ ՀԱՄԱՄԱՏԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երրորդական հրաբխային և պլուտոնիկ կոմպլեքսների ապարների պետ-
րորմիական լիբրուծությունը ցույց է տալիս, որ նրանք պատկանում են միա-

նման պետրոքիմիական հակում ունեցող դասերի, ունեն մագմատիզմի էվոլյուցիայի ընդհանուր գծեր, օրինաչափ հոմոդրոմ զարգացում, բազալ-տոդիային և սալիկ խմբերի նույնատիպ ապարներ: Այդ վերլուծությունը թույլ է տալիս նաև ենթադրելու մագմագոյացման միասնական խորքային-մասնատիպին աղբյուրների և ասիմիլացիայի սահմանափակ դերի մասին, «միասնական առաջնային» օլիվին տուլեիտային կազմի բազալտային մագմայի մասին, որի դիֆերենցումը տարբեր խորություններում բերում է ածանցյալ երեք մագմաների առաջացման, այն է՝ ալկալային օլիվին բազալտային, բարձր կավահողային օլիվին տուլեիտային և քվարց տուլեիտային (ըստ Գրին-Ռինգ-վուդի վարկածի):

Չնայած բազալտները անդեզիտա-բազալտների հետ կազմում են պալեո-պենյան ֆորմացիաների գերակշիռ մասը (միոպլիոցենում ստորադաս են), նրանց լեյկոբազալտոիդային տեսքը և լիպարիտ-դացիտային խմբի ապարների առկայությունը (մասնավորապես միոպլիոցենյան համալիրում) թույլ է տալիս պալեոգենի և նեոգենի հրաբխային սերիաներն ընդհանուր առմամբ վերագրել անդեզիտա-բազալտային (անդեզիտային) ֆորմացիոն տիպին:

H. P. GUYUMDJIAN, R. T. DJERBASHIAN

THE COMPARATIVE CHARACTERISTIC OF THE ZANGUEZOR CENOZOIC VOLCANIC AND PLUTONIC COMPLEXES CHEMISM

A b s t r a c t

The analysis of the region Tertiary magmatic complexes petrochemical features shows their belonging to the petrochemical classes with similar inclinations and common features of evolution as well as the uniformity of basaltoid and salic groups rocks composition. It also allows to consider the united abyssal-mantle sources of magma formation as well as the limited role of assimilation processes.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа «эффузивных формаций». Изд. «Наука», Новосибирск. 1976.
2. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. Изд. «Мир», М., 1968.
3. Гуюмджян О. П. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в «псевдовулканогенно-осадочных» формациях Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 5, 1968.
4. Гуюмджян О. П. Геологическое строение, магматизм и метасоматические образования Западного Баргушата. Автореферат диссертации, Ереван, 1970.
5. Гуюмджян О. П. Магматические плутонические формации Западного Баргушата. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, № 1, 1973.
6. Джербашян Р. Т., Гуюмджян О. П., Таян Р. Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканических комплексов Зангезура. В кн. «Вулканизм и металлогения Армянской ССР», Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 8, 1976.

7. Джрбашян Р. Т., Гукимджян С. П., Тян Р. Н. Палеовулканические формации позд-неальпийского этапа развития юго-восточного склона Малого Кавказа. В кн. «Палеовулканизм и его продукты». Петрозаводск, 1977.
8. Джрбашян Р. Т., Садоян А. А. Существуют ли нижнеэоценовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы в бассейне левобережья р. Аракс (Арм ССР и Нахич. АССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1980.
9. Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Изд. «Недра», Л., 1978.
10. Ширинян К. Г., Нагапетян Л. Б. Новый тип базальтов в Армении. ДАН Арм. ССР, т. 59, № 1, 1974.

УДК 553.1

Г. Б. ГРИГОРЯН, А. А. ДАВТЯН

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ШТЕЙНО-ШЛАКО-МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ

Приведены результаты минералогического анализа шлако-штейно-металлических продуктов пирометаллургической переработки золотосодержащего сырья. Золото и серебро свободные и обнаруживаются в штейно-металлическом продукте.

Шлак представлен комплексным соединением окислов кремния, железа, кальция. Штейн включает сульфиды железа, меди с попутными примесями. Сплав представлен металлической медью с примесями железа, никеля в виде зварунта. Приведен ряд данных по процессам минералообразования, разложения, замещения компонентов. Полученные данные найдут непосредственное применение в теории и практике процессов минералообразования в условиях высоких температур при последующем охлаждении огненно-жидких фаз.

При высокотемпературной переработке сульфидной шихты золото и серебро концентрируются в жидких штейно-металлических (основная часть) и шлаковых (незначительная часть) расплавах. Знание вещественного состава указанных продуктов является необходимостью и обусловлено требованием теории и практики пирометаллургических процессов.

В процессе проведенных исследований изучался вещественный состав продуктов (табл. 1) высокотемпературной переработки золотосодержащей сульфидной шихты. Особое внимание было обращено на формы нахождения золота, серебра и пространственное их распределение в продуктах. Исследовали застывшие образцы в виде полированных и прозрачных шлифов. Пользовались также методом селективного химического растворения компонентов непосредственно на поверхности полированного шлифа.

Химический состав изученных продуктов приведен в табл. 1.

1. Шлак плавления—раскристаллизованный продукт с крупными идиоморфными выделениями в основном сложного силиката железа (фаялита). В составе фаялита присутствует незначительное количество окислов магния, кальция, алюминия и других металлов-примесей. В незначительном количестве присутствуют сульфиды и магнетит. Промежутки идиоморфных выделений силиката железа заполнены силикатным стеклом, представляющим в основном комплексное соединение окислов кремния, магния, алюминия, кальция, железа. Силикат железа образует крупные удлиненные, иногда шестоватые, на отдельных участках взаимноориентированные идиоморфные выделения. Редко встречаются короткопризматические, беспорядочно расположенные выделения, размерами в поперечнике до 0,08 мм (рис. 1).

Таблица 1

Химический состав изученных продуктов, % и г/т

Процессы	Продукты	№ про- дукта	Au г/т	Ag г/т	Ni	Co	Cu	S	Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO
Плавнение шихты	шлак	1	1,0	11,4	0,47	0,007	0,53	1,06	35,0	30,2	7,1	4,34	6,8
	штейн	2	36,8	33,0	1,2	0,16	1,99	29,6	59,5				
Жидкофазное окисление штейна и осаждение драгметаллов	шлак	3	9,6	15,0	0,005	—	0,75	0,92	40,0	30,44	5,5	3,19	6,52
	обогащенный штейн до осаждения зо- лота, серебра	4	773,0	757,0	22,0	0,64	24,45	22,33	28,0				
	обогащенный штейн после осаждения золота, серебра	5	18,0	21,0	15,35	0,657	53,0	18,35	11,0				
	металлическая медь	6	1160,0	1185,0	7,68	0,28	88,6	0,6	1,5				

Магнетит встречается редко и в виде мелких неправильных выделений размерами до 0,005 мм, а иногда окаймляет сульфидные выделения. Сульфиды представлены в основном пирротинном, редко халькопиритом и борнитом. Распределение этих минералов особое. Как правило, пирротин наблюдается в виде равномерно распределенной тонкой взвеси в силикатном стекле с размерами частиц до 0,005—0,008 мм (рис. 1). После кристаллизации фаялита и магнетита происходит лик-

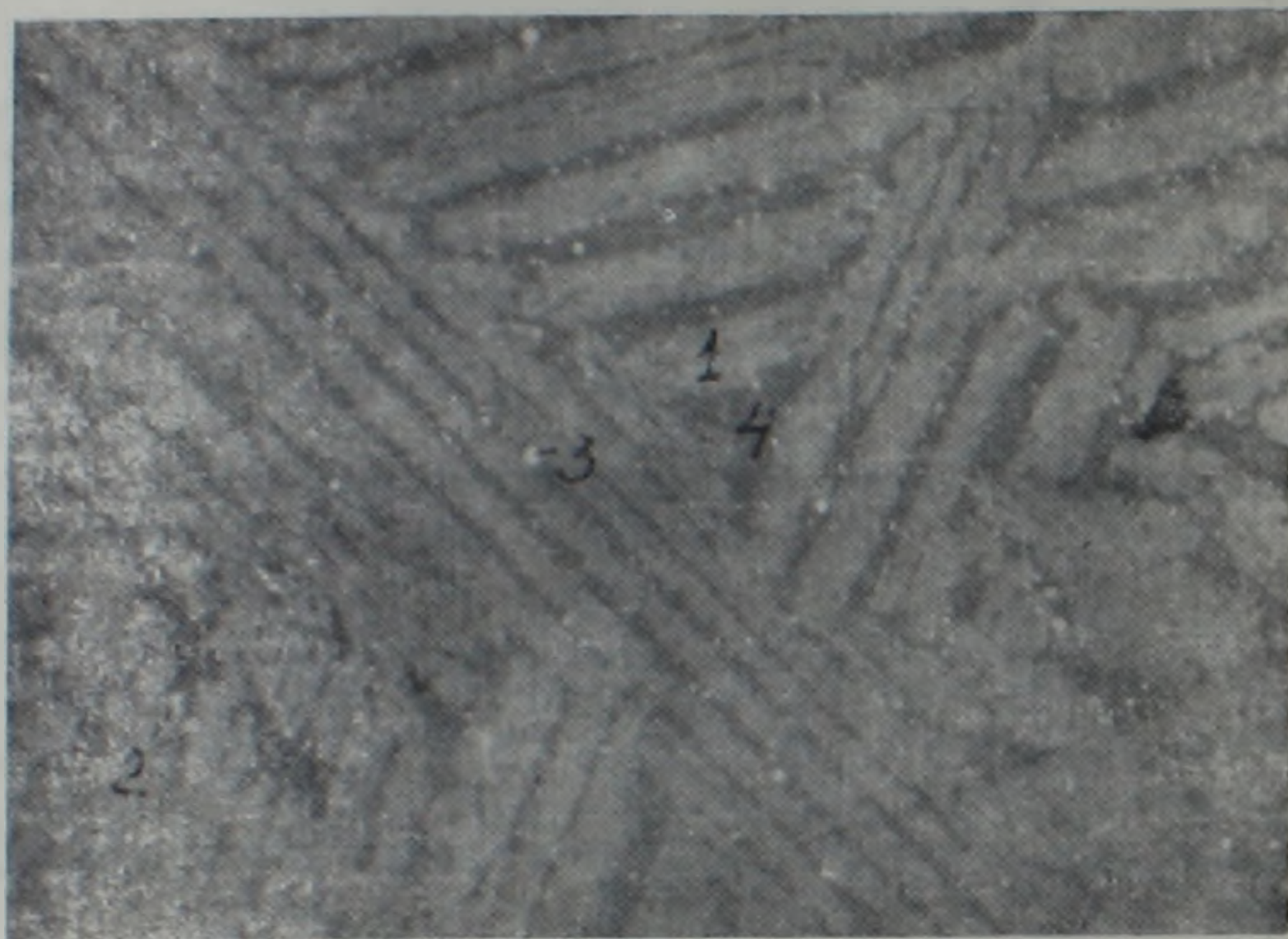


Рис. 1. Микроструктура шлака плавления. 1—фаялит, 2—магнетит, 3—пирротин, 4—стекло. Пол. шл. Ув. 250 х.

вационное выделение пирротина из остаточного шлакового расплава при его охлаждении. Халькопирит и борнит в шлаке наблюдаются в единичных зернах размерами до 0,02 мм, в неправильной или округлой форме. В отличие от пирротина, который обнаруживается в силикатном стекле, халькопирит и борнит наблюдаются также и в фаялите. Пространственное расположение основной массы сульфидов относительно шлакообразующих компонентов обособленное (разобценное). Следовательно, в шлаковой массе они находятся в виде механических включений (запутанных частиц). Предполагается также присутствие сульфидных тонкодисперсных частиц, механически внедренных в шлаковую массу в виде включений и сростков с различными шлаковыми минералами. Включения и сростки трудно обнаруживаются. Окислы алюминия, кальция, магния и частично железа с кремнеземом образуют силикатное стекло, которое можно представить в виде комплексного соединения типа $(Ca, Mg, Fe)_m \cdot (Al, Fe)_n \cdot (SiO_2)_k$.

Из-за незначительного содержания золота, серебра в шлаковой массе (табл. 1) они под микроскопом не обнаруживаются. Возможно,

что указанные металлы связаны с шлако-сульфидными минералами в виде тонкодисперсных механических включений и сростков, рассеянных по всей шлаковой массе, где могут образовать интерметаллические соединения типа: $Au_m \cdot Ag_n$; $Me_m \cdot Au_n$; $Me_m \cdot Ag_n$.

В минеральном составе шлака установлены: фаялит—80—85%, пирротин—3—4%, халькопирит+борнит до 1%, силикатное стекло и магнетит—10—15%. Расчетный рациональный состав шлака (%): 63,15 $(FeO)_2 \cdot SiO_2$; 17,1 $MgO \cdot SiO_2$; 3,61 $Al_2O_3 \cdot SiO_2$; 9,18 $(CaO)_5 \cdot (Al_2O_3)_3$; 0,313.

Железо находится в виде магнетита и сульфидов.

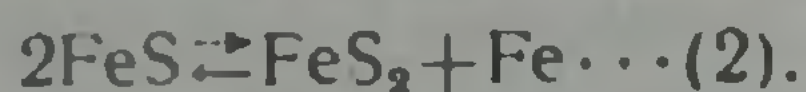
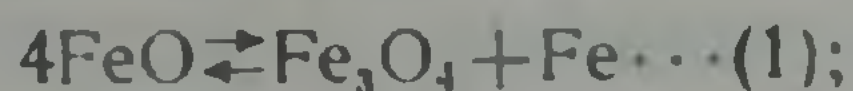
2. *Штейн плавки*: основная масса представлена пирротинном, в котором в незначительном количестве присутствуют магнетит, халькопирротин ($CuFeS_2 \cdot nFeS$), борнит, металлическое железо и серебро в виде мелких включений и точек. Магнетит встречается в виде идиоморфных и неправильных выделений с размерами частиц до 0,05—0,08 мм.

Наблюдаются также тонкие волосовидные прожилки магнетита, мощность которых не превышает 0,003—0,005 мм (рис. 2).



Рис. 2. Микроструктура штейна плавки. 1—пирротин, 2—магнетит, 3—металлическое железо. Пол шл. Ув. 250 х.

Металлическое железо образуется при охлаждении штейна в результате распада закиси и сульфида железа по реакциям:



Уравнения изобарных потенциалов этих реакций, выведенные нами, имеют вид:

Для реакции (1) и твердого состояния компонентов

$$\Delta Z_1^0 = -9700 + 10,8T \dots (1);$$

для реакции (1) и жидкого состояния компонентов

$$\Delta Z_1^0 = -16700 + 13,4T \dots (2);$$

для реакции (2) и жидкого состояния сульфида железа

$$\Delta Z_2^0 = -12220 + 15,57T \dots (3).$$

Согласно приведенным уравнениям распад закиси и сульфида железа начинается с 597°C (по уравнению 1); 977°C (по уравнению 2); 517°C (по уравнению 3) и более низких температурах. Тонкие прожилки магнетита в трещинах пирротина (рис. 2) образуются за счет окисления закиси и сульфида железа кислородом воздуха и распадом закиси железа по реакции (1) при охлаждении штейна. Данный вывод обоснуется также наличием металлического железа в приконтактных участках зерен магнетита с пирротинном. Это особенно наглядно видно в участках трещин пирротина, где магнетит и металлическое железо в прожилках встречаются совместно (рис. 2). Металлическое железо, продукт реакции (2), наблюдается также в самом пирротине в виде выделений округлой и неправильной формы с размерами частиц до 0,005 мм.

Борнит и халькопирротин образуют единичные включения в пирротине с размерами частиц до 0,003—0,008 мм. В полях пирротина обнаружено металлическое серебро, золото в виде мелких точек с размерами частиц от 0,001 до 0,005 мм. Обнаружено также червовидное выделение золота размером до 0,002 мм. В полях пирротина обнаружены мелкие выделения сульфидов никеля с размерами частиц от 0,005 до 0,008 мм. Предполагается, что никель при высоких температурах в штейне представлен в виде хизлевудита. По мере охлаждения он может разлагаться по реакции:



Таким образом, в охлажденной пробе никель представлен в виде миллерита.

Установленный минеральный состав штейна: пирротин—90—93%, магнетит—3—4%, халькопирротин+борнит—2%, металлическое железо со следами металлического серебра 2%. По данным минералогического и химического анализов установлен следующий расчетный минералогический состав штейна: пирротин—74,955%; халькопирит—4,03%; борнит—0,975%; магнетит—11,7%; металлическое железо—2%.

3. Шлак окисления штейна. Представлен фаялитом, магнетитом, вюститом. Обнаружены сульфиды, металлическое железо и серебро. Фаялит образует ориентированные и беспорядочно расположенные шестоватые кристаллы с размерами в поперечнике до 0,015 мм. Местами он образует своеобразную решетчатую структуру (рис. 3). Промежутки кристаллов фаялита заполнены шлаковым стеклом. Из разнообразных форм выделения магнетита наиболее характерной является идиоморфное выделение с размерами частиц от 0,03 до 0,2 мм.

Магнетит в шлаковой массе распределяется неравномерно. Наблюдаются как единичные выделения, так и скопления. Он обнаруживается также в выделениях вюстита. Образование магнетита в вюстите происходит по реакции (1). Кристаллизация магнетита завершается дендритообразными выделениями в шлаковом стекле в промежутках зерен фаялита. Обнаруживаются раздробленные зерна хромита, окаймленные магнетитом.

Сульфиды представлены округлыми выделениями с размерами частиц 0,015—0,03 мкм в виде твердых растворов пирротина, халькозина, ковеллина, местами с борнитовыми включениями. Пирротин наблю-

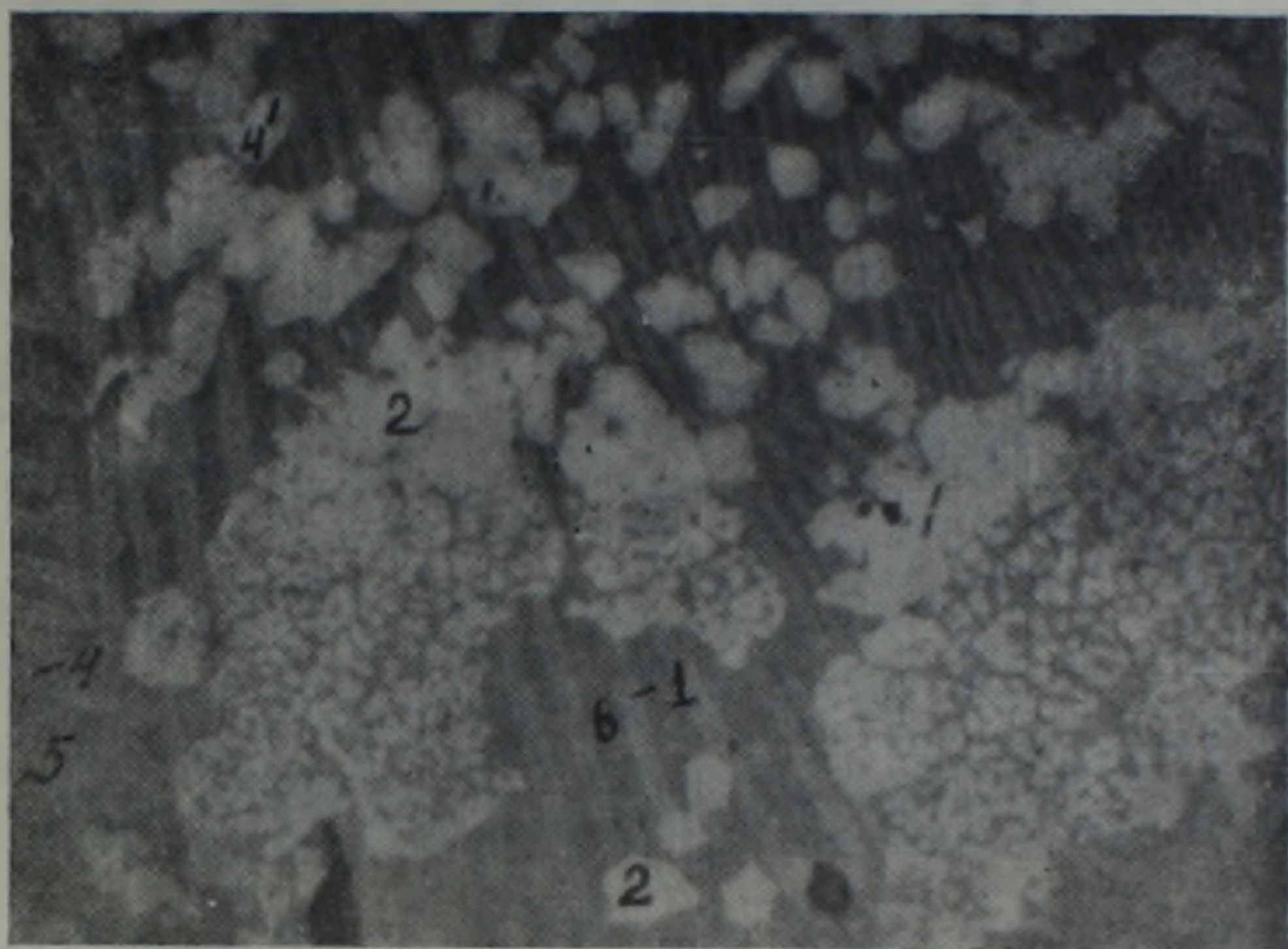


Рис. 3. Микроструктура шлака окисления. 1—фаялит, 2—магнетит, 3—сульфиды, 4—металлическое железо, 5—металлическое серебро, 6—стекло. Пол. шл. Ув. 250 х.

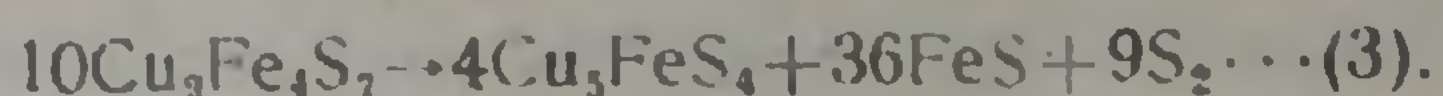
дается только в шлако-силикатном стекле. Халькозин, ковеллин, борнит обнаруживаются во всех шлаковых минералах. В выделениях магнетита и фаялита обнаружены металлическое железо, золото и серебро в виде мелких точечных выделений размерами до 0,001 мкм.

Установлен следующий минеральный состав шлака: фаялит—40—45%; шлакостекло—35—40% (комплексное соединение алюминия, кальция, магния); магнетит—10—12%; сульфиды—2—3%; железо, серебро—следы. Расчетный состав шлаковых минералов(%): 46,18— $(\text{FeO})_2 \cdot \text{SiO}_2$; 16,29— $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$; 7— $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$; 8,74— $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$; 20,5— Fe_3O_4 .

4. Обогащенный штейн до осаждения золота и серебра.

Представлен валлериитом и твердым раствором борнита-халькозина. По сравнению с борнит-халькозиновым твердым раствором, валлериит характеризуется однородностью (рис. 4).

При охлаждении штейна происходит распад валлериита по реакции:



В массе сульфидов наблюдаются незначительное количество магнетита в виде неправильных включений с размерами частиц до 0,004 мм; мелкие включения металлической меди с размерами частиц до 0,03 мм и довольно разнообразные формы металлического железа (дендриты, неправильные выделения, волосовидные прожилки с размерами частиц 0,01—0,10 мм). Золото и серебро представлены металлическими фазами. Серебро распределено неравномерно и наблюдается в виде мелких

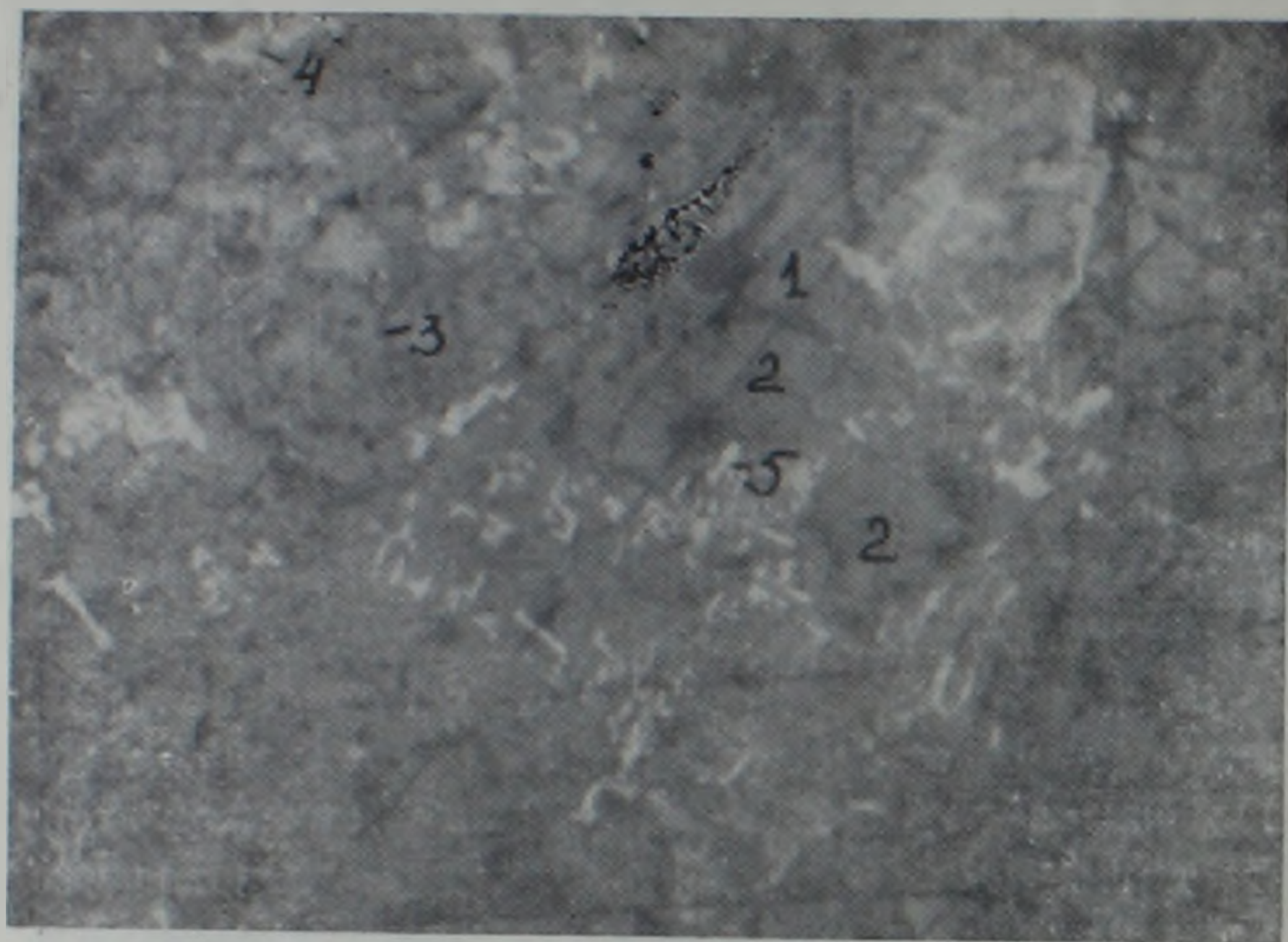


Рис. 4. Микроструктура богатого штейна до осаждения золота, серебра. 1—валлерит. 2—борнит-халькозиновый твердый раствор. 3—магнетит, 4—металлическая медь, 5—металлическое железо. Пол. шл. Ув. 250 х.

точечных выделений размерами до 0,01 м. Лишь после травления шлифа, золото наблюдается в виде тонкой эмульсии, чаще всего на участках металлической меди, железа и реже в полях сульфидов. Из сказанного следует, что золото в штейновой массе свободное и входит в состав металлической фазы. Поэтому до травления оно не наблюдается. После травления, поскольку прочие компоненты поверхностного слоя шлифа растворяются и удаляются, а золото не растворяется, то оно вскрывается и обнаруживается. Из выявленных данных также следует, что золото концентрируется в основном в плотной фазе, в данном случае в сплаве металлической меди.

Выявленный минеральный состав штейна следующий: валлерит—25—30%; борнит—15—20%; борнит-халькозиновый твердый раствор—25—30%; металлическое железо—5—7%; металлическая медь—2—3%; магнетит до 1%; следы металлического золота и серебра.

5. Обогащенный штейн после осаждения золота и серебра. Рассмотрены три шлифа из разных мест одной пробы. Минеральный состав (табл. 2) трех шлифов практически одинаковый. Они отличаются количественными и структурно-текстурными особенностями. Выявлены два разных по структуре сплошных поля: первое—поле металлического железа с включениями сульфидов и второе—сульфидов с включениями металлического железа (рис. 5). Сульфидное поле представлено в основном выделениями валлериита, борнита, борнит-халькозинового твердого раствора часто с выделениями халькозина.

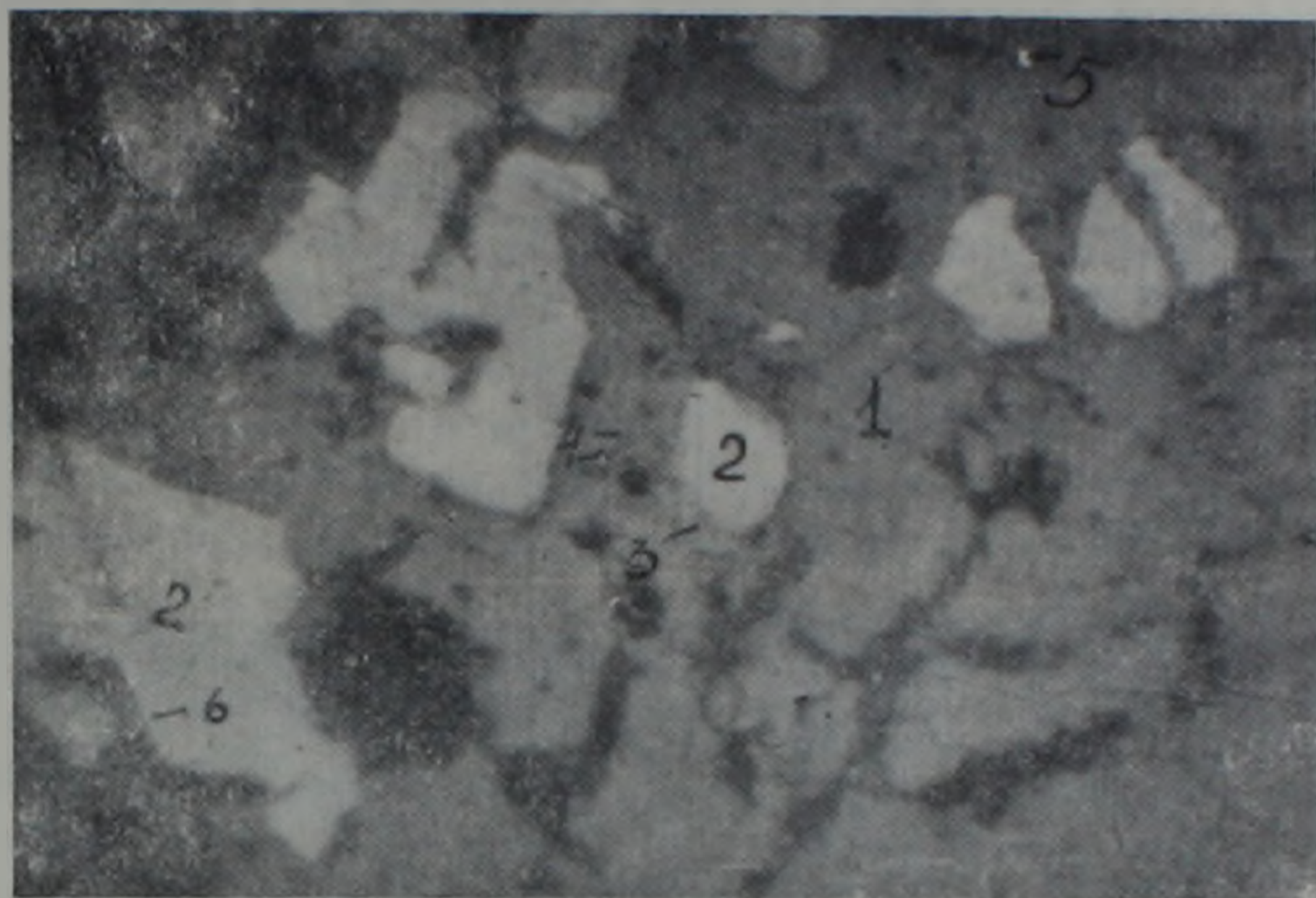


Рис. 5. Микроструктура богатого штейна после осаждения золота, серебра. 1—сульфиды, 2—металлическое железо, 3—металлическая медь, 4—магнетит, 5—серебро, 6—золото. Пол. шл. Ув. 250 х.

Металлическая медь обнаружена в полях сульфидов, металлического железа и на их контакте. В железе медь представлена в виде прожилков и неправильных выделений размерами 0,005—0,03 м.м. В сульфидах медь образует мелкие неправильные выделения. В приконтактных участках медь образует сплошную или прерывистую каемку на металлическом железе. Иногда наблюдаются сплошные участки металлической меди, где редко имеются мелкие включения халькопирротина. Редко в массе сульфидов наблюдаются мелкие включения магнетита и точечные выделения металлического серебра.

Поскольку осаждение золота и серебра из обогащенного штейна производится металлической медью, то железо может выделяться также по реакции:



Сопоставление выявленных структурных данных обогащенных штейнов показывает, что штейн после осаждения золота и серебра от-

личается от штейна до осаждения резким снижением в нем содержания валлернита, борнита и резким повышением содержания металлической фазы железа с примесями.

Из табл. 2 видно, что минералы в шлифах распределены неравномерно. Все это говорит о неоднородности микроструктуры штейна.

Таблица 2

Минеральный состав штейна, %

№ № п/п	М и н е р а л ы	Ш л и ф ы		
		1	2	3
1	Железо с примесями	55—60	45—50	7—10
2	Борнит-халькозиновый твердый раствор	30—35	30—35	45—50
3	Борнит	2—3	1—2	1—2
4	Валлернит	до 1	3—5	20—25
5	Халькопирротин	до 1	следы	следы
6	Медь с примесями	1—2	5—7	3—5
7	Магнетит	следы	следы	5—7
8	Серебро	"	"	следы

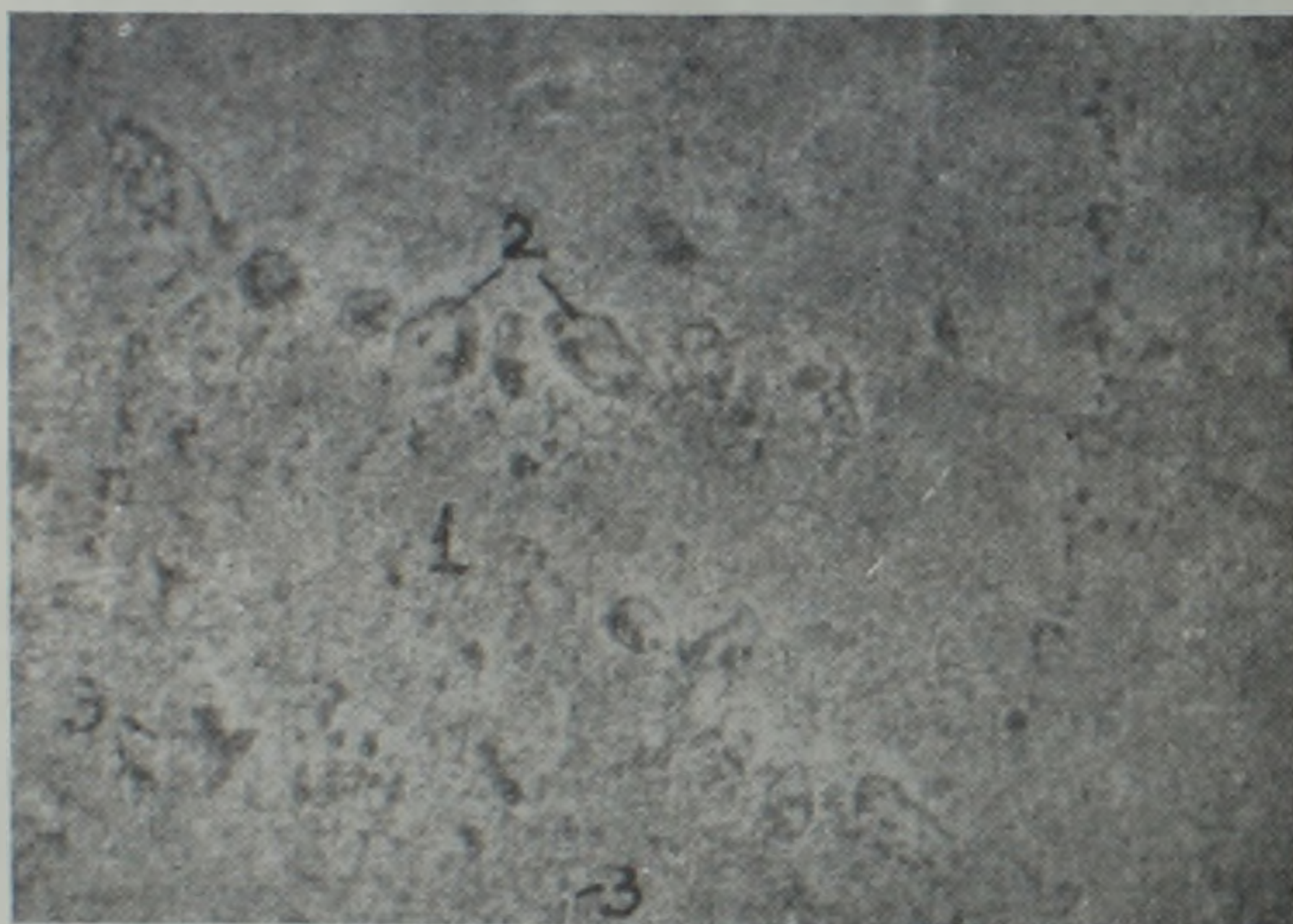


Рис. 6. Микроструктура металлической меди. 1—металлическая медь, 2—металлическое железо, 3—серебро. Пол. шл. Ув. 90 х.

6. Золотосодержащий сплав меди. Представлен в основном металлической медью с железо-никелевыми включениями типа—Fem·Nip. Этот минерал (аваруит) средней твердости, анизотропен, серо-белого цвета, неправильной или округлой формы. Размеры частиц 0,08—0,8 мм. Аваруит распределен неравномерно, его содержание уменьшается начиная с периферии шлифа к его центру от 12—15 до 7—10%. В ава-

рунте и в полях металлической меди наблюдаются точечнообразные выделения металлического серебра. Металлическое золото обнаруживается в виде тонкой эмульсии после травления шлифа концентрированной азотной кислотой (рис. 6).

Ереванский политехнический
институт им. К. Маркса

Поступила 13.VI 1980.

Գ. Բ. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Ա. Ա. ԴԱՎԹՅԱՆ

ՇՏԵՅՆ—ԽԱՐԱՄ—ՄԵՏԱՂԱԿԱՆ ԱՐԳԱՍԻՔՆԵՐԻ ՆՅՈՒԹԱԿԱՆ ԿԱԶՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգվածում ներկայացված են ոսկի պարունակող հումքի հրամետալուրգիական մշակմամբ ստացվող խարամային, շտեյնային և մետաղական նյութերի հանքաքանական վերլուծության արդյունքները:

Ըստ նյութական կազմի խարամները բնորոշվում են սիլիցիումի, կալցիումի, երկաթի և մագնեզիումի օքսիդների կոմպլեքսային միացություններով, ինչին քանակությամբ ուղեկցող տարրերի խառնուրդով: Շտեյններում կենտրոնանում են երկաթի, պղնձի և մասամբ նիկելի կոմպլեքսային միացությունները: Հրամետալուրգիական մշակման վերջնական արդյունք հանդիսացող պղնձի համաձուլվածքը ներկայացված է մետաղական պղնձի հոծ զանգվածով, հաճախակի հանդիպող երկաթ-նիկելային միացության (ավարուիտի) ներփակումներով:

Ուսումնասիրված են յուրաքանչյուր ստացված նյութում ոսկու և արծաթի տարածական տեղաբաշխման հարցերը:

Հանքաքանական և ջերմադինամիկական վերլուծության մի շարք տվյալներով հաստատվում է, որ բարձր ջերմաստիճանային հալոցքային սիստեմներում, սառեցման ընթացքում ոսկու և արծաթի հիմնական զանգվածը կենտրոնանում է համեմատաբար բարձր տեսակարար կշիռ ունեցող խիտ ֆազներում, տվյալ դեպքում մետաղական պղնձի համաձուլվածքում: Ոսկին և արծաթը ավելի փոքր քանակություներով հայտնաբերված են նաև երկաթ-պղնձային հարստացված և մասամբ էլ աղքատ շտեյններում: Ընդ որում, նրանք հիմնականում կենտրոնացված են շտեյններում գտնվող մետաղական պղնձի և ավելի քիչ՝ մետաղական երկաթի ներփակումներում:

G. B. GRIGORIAN, A. A. DAVTIAN

MATERIAL COMPOSITION OF MATTE-SLAG-METALLIC PRODUCTS

Abstract

The results of auriferous raw materials pyrometallurgic processing matte-slag-metallic products mineralogical analysis are brought. Gold and silver are in a free form and are revealed in the matte-metallic product.

The slag is presented by the complex compound of silicon, iron and calcium oxides. The matte includes iron and copper sulphides with incidentally admixtures. The alloy is presented by metallic copper with admixtures of iron, nickel as avaruite. Some data are brought on the mineral formation processes as well as on the components decomposition and substitution. The obtained data are able to be directly applied in the mineral formation processes theory and practice under the high temperature conditions during subsequent cooling of the liquid-molten phases.

УДК 553.4(479.25)

Г. Г. ШЕХЯН, К. М. МАРТИКЯН, Г. С. АМАЗАСПЯН

К ВОПРОСУ О РАЦИОНАЛЬНОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ
РУД ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ АРМЕНИИ

Производство цветных металлов, прежде всего меди, является одной из старейших отраслей индустрии республики. До середины текущего столетия разрабатывались главным образом богатые руды колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений (Алаверди, Шамлуг, Кафан и др.). Содержание меди и других компонентов (свинца и цинка) в таких рудах достигало 2—3% и более. Часть добытого сырья вообще не подвергалась флотационному обогащению, а после некоторой сортировки направлялась на плавку.

Разведка и освоение медно-молибденовых месторождений, а также вовлечение в эксплуатацию прожилково-вкрапленных медных руд на ранее известных объектах коренным образом изменили структуру сырьевых ресурсов рассматриваемой отрасли. Их основу в настоящее время составляют крупные по масштабам запасы с относительно низкими содержаниями полезных компонентов. Так, за последние 25—30 лет среднее содержание меди в рудах, добываемых на месторождениях Армении, снизилось более чем в два раза. Развитие сырьевой базы цветной металлургии Армении полностью отвечает общеизвестной мировой тенденции вовлечения в отработку руд все более и более низкого качества [2, 5].

Закономерность такого явления неоднократно отмечалась рядом исследователей [6, 7 и др.], которые указывали, что в дальнейшем на эксплуатируемых месторождениях Армении могут и должны использоваться руды с сравнительно низким содержанием компонентов, относимые ранее к забалансовым. В настоящее время эта позиция общепризнана, поэтому вполне понятно, что проблеме рационального использования всех потенциальных ресурсов рудного сырья в последние годы уделяется много внимания.

Этому вопросу посвящен ряд статей, опубликованных в журнале «Промышленность Армении» [1, 3, 9]. Стремление их авторов указать пути использования так называемых «бедных» руд, разумеется, похвально. Нужно подчеркнуть, однако, что рассматриваемый вопрос не может решаться произвольно, на основе субъективных взглядов. Так, по мнению некоторых исследователей, настало время промышленного освоения мелких месторождений меди с «бедными» рудами (содержание меди — 0,3—0,6%) [3, 9]. Другие усматривают основное препятствие рационального использования сырья в «завышенных кондициях», считая, что стоит

снизить волевым порядком требования к лимитам на качество руд (минимальному промышленному и бортовому содержаниям), как все проблемы будут чуть ли не «автоматически» решены [1].

Такое мнение основано на недостаточном учете причин и следствий. Необходимо напомнить, что сами понятия «промышленное месторождение» и «балансовые руды» есть не только геологические, но и, прежде всего, экономические категории. К балансовым относятся те запасы, отработка которых при достигнутом уровне производства рентабельна. Промышленная значимость месторождений и руд, а также возможность их использования в предстоящие 5–10 лет, определяются по технико-экономическим соображениям. Параметры же кондиций являются лишь следствием такой оценки для каждого конкретного объекта. Здесь следует указать, что часто применяемый термин «бедные руды» иногда затуманивает остроту вопроса — теряется экономический смысл. Нужно всегда помнить, что при одном и том же содержании компонентов на разных объектах и в разное время руды могут иметь промышленное значение или относиться к забалансовым.

Общие закономерности изменения технико-экономических показателей эксплуатации месторождений в зависимости от их масштабов и систем отработки, морфогенетического типа, состава руд и др. изучены достаточно хорошо. Это позволяет определить граничные параметры для оценки промышленной значимости объектов по общим усредненным показателям — так называемые «оценочные» или «браковочные» кондиции [10].

Применяются они обычно на ранних стадиях геологоразведочных работ, когда полученная информация недостаточна для конкретных технико-экономических расчетов. Вместе с тем такие параметры полезны для укрупненных геолого-экономических оценок: например, при решении вопроса о целесообразности ревизии месторождений, отнесенных ранее в группу «не намечаемых к освоению».

Для медных (включая медно-молибденовые) и свинцово-цинковых месторождений Кавказа такие параметры разработаны [8]¹. Обращаясь к отмеченной работе, можно, например, заметить, что медные месторождения жильного типа, содержащие 1,3% условного компонента (медь и сопутствующие), представляют промышленный интерес лишь при запасах руды не менее 17–18 млн. т. На месторождениях прожилково-вкрапленных руд, отработка которых предполагается подземным способом, среднее содержание должно составлять не менее 1,1% при запасах руды 17–18 млн. т, а при запасах 6–7 млн. т. — более 1,6%. Если возможна открытая добыча штоковороковых руд, то требование к среднему содержанию условной меди снижается до 1% при запасах 4 млн. т и до 0,85% при запасах руды около 10 млн. т. Промышленное значение при содержа-

¹ Оценочные кондиции рассчитываются на предстоящие 5–10 лет, после чего они должны быть пересмотрены.

нии условной меди 0,5% могут иметь месторождения с запасами более 100 млн. т. руды.

Следует подчеркнуть, что указанные цифры отражают лишь «браковочный» уровень граничных параметров, не предусматривающий никакой прибыли, т. е. рассчитанный при условии нулевой рентабельности. Естественно, что необходимость достижения определенных нормативов эффективности капитальных вложений обуславливает значительно более «жесткие» требования, т. е. более высокие средние содержания в рудах промышленных месторождений.

В свете изложенного очевидно, что в ближайшей перспективе как мелкие месторождения Северной Армении (Спасакар, Агви, Анкадзор и др.), так и гипотетические запасы «убогих» руд Кафана при достигнутом уровне рассматриваемой отрасли не могут быть вовлечены в эксплуатацию без значительного экономического ущерба. Запасы первых представляют интерес только для весьма отдаленного будущего. Ставить, а тем более серьезно рассматривать вопрос об их промышленном освоении в настоящее время бессмысленно.

Необоснованным является заявление о необходимости составления новых кондиций на руды Кафанского месторождения. Простейшие расчеты показывают, что утвержденные в 1969 г. кондиции не только не «завышены», но и очень льготны. Они были рассчитаны исходя из проектных технико-экономических показателей предприятия, которые не достигнуты и вряд ли будут достигнуты. Отрабатывая балансовые запасы по утвержденным кондициям, предприятие тем не менее работает убыточно.

Ясно, что предлагаемое снижение промминимума в настоящее время ничем не обосновано. Непонятны также утверждения, что «следует совместить или довести до минимума разницу между промминимумом и бортовым содержанием», а также «рассмотреть варианты перехода к сплошной выемке руд по борту 0,5—0,7% меди [1, стр. 45].

Согласно действующим инструктивным положениям геолого-экономическая оценка (переоценка) может производиться только на базе разведанных запасов, при этом на месторождениях меди учитываются запасы категорий В+С₁ [4, § 17].

Разведанные запасы забалансовых руд всех категорий на Кафанском месторождении не достигают и 0,5 млн. т. Действительное качество и количество потерь в недрах Кафана, оцениваемых в десятки миллионов тонн (!), никому, к сожалению, не известно. Это чисто субъективное мнение, которое не становится аргументированнее от утверждений, что «они автоматически переходят в категорию балансовых руд» и, поскольку «они имеют различную степень разведанности, ...сосредоточены в блоках, отдаленных друг от друга и разбросанных по отдельным жилам и горизонтам..., дислокация запасов требует детального их изучения» [1, стр. 46].

Ясно, что разговоры о необходимости пересоставления кондиций на Кафанском месторождении в настоящее время беспредметны.

Мы сознательно заостряем полемике, так как подобные высказывания не только вводят в заблуждение общественное мнение, но и отвлекают внимание от решения действительно назревших вопросов.

«Бедные» руды, которые в настоящее время и в ближайшей перспективе могут быть вовлечены в эксплуатацию с соблюдением всех требований экономики, на месторождениях Армении действительно существуют. Это—руды Каджарана, на базе которого создано и имеет все условия дальнейшего развития производство вполне современного уровня. Запасы месторождения подсчитаны согласно кондициям, установленным еще в 1959 г. Ими же руководствуются при отбраковке руд в процессе эксплуатации. За прошедшие два десятилетия все технико-экономические показатели производства, естественно, изменились: непрерывно снижались эксплуатационные затраты на добычу и переработку 1 т руды, повышалось извлечение меди и молибдена. Это позволило снижать требования к качеству перерабатываемых руд [7]. Однако кондиции за весь указанный период оставались неизменными.

К настоящему времени сложилось весьма странное положение: на Каджаранском месторождении относятся к забалансовым и выбрасываются в общие отвалы (где они разубоживаются и безвозвратно теряются) руды почти такого качества, какие рентабельно перерабатываются на соседнем Агарацком месторождении (содержание условной меди в них составляет 0,7—1%). В результате за годы эксплуатации в отвалах Каджарана потеряно больше руды, молибдена и меди, чем добыто на Агарацком месторождении за это же время.

Нельзя сказать, что этому вопросу внимания не уделялось. Более того, проблеме рационального использования руд Каджарана посвящены многие исследования Армнипроцветмета. Существуют проектные решения. Наконец, в 1977 г. ГКЗ СССР утвердила новые кондиции на руды месторождения, разработанные совместно Армнипроцветметом и Кавказской лабораторией ВИЭМСа.

Согласно новым кондициям, минимальное промышленное и бортовое содержания снижены почти на 30%. Это позволяет отнести к балансовым и вовлечь в переработку очень большое количество запасов, что, по определению ГКЗ СССР, равносильно освоению нового, достаточно крупного месторождения без затрат времени и средств на его разведку. Масштабы этих запасов не соизмеримы с суммарным количеством «бедных» руд, судьбой которых столь озабочены некоторые исследователи. Важно подчеркнуть, что руды Каджарана, о которых идет речь, неизбежно добываются—в качестве вскрыши. Для их отдельного складирования и хранения, хотя бы на неопределенное время, нет технических условий. Существует альтернатива: либо использовать их сегодня, либо потерять безвозвратно. Казалось бы, решение напрашивается само собой: немедленно прекратить расточительное отношение к невозобновляемым сырьевым ресурсам. К сожалению, однако, реализация этого решения недопустимо затягивается. Вопрос связывается с генеральным пересчетом запасов, после чего должен быть окончательно спроектирован

«Большой Каджаран». Однако технико-экономическими расчетами показано, что лимиты на качество руд должны быть снижены вне зависимости от планов дальнейшего резкого расширения производства, так как новые кондиции отвечают фактически достигнутым технико-экономическим показателям предприятия.

Для сохранения существующего уровня выпуска продукции и валовой прибыли необходимо лишь некоторое увеличение производственных мощностей по переработке руд (10—15%), что потребует сравнительно небольших капитальных вложений. Срок окупаемости последних не превысит 3—4 года.

В заключение необходимо указать, что даже самые обоснованные кондиции не обеспечат рационального использования сырьевых ресурсов, если не соблюдаются два важных условия: а) правильное планирование среднего состава добываемой шихты, б) применение параметров кондиций, прежде всего лимитов качества руд, в соответствии с их смысловым значением. Первое условие требует, чтобы планируемые содержания металлов в погашаемых рудах соответствовали (с некоторыми неизбежными колебаниями в отдельные периоды) среднему качеству утвержденных запасов. Нарушение этого принципа, как показывает опыт эксплуатации Каджаранского и других месторождений Армянской ССР, является одной из причин выборочной отработки недр.

К таким же последствиям приводит неправильное использование минимального промышленного и бортового лимитов в процессе эксплуатационной разведки и добычи руд. Нами ранее указывалось, что единственным критерием для отбраковки руд (в контуре утвержденных балансовых запасов) на этой стадии должно служить установленное бортовое содержание [11].

Такой подход для Каджаранского месторождения признан ГКЗ СССР совершенно справедливым и рекомендован к практическому применению. На наш взгляд, этот принцип может и должен быть распространен на все эксплуатируемые месторождения. На самом Каджаранском месторождении это позволит исключить совершенно необоснованную отбраковку руд с содержанием условного компонента выше бортового, что, к сожалению, вплоть до настоящего времени практикуется как при проектировании, так и при эксплуатации.

В ы в о д ы

1. Тенденция к вовлечению в эксплуатацию руд с относительно низкими содержаниями компонентов очевидна и вполне оправдана. Однако в каждом конкретном случае вопрос должен решаться на основе технико-экономических расчетов, а не по отвлеченным субъективным соображениям.

2. Промышленное освоение мелких месторождений меди с убогими рудами, а также пересмотр кондиций на Кафанском месторождении в настоящее время не обоснованы экономически. Вместе с тем эти меро-

приятня, вопреки утверждению некоторых исследователей, не внесут ощутимых изменений в сырьевой баланс меднорудной промышленности республики.

3. Первоочередной задачей является промышленное использование всех запасов Каджаранского месторождения, которые, согласно утвержденным ГКЗ СССР новым кондициям, являются балансовыми. Решение этого вопроса не следует связывать с разработкой проекта расширения комбината на полную мощность.

4. Масштабы допускаемых в настоящее время неоправданных потерь руды и металлов на Каджаранском месторождении несоизмеримы с предполагаемыми запасами «бедных» руд на других месторождениях Армении.

Именно этот факт должен стоять в центре внимания научной общественности и планирующих органов республики.

Кавказская лаборатория ВНЭМСа

Поступила 14.V.1980.

Գ. Հ. ՇԵՆՅԱՆ, Կ. Մ. ՄԱՐՏԻՎՅԱՆ, Հ. Ս. ՀԱՄԱԶԱՍՊՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԳՈՐԱՎՈՐ ՄԵՏԱՂՆԵՐԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ԱՐԴՅՈՒՆԱՎԵՏ ՕԳՏԱԳՈՐԾՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանի գունավոր մետալուրգիայի հումքային բազայի զարգացումը համաշխարհային հանրահայտ տեղեկացի համաձայն մեզ պարտավորեցնում է մշակման մեջ ներգրավել ավելի ու ավելի ցածր որակի հանքանյութերը: Ուսկայն առանձին հանքավայրերի արդյունաբերական իրացման նպատակահարմարության կամ շահագործվող հանքավայրերի կոնդիցիաների վերանայման առաջարկն անհրաժեշտ է հիմնավորել կոնկրետ տեխնիկատնտեսական հաշվարկներով:

Ներկայումս առավել հրատապ խնդիր է Քաջարանի հանքավայրի հումքի արդյունավետ օգտագործման հարցը: Դեռևս 1977 թ. հաստատված նոր կոնդիցիաները թույլ են տալիս բալանսային համարել հանքանյութի զգալի պաշարներ: ՍՍՀՄ պաշարների պետական հանձնաժողովի գնահատման համաձայն դա համադրո է նոր, բավական խոշոր հանքավայրի հայտնաբերմանը: Սակայն արդյունաբերական գնահատական ստացած այդ պաշարները չեն օգտագործվում և անվերադարձ կորչում են: Հարկ է նշել, որ այդ որակի հանքանյութերը հաջողությամբ մշակվում են հարևան, Ագարակի հանքավայրում:

Հաշվարկները ցույց են տալիս, որ նշված հանքանյութերի արդյունաբերական շահագործման համար կան բոլոր պայմանները:

Ժողովրդական տնտեսության համար կարևորագույն այս հարցի լուծման ձգձգումն անթույլատրելի է: Այն չպետք է կապել հանքավայրի ընդհանուր պաշարների վերահաշվարկման կամ ձեռնարկության լրիվ վերակառուցման հետ:

ON THE PROBLEM OF NON-FERROUS METALS RATIONAL UTILIZATION IN ARMENIA

Abstract

The development of non-ferrous metallurgy in Armenia has similar to conventional world tendency to draw in utilization more and more poor ores. At the same time the problem of individual ore deposits industrial exploitation expediency and that of exploited ones standards revision must be solved on the basis of concrete technical-economical calculations.

At present the most actual problem is the Kadjaran ore deposit source of raw materials rational utilization. According to established standards as early as 1977 a great amount of ore is attributed to balance reserves which is equivalent to the discovery of a large enough ore deposit without exploration expences.

However, these ores are removed to spoil banks and get unreturnly lost. The solution of this problem must be brought to a point quicker and is not to be connected with the reserves general recalculation as well as with the concentrating mill expansion.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адібекян А. Х., Алоян П. Г. и др. Структурные особенности Кафанского рудного поля и перспективы расширения сырьевой базы. «Промышленность Армении». № 1, 1980.
2. Быховер Н. А. Геолого-экономические основы прогноза минеральных ресурсов «Недра», М., 1978.
3. Вартапетян Б. С. Промышленное освоение бедных медных руд Армении. «Промышленность Армении». № 11, 1976.
4. Инструкция о содержании и порядке представления на утверждение в Государственную комиссию по запасам полезных ископаемых СМ СССР технико-экономических обоснований кондиций для подсчета запасов полезных ископаемых «Недра», М., 1976.
5. Козловский Е. А. Минерально-сырьевая база и фактор времени. «Советская геология», № 3, 1979.
6. Магакьян И. Г. Богатство недр Советской Армении (на арм. яз.). «Ленинյан углов», № 1, 1971.
7. Мовсесян С. А. К вопросу о промышленных кондициях на рудоминеральное сырье (на арм. яз.). «Нар. хоз. Арм.», № 11, 1969.
8. Методические рекомендации по оценке медных и свинцово-цинковых месторождений Кавказа на стадии поисковых работ. Сост. Мовсесян С. А., Срапнопян М. Г., Шехян Г. Г., Амазаспян Г. С., ВИАМС, М., 1979.
9. Теряев А. С. Перспективы разработки бедных руд Шамлугского месторождения. «Промышленность Армении», № 2, 1977.
10. Хрущов Н. А. Основные принципы разработки оценочных (браковочных) кондиций для рудных месторождений на стадиях поисковых и поисково-разведочных работ. «Сов. геол.», № 6, 1969.
11. Шехян Г. Г., Амазаспян Г. С. Применение некоторых показателей кондиций при эксплуатационной разведке. «Научн. сообщ. Арменипроцветмета», вып. 1, 1972.

УДК 552.32 : 551.76

М. А. САТИАН

ОФИОЛИТОКЛАСТЫ В ЭВОЛЮЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ
ПРОГИБОВ МЕЗОТЕТИСА

Рассмотрены вопросы состава, строения и размещения продуктов разрушения пород офиолитовой ассоциации области Средиземноморья и Передней Азии в связи со стадийностью развития офиолитовых прогибов этих регионов в мезозойское время.

Условия возникновения офиолитокластов—продуктов разрушения пород, составляющих офиолитовую ассоциацию,—представляют значительный интерес для познания эволюции офиолитовых прогибов, а также для литологических задач классификации обломочных отложений. При этом несомненно, что вопросы эти остаются в целом слабо изученными, хотя в отдельных регионах развития офиолитовой ассоциации достигнут очевидный прогресс. Передняя Азия, центральное и восточное Средиземноморье представляют наиболее благоприятные объекты для подобных специализированных исследований в силу структурного разнообразия и разновозрастности офиолитовой ассоциации и сравнительно высокого уровня региональной изученности офиолитовых зон и их обрамления.

Исследования, особенно последнего десятилетия, показали, что состав и строение офиолитовой ассоциации могут варьировать в определенных пределах. Одни зоны представлены типичными для офиолитовой ассоциации породами: гипербазитами, габбро, юпититами, радиоларитами. В других зонах в составе продуктов вулканизма и осадконакопления имеются признаки отклонения от «образцового» набора пород: появление щелочных и известково-щелочных вулканитов, мелководных осадков и т. д.—вопросу этому в последнее время уделяется все большее внимание [8, 10, 30, 31].

Очевидно вместе с тем многообразие палеотектонической и палеогеографической обстановки накопления этой широкой ассоциации пород—и магматических, и осадочных, и промежуточных. При обсуждении мы будем исходить из схемы (10), краткий смысл которой состоит в принципиальном различии строения офиолитовой ассоциации области Средиземноморья сравнительно с Передней Азией. Выясняется, что в центральном и отчасти восточном Средиземноморье, в средней-поздней юре были заложены глубоководные офиолитовые прогибы с пологими склонами, вместившие крупные поля новообразованной океанической коры; на гипербазитах залегают базальты, а еще выше—силициты. Эту разновидность офиолитовой ассоциации предлагается именовать «обособленной» [10], поскольку имеет место обособление по разрезу главных типов пород «триады Штейнманна».

На Малом Кавказе и в других частях Передней Азии офиолитовые прогибы имели ультракотловинную морфологию. Образовались они главным образом в альб-рансесенонское время и вместили «смешанную» офиолитовую ассоциацию: чередование вулканитов (и толентов, и щелочных базальтоидов, а также кератофиров в верхней секции) с радиоляритами и микритовыми известняками, реже алевролитами, песчаниками и т. д. [10], а также протрузии серпентинизированных гипербазитов.

Офиолитокласты—это петрокластические породы, состав которых варьирует от квазимономиктового до полимиктового [8]. Квазимономиктовые офиолитокласты (серпентинитокласты, габброкласты и др.) ныне выявлены почти во всех известных офиолитовых поясах мира.

Итак, рассмотрим историю накопления офиолитокластов в отдельные стадии развития офиолитовых прогибов.

1. Офиолитокласты офиолитовой стадии. Офиолитокласты достаточно хорошо ныне изучены в Лигурии—северные Апеннины [15, 22, 24, 27]. Здесь выделяются их несколько горизонтов: это офикальциты (которые по происхождению итальянскими геологами связываются с разрушением поверхности выходов пипербазитов и захоронением вблизи места размыва), включающие немало седиментационных даек с обломками серпентинитов; это габбровая брекчия, залегающая непосредственно над габбро (район Боннасола) с пачками офиолитокластических песчаников и фтанитов. Известны примеры сложного переслаивания серпентинитовой брекчин, габбро, габбровой брекчин и вновь серпентинитовой брекчин, с пачками офиолитокластических песчаников и алевролитов (долина Гравилья и район Баргонаско). Пачки габбро-диабазовой брекчин известны и юреди массивных базальтов, выше которых следуют пиллоу-базальты (район Монте-Россола). Габбровая брекчия и песчаники того же состава известны в разрезе группы Вольтри. Маломощные пачки габброкластических песчаников иногда определяются в нижней части разреза свиты силицитов Лигурии. Габбро-серпентинитокластические песчаники известны в свите силицитов в Пьемонте. Среди силицитов отмечаются довольно крупные олистолиты гипербазитов и габбро [21, 23]. Серпентинитокласты выявлены в осадочной части разреза офиолитовой серии Динаро-Эллинид, в районе массива Златибор [20] и др. Вулкано-обломочные офиолитокласты встречаются реже. В Лигурии это т. н. брекчин Монте Россола, состоящие главным образом из обломков гналокластов и фрагментов пиллоу. Слагают они линзы в массивных толентах, а также пачку в основании пиллоу-лав, содержащих редкие линзы радиоляритов [27]. В лигурийском и сходных с ним типах разрезов, т. е. в разрезах «обособленного» типа офиолитокласты, как видно, парагенетически сонаходятся с габбро, вулканитами, нередко и с кремнисто-карбонатными отложениями осадочной части офиолитового сообщества (таковы офиолитокласты Пьемонта, зоны Мирдита, центрального офиолитового пояса Югославии). Наибольшие мощности (и объемы), как видно, имеют габбро-серпентинитокластические накопления, сравни-

тельно меньшие — вулкано-обломочные и полимиктовые разности офиолитокластов.

В Передней Азии квазимономиктовые офиолитокластические отложения были выявлены уже давно [1], притом вокруг и очень крупных, и мелких выходов серпентинизированных ультрабазитов Северо-Анатолийского офиолитового пояса [1, 16, 29, 36]. Вулкано-обломочные разности офиолитокластов имеют достаточно заметное развитие в Веллинской офиолитовой зоне [9].

Офиолитокласты офиолитовых зон Малого Кавказа и смежных зон Передней Азии, как видно, образуют устойчивый парагенез с вулканидами офиолитовой серии, причем среди офиолитокластов обычны вулканообломочные и полимиктовые разности (включающие обломки силицитов и в подчиненном количестве — габбро и серпентинитов). Гораздо реже офиолитокласты встречаются среди пачек силицитов.

2. Офиолитокласты постофиолитовой стадии.

На общем фоне компрессии офиолитовых прогибов офиолитокласты образовались либо при размыве и развалах новообразованных внутренних поднятий (в прогибах малокавказского типа), либо при размыве и развалах офиолитовых покровов, шарьированных на континентальное обрамление (в офиолитовых прогибах апеннинского типа).

В зонах аллохтонного залегания офиолитов, в Средиземноморье преобладают полимиктовые офиолитокласты, но нередки и квазимономиктовые образования (Эмилианские Апеннины, Тоскана). Олистостромово-олистролитовые накопления этого региона латерально сменяются флишем, включающим примесь офиолитокластов. Возраст этих отложений варьирует от конца раннего мела до палеогена включительно [15, 18].

В переднеазиатском регионе преобладают офиолитокласты полимиктового состава, включающие обломки и вулканитов, и силицитов, габбро и серпентинитов. Так, включающая офиолитокласты раннесепонская граувакковая формация Малого Кавказа содержит горизонты офиолитокластических конгломератов, в которых, помимо обломков пород «триады Штеймманна», определяются также обломки щелочных базальтоидов, трахиандезитов, андезитов, кератофиров — пород, не особенно характерных для т. н. типичной офиолитовой ассоциации [8]. Офиолитокластические накопления: конгломераты, песчаники, алевролиты имеют преимущественно карбонатный цемент, содержат многочисленные остатки гастропод, пелеципод, кораллов-обитателей мелководного бассейна.

Пожалуй, наиболее подробно серпентинитокласты изучены в Акеринском сегменте Севанского офиолитового пояса [5]; ранее они были обнаружены на Севанском [3, 7, 8], а недавно и на Ширакском хребтах. В Сарыбабинском синклинии серпентинитокласты нередко имеют градиционную слоистость и включают олистолиты серпентинитов. В этих же отложениях местами встречаются пачки красных бирбиритокластов (с. с. Иняк, Ардашеви и др.), а также габброкластов.

3. Обсуждение.

Подъем к поверхности дна мантийного вещества и его размыв наиболее убедительно объясняются мантийным диапиризмом и возникновением срединного поднятия. Хотя эта актуалистическая схема не полностью приложима к палеогеографии всех офиолитовых палеопрогибов—различаются эти структуры по рангу и времени формирования, тем не менее схема ограниченного раздвига континентальной коры допускает возможность возникновения зачаточного срединного поднятия. Вероятно, что в области Средиземноморья срединное поднятие, или несколько таких поднятий, примыкавших к осевой зоне раздвига, были крупнее и протяженнее, чем в регионе Передней Азии. Соответственно, именно в области Средиземноморья в офиолитовую стадию накопились наиболее значительные объемы серпентинито-габброкластов.

Поскольку в северных Апеннинах и Альпах признаки протрузивного проникновения серпентинитов в вышележащие метабазалы и силициты не наблюдаются—контакты между ними стратиграфические, то возникает вопрос о времени мантийного диапиризма и способе вовлечения мантийного вещества в размыв.

Наиболее приемлема схема раннего мантийного диапиризма, до излияния базальтов. Поля обнажившихся гипербазитов, в разной мере серпентинизированных, были перекрыты горизонтом офикальцитов¹, последовавшие подводные излияния толентовых базальтов перекрыли гипербазиты, а накопившиеся после завершения вулканизма силициты (радиоляриты) еще более сгладили неровности подводного рельефа, причем признаки градационной слоистости говорят о сносе кремнистых илов в виде турбидитовых потоков; очевидно, главные массы их оказались сосредоточены в прилегающих к поднятиям впадинах [25, 32]. Заложение поперечных разломов, взламывание всего комплекса и его основания привело к вскрытию наиболее нижних компонентов офиолитовой секции [22, 24]. В созданной клавиатуре блоков габбро-гипербазиты слагали лишь их основание и возможность подъема в офиолитовую стадию гипербазитов над уровнем моря [28] нам представляется мало вероятной. Такая ситуация могла сложиться лишь в постофиолитовую стадию на ранней фазе возникновения офиолитовых покровов. Конечно, детали палеогеографии офиолитовых прогибов, особенно зоны Средиземноморья, остаются во многом проблематичными—офиолитовая ассоциация залегает с явно выраженными признаками покровных масс.

Не менее споров вызывает и структурное положение офиолитов Малого Кавказа [7, 12], однако в последнее время для этого региона получено немало данных, которые могут быть расценены скорее, как признаки автохтонного или параавтохтонного размещения офиолитов [4, 8]. В предлагаемой схеме палеогеографии узких троговидных офиолитовых прогибов осевая их часть является наиболее глубоководной.

¹ А. Л. Книппер полагает, что брекчии имеют тектоническое происхождение и возникли во время горизонтального расслаивания литосферы по кровле меланократового фундамента и др. уровням («Геотектоника», № 2, 1978).

Однако не исключено возникновение в ее пределах поднятия, недостаточно развитого и прерывистого (современным томологом с известной степенью условности, может быть названо осевое поднятие рифта Красного моря). Что касается возможности воссоздания в палеогеографической схеме крупных срединных хребтов, то такие попытки сталкиваются с проблемой ограниченного пространства¹. Имеющиеся данные указывают на преимущественное размещение серпентинитокластических накоплений в средней-верхней секции разреза офиолитовой серии Малого Кавказа. Подъем серпентинизированных гипербазитов на уровень дна бассейна в первом приближении коррелируется с концом главной, а затем одной из последних фаз ограниченного растяжения офиолитовых прогибов, в основном уже выполненных офиолитовой ассоциацией и существенно обмелевших. Причем вывод к поверхности и вовлечение в размыв серпентинитов обязаны процессу *протрузивному*: серпентиниты сскрут стратифицированные породы кремнисто-вулканогенной формации, сложено сочетаются с карбонатными и кремнистыми осадками (офикальциты и др.).

Происхождение офиолитокластов теснейшим образом связано с механическими свойствами серпентинизированных масс, отличающихся сильной разлинзованностью, обилием внутренних плоскостей скольжений, генерализованной ориентированностью чешуй серпентина и др.

По расчетам А. Т. Асланяна (устное сообщение), поскольку по экспериментальным данным прочность серпентинитов на сдвиг колеблется в широких пределах—от 1 кг/см² для сильно тектонизированных разностей до 10 кг/см²—для массивных монолитных блоков; плотность их колеблется в пределах 2—2,5 г/см³, а коэффициент Пуассона—в пределах 0,35—0,45, то по законам механики цилиндрический горный массив будет устойчив, если высота его меньше величины

$$H = \frac{1 - \mu}{1 - 2\mu} \cdot \frac{S}{d},$$

где μ —коэффициент Пуассона, S —прочность, d —плотность массива.

Полагая $\mu = 0,4$, $S = 25$ кг/см², $d = 2,5 \cdot 10^{-3}$ кг/см³, получаем $H = 300$ м, т. е. серпентинитовая гора высотой более 300 м при указанных показателях под собственной тяжестью разрушится и перейдет в олистолитовый хаос.

Батиметрия накопления офиолитокластов варьирует заметно. В прогибах апеннинского типа они тяготеют либо к поднятиям—диапирам мантии, т. е. это не столь уж большие глубины (порядка 1—2 км).

¹ Петрохимическое сходство некоторых вулканитов поздней юры-раннего мела с вулканитами срединно-океанических хребтов современных океанов [6] характеризует лишь часть офиолитового разреза, притом наименее отчетливо обособленную в регионе (на юго-востоке Сезанской офиолитовой зоны), кроме того не исключена возможность конвергенции петрохимических признаков при воссоздании моделей на основе актуалистических схем окраин континентов. Это обстоятельство не должно упускаться из виду.

либо к примыкавшим впадинам, где они слоились с глубокоководными радиоляритами. Они накапливались и в мелкоководных бассейнах совместно с глинисто-песчаными отложениями (Златибор и др.). Глубоководные радиоляриты с олистолитами офиолитов латерально сменяются менее глубокоководными известняковыми отложениями. К таковым могут быть отнесены блестящие сланцы Пьемонта; менее глубокоководные отложения определяются и в Луканских Апеннинах, и Калабрии [30], таковы же, вероятно, горизонты известняковой брекчии и известняков Субпелагонийской зоны Динаро Эллинд. При этом по латерали в составе офиолитокластов происходит нарастание терригенной (континентально-коровой) примеси, что достаточно очевидно в Средиземноморье в восточных Альпах, в яшмово-диабазовой формации Динарид, в Луканских Апеннинах [23, 35, 14, 30].

В Передней Азии офиолитовые ассоциации довольно резко сменяются флишондными калькарениновыми и сланцевокластическими накоплениями. На Малом Кавказе, в Анатолии, по периферии Лутского массива (Лутское кольцо) эти зоны перехода к мелкоководью рассмотрены с разной подробностью [8, 29, 37].

При компрессии офиолитовых прогибов Средиземноморья и «выплескивании» офиолитовых покровов на континентальное обрамление офиолитокласты образуются перед фронтом покровов и маркируют направление их перемещения. Начиная с конца раннего мела, перемещение покровов происходило неоднократно, включая также позднекайнозойский этап формирования Средиземноморской впадины. Можно думать, что перемещения офиолитовых покровов в области Средиземноморья происходили в разных направлениях и с разной амплитудой [11, 17, 23, 26, 27, 34], при этом внутреннее строение некоторых из них (Загрос, Оман, северные Апеннины) тектонизировано слабо и, вероятно все, это были гравитационные покровы, возникшие после формирования крупных внутренних офиолитовых поднятий [13]. Сложные пакеты покровных пластин, включающие офиолиты, испытывают на этапе накопления надофиолитового «чехла» неоднократные перемещения и усложнения внутренней структуры. Все это создает чрезвычайно запутанную последовательность возникновения и отмирания питающих провинций.

Размыв сложных пакетов офиолитовых покровов не всегда приводил к накоплению полимиктовых отложений. Имеются примеры возникновения в постеофиолитовую стадию и квазимономиктовых офиолитокластов. Благоприятная для их накопления обстановка могла сложиться по ряду причин. Здесь приходится допустить, что в размыв вначале вовлекались красивые части офиолитовой серии, лишенные глубокоководных силицитов и представленные преимущественно базальтами, при подчиненном количестве гипербазитов — примером в северных Апеннинах являются офиолитовые пластины басс. р. Таро [38]. Но можно думать, что при покровообразовании срабатывал и более общий

механизм срыва фрагментов опрокинутых складок офиолитовой серии. В этом случае верхней бронирующей от размыва оказывалась гипербазитовая пластина. Такие структурные соотношения известны в Лигурии, Загросе и Омане [27, 26, 13].

Итак, в постофиолитовую стадию, как видно, формируются наибольшие объемы офиолитокластических образований. Условия их накопления мелководные, в составе явно возрастает полимиктовость и примесь континентально-корового терригенного материала, расширяются парагенезы офиолитокластов с другими осадочными породами, теряется очевидная связь—пространственная и парагенетическая, с разломной тектоникой—зонами корней офиолитов и т. д.

Рассмотренный материал приводит к выводу о том, что объемы офиолитокластов, особенности их компонентного состава, пространственное соотношение с питающими провинциями находятся в зависимости от типа офиолитовых прогибов, стадии их развития.

Добавим, что офиолитокласты представляют исключительный интерес в качестве прямых поисковых признаков «слепых» офиолитовых зон—особенно это касается переднеазиатского сектора, где офиолитокласты пространственно совмещены или не особенно разобщены от корней офиолитов. Офиолитокласты в ряде случаев могут быть полезными ископаемыми (поделочный материал, источники никеля, кремнезема, магния, материал дорожных покрытий и т. д.), они нередко вмещают марганцевые и медные руды, а также, вероятно, представляют интерес для поисков обломочного алмаза, его находки на Малом Кавказе в гипербазитах ныне нацеливают на поиски россыпей. Наконец, немаловажна роль офиолитокластов в метаморфизме химического состава погребенных и фильтрующихся сквозь них подземных вод (увеличение Mg), в метасоматозе вмещающих пород и т. д. Все это указывает на необходимость дальнейшей систематизации этих своеобразных обломочных накоплений.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 3.IX.1980.

Մ. Ա. ՍԱԲՅԱՆ

ՕՒՒՌՈՒՏՈՒԼԱՍՏՆԵՐԸ ՄԵԶՈԹԵՏԻՍԻ ՕՖԻՈՒԼԻՏԱՅԻՆ ՃԻՎԱԾՔՆԵՐԻ ԷՎՈՒՅՈՒՑԻԱՅՈՒՄ

Ա Մ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Օֆիոլիտոկլաստները, որպես օֆիոլիտային զուգորդության բայրաշման արգասիքներ, հանդես են գալիս օֆիոլիտային ճկվածքների զարգացման օֆիոլիտային էտապում (մանտիայի դիապիրների, հրաբխականության և նստվածքազոյացման արգասիքների լվացում) և ետօֆիոլիտային էտապում (նոր զոյացած օֆիոլիտների բարձրացումների և գողավորությունների կոմպրեսիայի ժամանակ զոյացած ծածկոցների փլուզումներ և լվացում)։

Օֆիոլիտոկլաստներն իրենց կազմով, ընդհանուր ծավալով և կտրվածքով պրաված տեղով, կապված են օֆիոլիտային ճկվածքների տիպերի և նրանց զարգացման էտապների հետ:

M. A. SATIAN

THE OPHIOLITOCLASTS IN THE MESOTHETIS OPHIOLITIC TROUGHS EVOLUTION

Abstract

The problems of Mediterranean region and West Asia ophiolitic association rocks destruction products composition, structure and distribution are considered in connection with these regions ophiolitic troughs development stages in Mesozoic.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Зап. часть. Орографическое и геологическое описание. «Зап. Кавк. отд. русск. географ. общ.», кн. XXI, 1899.
2. Адамия Ш. А., Шавишвили Н. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап) «Геотектоника», № 1, 1979.
3. Арутюнян Г. С. О гипербазитовых конгломератах северо-восточного побережья оз. Севан. «Мат. II конф. молод. научн. раб.», Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1969.
4. Асланян А. Т., Сатян М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
5. Градусов Б. П., Григорьев В. Н., Соколов С. Д. Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Азербайджанской зоны Малого Кавказа «Литол. и полезн. ископ.», № 5, 1975.
6. Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б. Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зон его обрамления (геодинамические аспекты) В тез. докл. II семинара по геодинамике Кавказа Тбилиси, 1980.
7. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, зап. части Азии и Кубы. «Наука», М., 1975.
8. Сатян М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1979.
9. Сатян М. А., Степанян Ж. О. Кремнисто-вулканогенная формация (верхний турон (?)—нижний коньяк). В кн. «Геология Армянской ССР», т. V, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
10. Сатян М. А. О соотношении осадочных и вулканогенных пород в разрезе офиолитовой ассоциации (на примере Передней Азии и прилегающих районов Средиземноморья). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1979.
11. Смит А. Д., Мурс Э. М. Эллиниды. В кн.: «Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса», т. 1, «Мир», М., 1977.
12. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа, «Наука», М., 1977.
13. Штеклин И. Континентальная окраина в Иране. В кн.: «Геология континентальных окраин», т. 3, «Мир», 1979.
14. Чирч Б. М. Развитие Диньярид в альпийском цикле. «Геотектоника», № 6, 1967.
15. Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths. „Sedim. Geology“, v. 4, 1970, 34, Spec. Issue.

16. *Altinli J. E.* Explanatory text of the geological map of Turkey. Erzurum, Ankara, 1963.
17. *Aubouin J., Bonneau M., Davidson J., Leboulenger P., Matesco S., Zambetakis A.*, Esquisse structurale de l'Arc egeen externe: des Dinarides aux Taurides. „Bull. Soc. geol. France“ 1976, v. 18, 2.
18. *Beccaluva L., Emiliani F., Venturelli G., Zerbi M.* Ca, Fe, Mg, Mn, Cr, Ni, Co, distribution ultramafic rocks outcropping in the northern Apennines with some geological remarks „L'Ateneo Parmense“ Acta Naturalia, v. IX, Fasc. 1, 1973.
19. *Bernoulli D., Jenkuns H.* Alpine, Mediterranean and central Atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: „Modern and ancient sedimentation“, Society Econom. Paleont. Min. Spec. Publ., 1974, 19.
20. *Bortolotti V., Ficarelli G., Manetti P., Passerini P., Pirini C., Torre D.* Studies of mafic and ultramafic rocks. I. A Jurassic sequence on top of the Zlatibor ultramafic Massif (Yugoslavia). „Boll. Soc. Geol. Ital.“, 1971, 90.
21. *Bourbon M., Craciunsky de P., Lenoire M., Mecard-Galli J., Mercier D.* Platform carbonates and pelagic condensed sequences Mesozoic of the Briançonnais zone (France Alps). „Excursion 5, IX Congres Intern. Sediment.“, Nice, 1975.
22. *Cortesogno L., Galbiati B., Principi G., Venturelli G.* Le breccie ofiolitiche della Liguria orientale: nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici. „Ofioliti“, v. 3, 2/3, 1978.
23. *Dal Plaz G., Von Raumer J., Sassi, Zanettin B., Zanferrari.* Geological outline of the Italian Alps. In: „Geology of Italy“. Tripoli, 1975.
24. *Galbiati B., Gianelli G., Principi G.* Nuovi dati sulle ofioliti del Bargonasco e tentative di una loro ricostruzione paleogeographica. „Ofioliti“, 1976, 3.
25. *Garrlson R.* Radiolarian cherts pelagic limestones and igneous rocks in eugeo-synclinal assemblages. In: „Pelagic sediments on Land and Sea“. Sediment., 1974, 1.
26. *Glennie K., Boey M., Clarke H., Moody-Stuart M., Pillaar W., Reinhardt B.* Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geological evolution. „Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.“ 1973, v. 57, 1.
27. *Elter P.* L'ensemble liquo. „Bull. Soc. geol. France“, 1975, 6.
28. *Folk R., McBride E.*, Possible pedogenic origin of Ligurian ophiolites: a Mesozoic Calichified serpentinite. „Geology“, 4, 1976.
29. *Ilhan E.* The Green rocks of Turkey; their importance for the tectonic pattern of the Mediterranean Alpine orogenic belt. In: „Intern. Geol. Congr. Report. Twenty-Second session“. India, part IV, 1961.
30. *Lanzafame G., Spadea P., Tortorici L.* Provenienza ed evoluzione del flysch Cretacico-eocenico della Regione Calabro-Lucana. II: Relazione fra ofioliti e flysch Calabro-lucano. „Ofioliti“, 1976, v. 3, 2/3.
31. *Marcoux J., Ricou L.* Classification des ophiolites et radiolarites alpine-mediterraneennes d'apres leur contexte paleogeographique et structural implications sur leur signification geodynamique. „Bull. Soc. geol. France“, t. XXI, 5, 1979.
32. *Nisbet E., Price I.* Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean ridge-derived sediments. In: „Pelagic Sediments: on land and under the sea“. Spec. publ. 1, „International Assoc. Sedimental.“, 1974.
33. *Piccardo G.* Le ofioliti dell'Areale Ligure: petrologia e ambiente geodinamico di formazione. „Soc. Ital. Mineral. e Petrol.“, 1977, 1.
34. *Rigo de Right M., Cortesini A.* Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey. „Bull. Assoc. Petr. Geol.“, 1964, 12.
35. *Schlager W., Schlager M.* Clastic sediments associated with radiolarites (Touglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). „Sedimentology“, v. 20, 1, 1973.
36. *Sestini G.* The relations between flysch and serpentinites in north-central Turkey. In: „Geology and History of Turkey“, Libya, Tripoli, 1971.
37. *Steklin J., Eftekhan-nezhad J., Hushmand-zudeh.* Central Lut Reconnaissance East Iran. „Geol. Survey Iran“ Report., 22, 1972.
38. *Zanzuchi G.* La geologia dell'alta Val Parma. „Min. Soc. Geol. It.“, 4, 1963.

УДК 553.41(479.25)

С. С. ГРИГОРЯН, С. В. КОЗЕРЕНКО, Б. О. МАНУЧАРЯНЦ

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ
ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Методами гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений выделены четыре основных типа включений, по которым оценены температурные интервалы формирования минеральных ассоциаций месторождений.

Установлена постоянная приуроченность трехфазовых газовой-жидких включений с жидкой углекислотой к кварцам из продуктивных ассоциаций. Отмечаются нарушения плавности снижения температур гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений на Зодском месторождении.

В задачу настоящего исследования входило определение температурных условий формирования ряда золоторудных месторождений Армении по данным изучения газовой-жидких включений в кварцах и кальцитах основных минеральных ассоциаций. Температуры оценивались методами гомогенизации и декрепитации.

Исследовались три золоторудных объекта, расположенных в Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской структурно-металлогенических зонах (согласно делению, предложенному И. Г. Магакьяном) [8]. В пределах рудных полей вмещающими породами являются меловые и палеоген-неогеновые осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы, а также интрузивные породы как ультраосновного, основного, так и кислого состава. Залегающая в породах различного состава, все три месторождения, тем не менее, обладают рядом общих черт, позволяющих говорить об их генетическом родстве. Прежде всего это выражается в том, что характер и последовательность смены минеральных парагенезисов на всех исследуемых объектах в общем близки. Установлено [1, 2, 3], что гидротермальная минерализация начинается с образования безрудных кварцевых жил. Собственно рудный процесс начинается с формирования прожилково-вкрапленных зон пирит-магнетитового и пирит-арсенопиритового составов (иногда с халькопиритом). Затем идет формирование кварцево-сульфидных жил. В минеральном составе которых преобладают пирит, блеклая руда, сфалерит, халькопирит, галенит (полиметаллическая ассоциация). С некоторым запозданием по времени, но в тесной взаимосвязи с формированием полиметаллической ассоциации происходит образование золото-теллур-висмутовой минерализации. В заключительный этап гидротермального процесса образуются кварц-кальцит-антимонитовые или кварц-кальцит-арсенопиритовые, а также практически бессульфидные кварц-карбонатные жилы.

Основным методом оценки температур в настоящем исследовании служил метод гомогенизации газовой-жидких включений. Физико-химические основы метода, его применимость к изучению природных объектов, а также его возможности и ограничения подробно рассмотрены в трудах Н. П. Ермакова, Н. А. Калюжного, В. Б. Наумова [6, 7, 9].

Измерения проводились на микротермокамере системы Калюжного [7], смонтированной на столике микроскопа МИН-8. Для микроскопического изучения газовой-жидких включений было изготовлено и просмотрено около 500 зеркально отполированных с двух сторон пластинок, толщиной 0,07—0,10 мм. Пластинки изготовлялись из образцов кварца, реже кальцита, представляющих все основные минеральные ассоциации месторождений. Газово-жидкие включения, пригодные для измерений методом гомогенизации, обнаружены, примерно, в трети общего количества пластинок. В ряде случаев, в одной пластинке имеются несколько групп включений, отвечающих различным стадиям минералообразования.

В кварцах и кальцитах исследуемых месторождений установлены следующие типы включений (по классификации Н. П. Ермакова):

1) Двухфазовые первичные газовой-жидкие включения с объемом газовой фазы от 80 до 20% общего объема включений.

2) Трехфазовые первичные газовой-жидкие включения с жидкой углекислотой отмечаются только в кварцах и кальцитах продуктивной стадии.

3) Однофазовые газовые включения.

4) Вторичные включения, располагающиеся по микротрещинам в зернах кварца и кальцита. Эта группа включений, в свою очередь, может быть подразделена на две подгруппы:

а) двухфазовые газовой-жидкие включения (газ до 15% общего объема включений),

б) аномальные (расшнурованные) однофазовые жидкие включения.

В качестве вспомогательного метода для оценки температур формирования минеральных ассоциаций месторождения использовался метод растрескивания (декрепитации). Теоретические основы метода, а также практика его использования, изложены в трудах Н. П. Ермакова [5], Ю. А. Долгова [4], В. Б. Наумова [9] и других. Нами использовалась декрепитационная установка ДКМ-2М, сконструированная в Институте геохимии АН СССР инженерами Э. Н. Юдиным, Г. А. Андриановым и А. И. Сысоевым. Для получения кривых декрепитации использовались навески минерала порядка 500 мг, раздробленные до фракции 0,5+0,25 мм. Навеска помещалась в камеру нагрева, где прогревалась до температуры 600°C со скоростью нагрева 10°C в минуту. Регистрация импульсов производилась в интервале 10°C. Кривая декрепитации записывалась автоматически на самописце КСП-4.

Рудные тела Зодского месторождения Севано-Амасийской зоны залегают главным образом в породах основного и ультраосновного состава и представлены как жилами, так и прожилково-вкрапленными зонами.

Все исследователи месторождения отмечают многостадийный характер золотого оруденения. Нами с некоторыми незначительными изменениями принята схема стадийности минерализации, предложенная Ш. О. Амиряном [3]. Выделяются следующие минеральные парагенезисы: дорудный кварцевый; кварц-пирит-арсенопиритовый; полиметаллический (сфалерит, блеклая руда); золото-теллуровый (теллуриды золота, серебра, теллурувисмутит, блеклая руда); кварц-карбонат-антимонитовый; кварц-карбонатный (пострудный).

Результаты измерения температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах и кальцитах месторождения приведены на рис. 1А. Приведенные интервалы температур соответствуют температурам гомогенизации группы включений. Количество включений и соответственно число определений сильно варьируют от образца к образцу. Минимальное количество определений 2—3, максимальное—около 50.

Наиболее высокие температуры гомогенизации $360\text{—}380^\circ\text{C}$ отмечены в линзах и прожилках дорудного мелкозернистого, темно-серого кварца. В ассоциации с этим кварцем постоянно отмечаются округлые, обычно катаклазированные зерна магнетита, часто замещаемые по трещинам катаклаза пиритом. Довольно часто встречаются мелкие кристаллики арсенопирита. Газово-жидкие включения в кварцах этой ассоциации, как правило, гомогенизируются в газовую фазу. Встречены однофазовые чисто газовые включения. В тех случаях, когда включения гомогенизируются в жидкую фазу, температура гомогенизации несколько ниже ($330\text{—}340^\circ\text{C}$). Здесь же встречены и трехфазовые включения с жидкой углекислотой, но они достаточно редки.

В кварцах из более поздней пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации отмечены как двухфазовые газово-жидкие включения, так и трехфазовые с жидкой углекислотой. Последние встречаются в подчиненном количестве. Гомогенизация включений происходит в жидкую и газовую фазы. Температуры гомогенизации для двухфазовых включений лежат в интервале $340\text{—}360^\circ\text{C}$, трехфазовые гомогенизируются при несколько более низкой температуре ($320\text{—}340^\circ\text{C}$). Вероятно, последняя группа включений связана с захватом растворов более поздних, из которых шло формирование основных продуктивных минеральных ассоциаций месторождения.

Для кварцев, ассоциирующих с продуктивной минерализацией месторождения, представленной двумя ассоциациями—полиметаллической (сфалерит, блеклая руда, галенит) и золото-теллуровой (теллуриды золота и серебра, теллурувисмутит, самородное золото), характерны две группы включений: двухфазовые и трехфазовые с жидкой углекислотой. Последние здесь достаточно часты, иногда даже преоб-

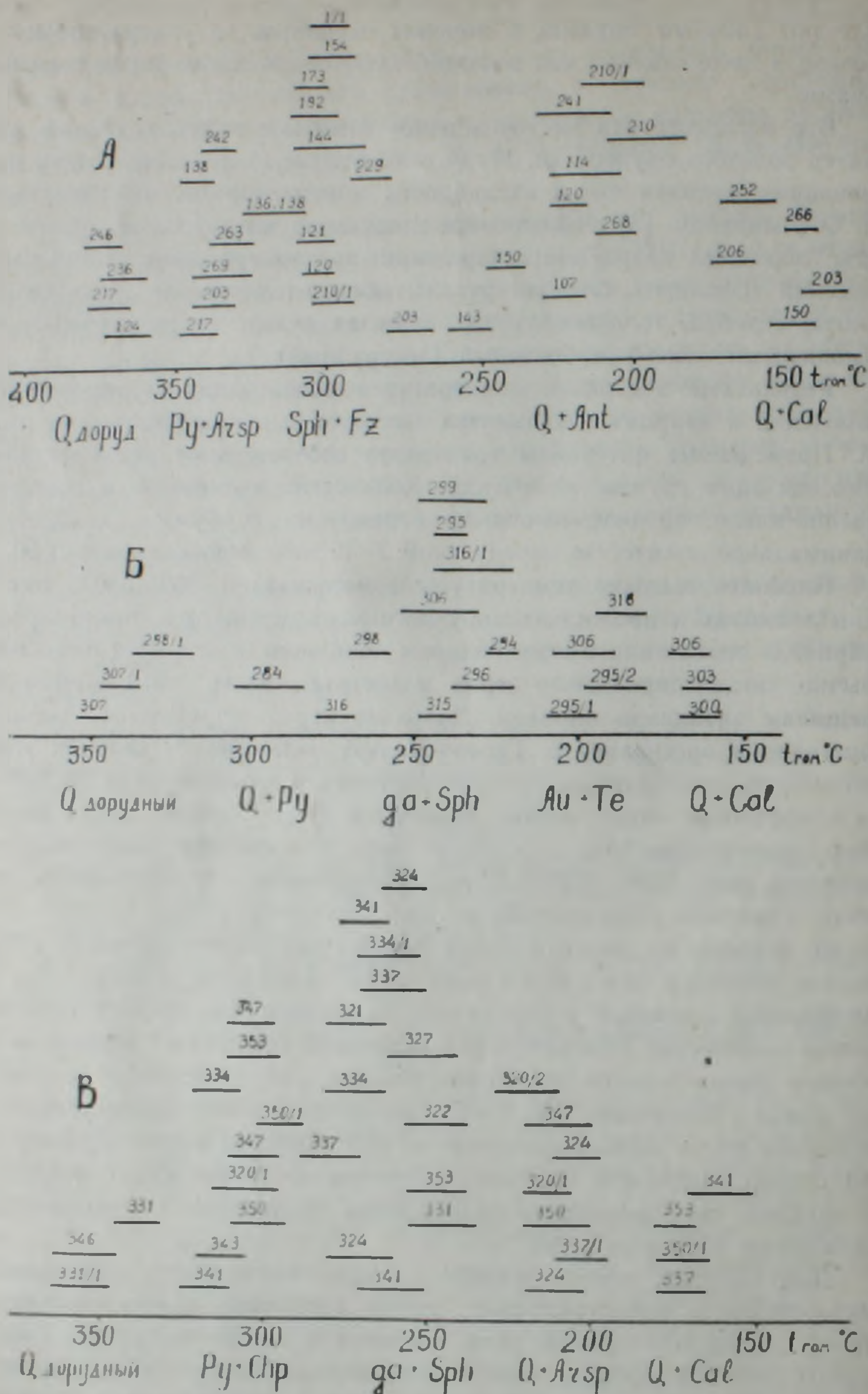


Рис. 1—Результаты измерения температур гомогенизации газово-жидких включений в кварцах и кальцитах месторождений: А) Зодского, Б) Меградзорского, В) Тейского. Обозначения: Q—кварц; Te—теллур; Chp—халькопирит; Py—пирит; Arsp—арсенопирит; Ga—галенит; Au—золото; Sph—сфалерит; Fz—блеская руда; Ant—антимонит; Cal—кальцит; 192—номер образца и температурный интервал гомогенизации.

ладают (обр. 192). Температура гомогенизации этих включений 300—340°C. Нам не удалось обнаружить какой-либо разницы в температурах гомогенизации включений в образцах полиметаллической руды и в образцах с развитием золото-теллуровой минерализации. Вероятно, формирование этих двух наиболее важных ассоциаций происходило почти одновременно или, по крайней мере, в условиях постоянства температур минералообразующих растворов. Необходимо отметить, что в кварцах продуктивных ассоциаций обнаруживается довольно большое количество вторичных включений. Такие включения, как правило, располагаются вдоль линейно вытянутых зон в кристаллах кварца. Обычно они двухфазовые газовой-жидкие. Газовый пузырек в них составляет 15—20% общего объема включения. Температура гомогенизации таких включений 120—140°C. Встречаются и чисто жидкие включения.

На месторождении достаточно широко развита антимонитовая минерализация. В кварцах и кальцитах из прожилков с антимонитом обнаружены двухфазовые газовой-жидкие включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу при температурах 190—250°C. Гораздо реже встречаются включения, гомогенизирующиеся при температурах 270—280°C.

В кварцах и кальцитах из безрудных жил температуры гомогенизации газовой-жидких включений лежат в интервале от 130 до 190°C.

Обращает на себя внимание и тот факт, что температуры гомогенизации газовой-жидких включений, соответствующих дорудной и рудным ассоциациям, достаточно близки, в то время как между рудными

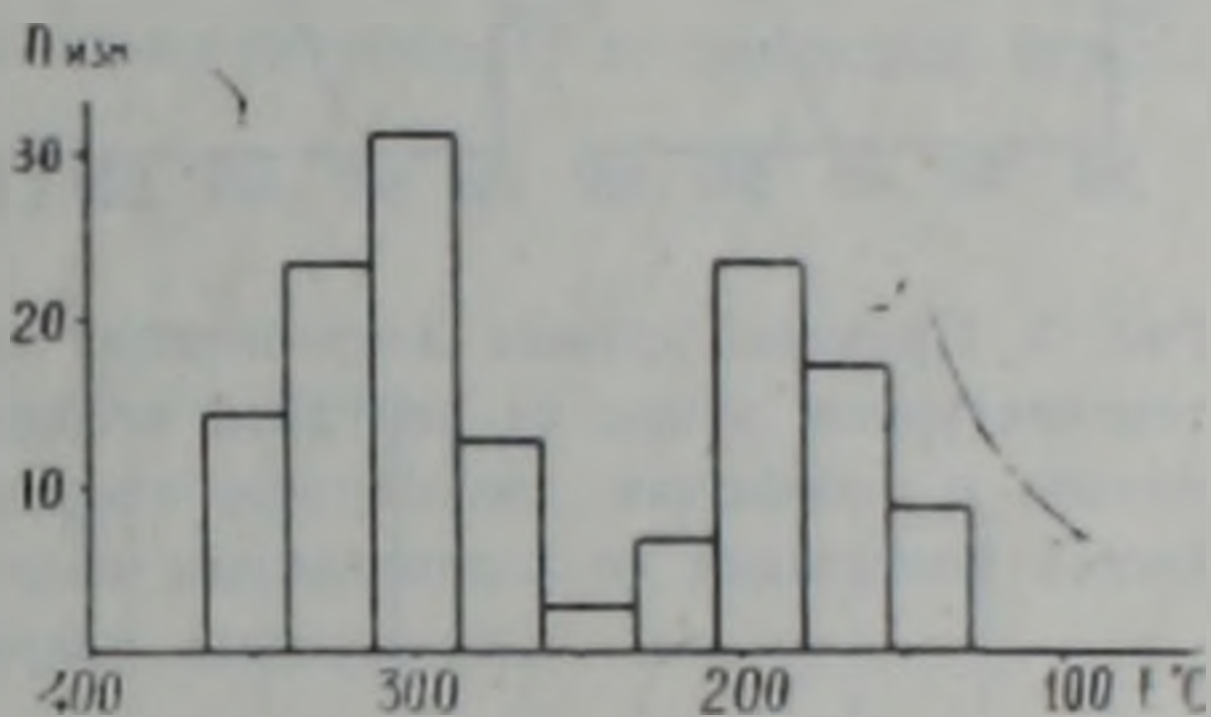


Рис. 2. Гистограмма распределения температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах и кальцитах Зодского месторождения.

и позднерудной (антимонитовой) ассоциациями наблюдается разрыв в температурах гомогенизации, составляющий примерно 50—60°C (см. рис. 1А). Особенно хорошо это видно из анализа гистограммы распределения температур гомогенизации, построенной по данным всех выполненных измерений (рис. 2). Легко видеть, что на гистограмме имеется два четко выраженных максимума—один, соответствующий температурному интервалу 300—320°C (т. е. температурам формирования основных продуктивных ассоциаций), и другой—180—200°C (т. е. температурам формирования антимонитовой ассоциации). Такой характер гистограммы свидетельствует, по нашему мнению, в пользу того положения, что формирование антимонитовой ассоциации месторождения связано с поступлением новых порций гидротермального раствора. Вероятно, существовал значительный временной разрыв между формированием рудных тел, представленный ранними ассоциациями место-

рождения с одной стороны, и сульфoантимонитовой с другой. Этим, вероятно, объясняется и отмеченный выше значительный разрыв в температурах образования этих ассоциаций. В пользу верности такой трактовки свидетельствует и отмечаемая по геологическим наблюдениям значительная обособленность рудных тел, представленных кварц-антимонитовой ассоциацией [3].

Было выполнено около сорока определений температур декрепитации кварцев из рудных тел месторождения. Температуры декрепитации систематически выше температур гомогенизации. Разница составляет примерно 80—90°C. Типичные кривые декрепитации приведены на рис. 3. Судя по характеру большинства кривых, процент вто-

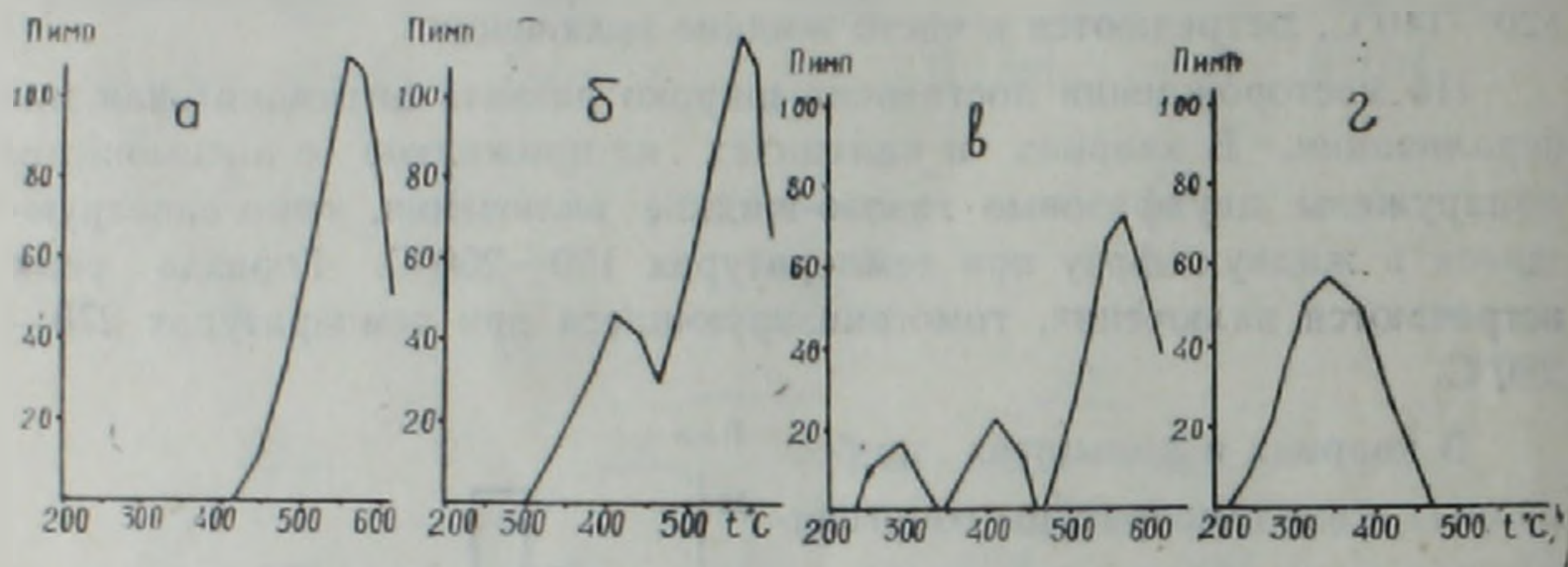


Рис. 3. Примеры кривых декрепитации кварца Зодского месторождения: а) высокотемпературный кварц из дорудной ассоциации; б) кварц из полиметаллической ассоциации с небольшим количеством вторичных включений; в) кварц из полиметаллической ассоциации со значительным количеством вторичных включений; г) кварц из пострудных кварц-кальцитовых жил.

ричных включений не велик. Исключение составляют некоторые кварцы, извлеченные из обогащенных золотом участков рудного тела («рудных столбов»). Вероятно, образование обогащенных участков сопровождается неоднократным развитием процессов трещинообразования и поступлением гидротермальных растворов, с чем и связано присутствие в одном препарате кварца нескольких генераций газожидких включений.

Гистограмма распределения температур декрепитации также обнаруживает (рис. 4) два максимума при 470—480°C и при 320°C. Нам представляется, что это является следствием того же явления, что и в случае, описанном для определений температур гомогенизации.

Второй исследуемый объект, Меградзорское месторождение, расположен на стыке Севано-Амасийской и Памбак-Зангезурской металлогенических зон. Район месторождения сложен палеозойскими метаморфическими сланцами, осадочными и вулканогенно-осадочными породами мела, эоцена и миоплиоцена. Рудные тела представлены кварц-карбонат-сульфидными жилами и прожилками, заключенными в зонах гидротермально измененных пород. Выделяются следующие

стадии минералообразования: дорудная кварцевая, кварц-пиритовая, полиметаллическая, золото-теллуровая и кварц-карбонатная [1].

Температуры гомогенизации кварцев основных минеральных ассоциаций месторождения приведены на рис. 1Б. Легко видеть, что наиболее часто встречаются включения, гомогенизирующиеся при 230—250°C. Минералогический анализ показывает, что эти цифры соответствуют кварцам продуктивной полиметаллической ассоциации. Включений с жидкой углекислотой не обнаружено. Несколько большими температурами гомогенизации (250—280°C) обладают кварцы из рудных тел с золото-теллуровой минерализацией. Температуры гомогенизации кварцев из безрудных кварц-кальцитовых жил 160—170°C. Все типы включений гомогенизируются в жидкую фазу. Замеры температур гомогенизации газовой-жидких включений из дорудных кварцев дали достаточно высокие температуры — 330—360°C. Эти включения гомогенизируются как в жидкую, так и в газовую фазы. Таким образом, основная часть рудного процесса укладывается в температурный интервал 200—300°C. Если мы сравним данные, полученные для этого объекта, с результатами, полученными для месторождения Севано-Амасийской зоны, то легко видеть, что температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах продуктивных ассоциаций здесь несколько ниже.

Изучалось также Тейское месторождение Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны, залегающее в вулканогенных породах, прорванных крупными интрузивными массивами гранодиоритового и гранитного состава. По Ш. О. Амиряну и Г. А. Туняну [2] выделяются следующие минеральные ассоциации: дорудная кварцевая, пирит-халькопиритовая, полиметаллическая, кварц-арсенопиритовая, лопаточная кварц-кальцитовая. Результаты измерения температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах, представляющих все

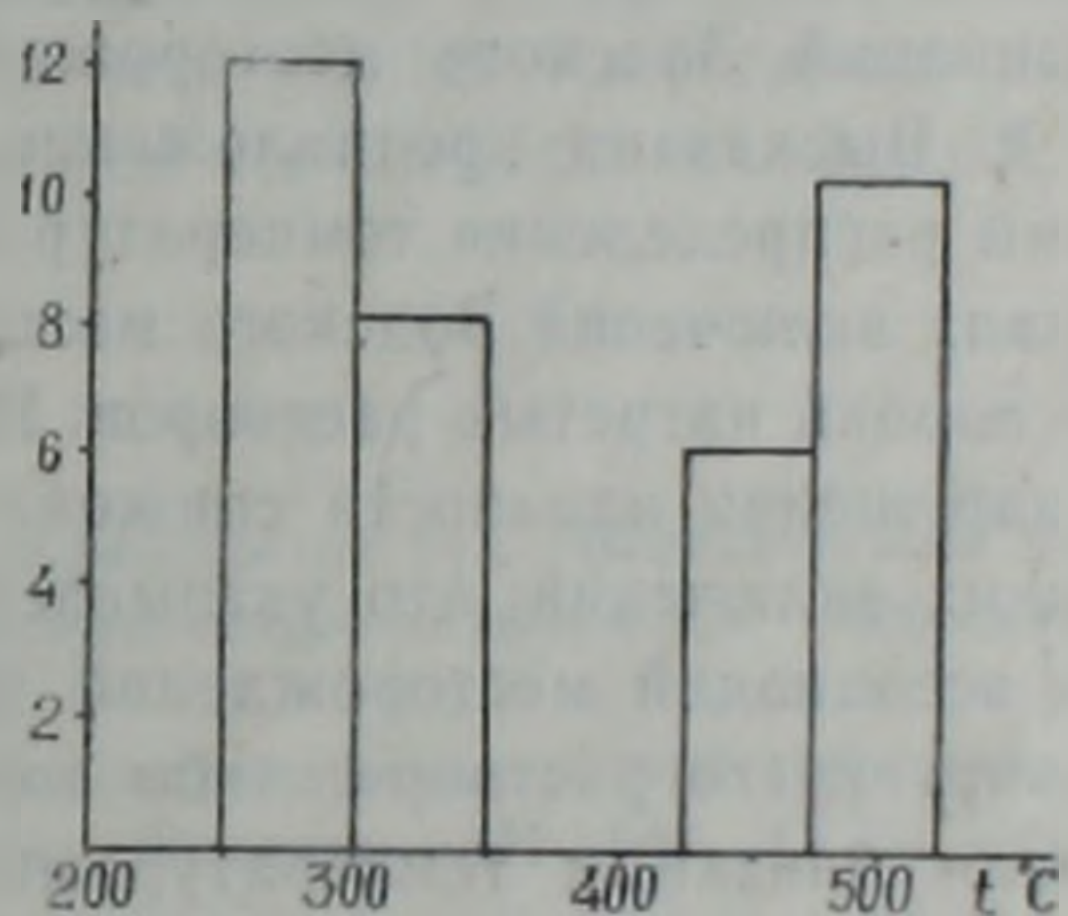


Рис 4. Гистограмма распределения температур декрепитации газовой-жидких включений в кварцах Зодского месторождения.

минеральные ассоциации месторождения, представлены на рис. 1В. Наиболее высокие температуры отмечены для включений в кварцах серого цвета из дорудных, практически бессульфидных жил. Газовая фаза в таких включениях занимает 60—80% общего объема, гомогенизация происходит в газовую фазу при температуре 340—350°C. Несколько более низкие температуры гомогенизации включений отмечены в кварцах из пирит-халькопиритовых жил и зон. Здесь газовая фаза составляет 50—70% объема включения температуры гомогенизации

290—320°C в жидкую фазу. В молочно-белых кварцах из галенит-сфалеритовых рудных тел встречено большое количество двухфазных газовой-жидких включений, газовая фаза, около 50%, гомогенизируется при температуре 230—280°C. Газово-жидкие включения из кварцев арсенопиритовой ассоциации содержат газовый пузырек, составляющий 40—45% от общего объема включения. Температура гомогенизации 190—220°C. И, наконец, водяно-прозрачные кварцы из пострудных кварц-кальцитовых жил обладают включениями с газовой фазой, составляющей 20—25% общего объема включения. Температура гомогенизации 160—180°C.

Выводы

1. Изучены газово-жидкие включения в кварцах и кальцитах основных минеральных ассоциаций трех близких по минеральному составу и характеру рудных парагенезисов месторождений Армянской ССР. Выделены четыре основных типа включений.

2. Установлено, что температуры гомогенизации кварцев и кальцитов укладываются в интервале 140—380°C, причем наиболее высокие температуры отмечены для Зодского месторождения. Оценены температурные интервалы формирования минеральных ассоциаций месторождений.

3. Установлена постоянная приуроченность трехфазовых газово-жидких включений с жидкой углекислотой к кварцам из продуктивных ассоциаций Зодского месторождения.

4. Высказано предположение, что бимодальный характер гистограмм распределения температур гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений Зодского месторождения связан с поступлением новых порций нагретых растворов. На двух других объектах не обнаружено нарушения плавности снижения температур гомогенизации газово-жидких включений, что указывает на то, что формирование минеральных ассоциаций месторождений происходило либо из единого эволюционирующего раствора, либо последовательные порции растворов обладали близкими температурами.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР
ГЕОХИ АН СССР

Поступила 28.1.1980.

Ս. Ս. ԳՐԻԴՈՐՅԱՆ, Ս. Վ. ԿՈՉԵՐՆԿՈ, Բ. Հ. ՄԱՆՈՒՋԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՄԻ ՔԱՆԻ ՈՍԿԵՐԵՐ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ
ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԶԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ն Վ

Զոդի, Մեղրաձորի և Թեյի հանքավայրերում, քվարցի և կալցիտի միներալներում գազահեղուկային ներփակումների ուսումնասիրությունների հիման վրա առանձնացվում են չորս հիմնական տեսակի ներփակումներ, Պարզվում է,

որ հոմոգենացման ջերմաստիճանը տատանվում է $140-330^{\circ}\text{C}$ սահմաններում, ըստ որում ավելի բարձր ջերմաստիճաններ նշվում են Զոդի հանքավայրի նկատմամբ: Պարզաբանված են նաև միներալային ասոցիացիաների կազմավորման ջերմաստիճանային սահմանները: Զոդի հանքավայրում նկատվում է մշտական կապ երեք ֆազանի ներփակումների (գազ-հեղուկ-հեղուկ ածխաթթու) և արդյունաբերական նշանակություն ունեցող ասոցիացիաների թվարցի միջև:

Ի տարբերություն Մեղրաձորի և Թեյի, Զոդի հանքավայրում նկատվում է հիդրոթերմալ լուծույթների աստիճանական սառեցման խախտում, որը բացատրվում է նոր, տաք լուծույթների ներթափանցումով:

S. S. GRIGORIAN, S. V. KOZARENKO, B. H. MANUCHARIANTZ

THE FORMATION TEMPERATURE CONDITIONS OF SOME ARMENIAN SSR GOLD ORE DEPOSITS

Abstract

Four main types of gaseous-liquid inclusions are marked out by methods of homogenization and decrepitation by which the ore deposits mineral associations formation temperature intervals are estimated.

A constant connection between three-phase gaseous-liquid inclusions with liquid carbon dioxide and quartzes from productive associations is revealed. Homogenization and decrepitation temperatures decreasing smoothness infringements are marked for the Zod ore deposit.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирян Ш. О., Карапетян А. И. Минеральный состав руд Меградзорского золоторудного месторождения. Сб. Экспериментально-методические исследования рудных минералов «Наука», М., 1965.
2. Амирян Ш. О., Тунян Г. А. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 5, 1971.
3. Амирян Ш. О. Зодское золоторудное месторождение. В кн. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1974.
4. Долгов Ю. А. Включения сетчатых кварцев в пегматитах Волыни и данные термозвукового анализа. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 2, 1967.
5. Ермаков Н. П. Метод растрескивания в минералогической термометрии. Минерал. сб. Львов, геол. об-ва, № 4, 1950.
6. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьков. ун-та, 1950.
7. Калюжный В. А. Усовершенствованная микротермокамера для анализа жидких включений. Тр. ВНИИП, т. 2, в. 2, 1958.
8. Магакьян Н. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. Сб. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII, Современные проблемы металлогении, М., 1967.
9. Наумов В. Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации. В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 2, «Наука», 1968.

АДК 624.191.8 : 531.482

Е. Г. ЗАВРНЯН, А. А. САНАГЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ РАБОТЫ ТОННЕЛЬНЫХ ОБДЕЛОК
НА УЧАСТКАХ СО СЛОЖНЫМИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

При строительстве тоннелей в сложных геологических условиях является весьма важным точно выявить напряжения в тоннельной обделке. Это позволит уже в начале строительства определить величину горного давления, установить наличие резервов в работе тоннельных конструкций и выяснить в натурных условиях коэффициент запаса тоннельной обделки.

В качестве динамометров, измеряющих усилия или напряжения в обделке, нами предлагаются приборы со взятием отсчетов механизмами. Электронная измерительная аппаратура подвержена в условиях тоннелей повреждениям под влиянием электрических и магнитных полей, имеющих в тоннеле, показания приборов искажаются. Оборудование со взятием отсчетов механизмами не имеет недостатков, приборы просты по конструкции и надежны при длительной эксплуатации.

На основе испытаний приборов различных типов в качестве основного прибора нами сконструирован динамометр в виде стального двутавра с поперечинами-траверсами (рис. 1). Нагрузка, воспринимаемая стенкой двутавра, вызывает перемещение траверсов с закрепленными на концах шариками. Винты служат для начальной регулировки длины измерительного створа.

Для взятия отсчетов применяется наиболее простая конструкция механического измерителя, которым служила мессура (индикатор) с точностью один микрометр. Описанный измерительный створ (рис. 1) образован двумя шариками диаметром 4 мм. При взятии отсчета на нижний шарик опирается металлическая трубочка внутренним диаметром 3,5 мм, которая неподвижно закреплена на корпусе мессуры.

В верхний шарик створа опирается штифт мессуры, снабженный на конце трубочкой. Отсчет на циферблате мессуры отличается высокой стабильностью.

Важно отметить, что приращение длины створа фиксируется мессурой как изменение расстояния между центрами шариков. Это обстоятельство обеспечивает высокую точность измерений.

В случае закладки во время бетонирования обделки траверсный динамометр снабжается кожухом из металлического листа, который препятствует проникновению свежей бетонной массы внутрь прибора.

На рис. 2 показаны результаты гарировки траверсных динамометров под прессом. По горизонтали отложены усилия пресса в тс, по вертикали—деформации створов, измеренные мессурой, выраженные в тысячных долях мм. Отсчеты брались в двух измерительных сечениях динамометров: створы 1 и 3 располагались в первом сечении, а створы 2 и 4—во втором.

На первый взгляд графики 1,2, 3,4 не дают закономерной картины. Оба сечения имеют не одинаковые по величине и даже по знаку деформации створов, что свидетельствует о внецентренном приложении нагрузки. Графики имеют резкий перелом после начальной стадии загрузки. Совсем иная картина получается если взять среднее арифметическое по створам данного сечения, т. е. определить деформацию сжатия оси стенки двутавра. Полученные графики 1—3 и 2—4 весьма близки к прямолинейным. Характерно также, что определенная теоретическим расчетом величина деформации сжатия стенки двутавра при нагрузке 20 тс отклоняется от данных эксперимента всего лишь на 7%.

При закладке траверсных динамометров следует учитывать, что прибор имеет сравнительно значительную высоту, порядка 16 см. В связи с этим предусматривается устройство в обделке специального отсека. На рис. 3а показано поперечное сечение стены тоннеля с динамометром, пересекающим всю толщину стены до горной породы. Отсек образован специальными швами, обеспечивающими свободную деформацию выделенных из тела обделки бетонных блоков. На рис. 3б показаны два динамометра, загруженные этими блоками.

Устройство опытного отсека позволяет резко снизить влияние усадочных деформаций бетона на показаниях динамометров.

Действительно, рассмотрим работу жесткого динамометра целиком окруженного бетоном без наличия деформационных швов. Принимаем, что деформация усадки бетона равняется 0,02 см на 1 м длины.

Тогда в бетоне, вблизи жесткого динамометра, возникнут напряжения, равные:

$$\sigma = \frac{0,02}{100} \times 2 \times 10^5 = 40 \text{ кгс/см}^2.$$

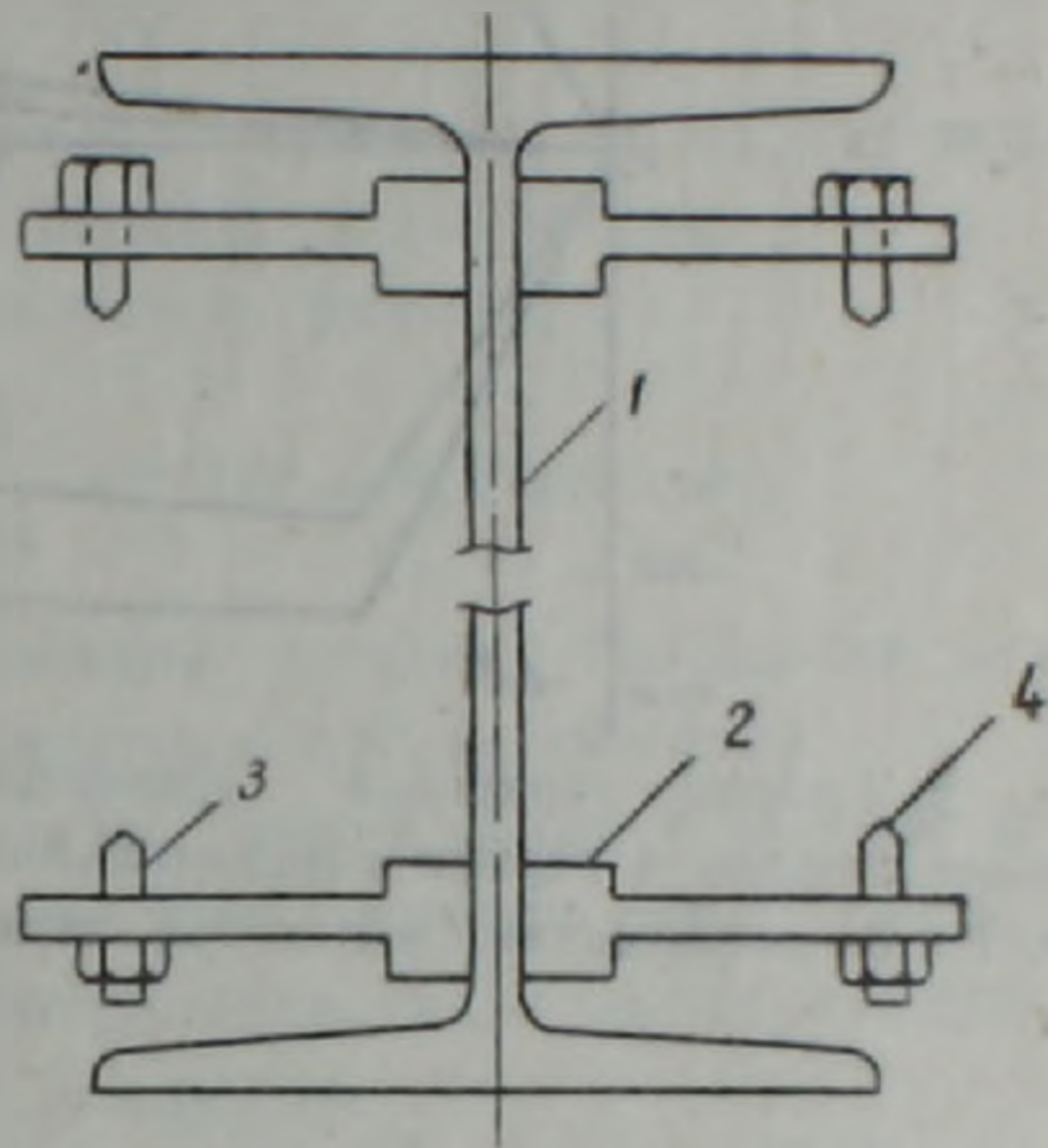


Рис. 1. Траверсный динамометр. 1—стечка двутавра, 2—поперечина (траверс), 3—винт для регулировки длины измерительного створа, 4—стальной шарик диаметром 4 мм.

Переходим теперь к схеме работы динамометров. Согласно рис. 36, принимаем высоту динамометра, высоту и ширину отсека соответственно равными 16, 100 и 70 см.

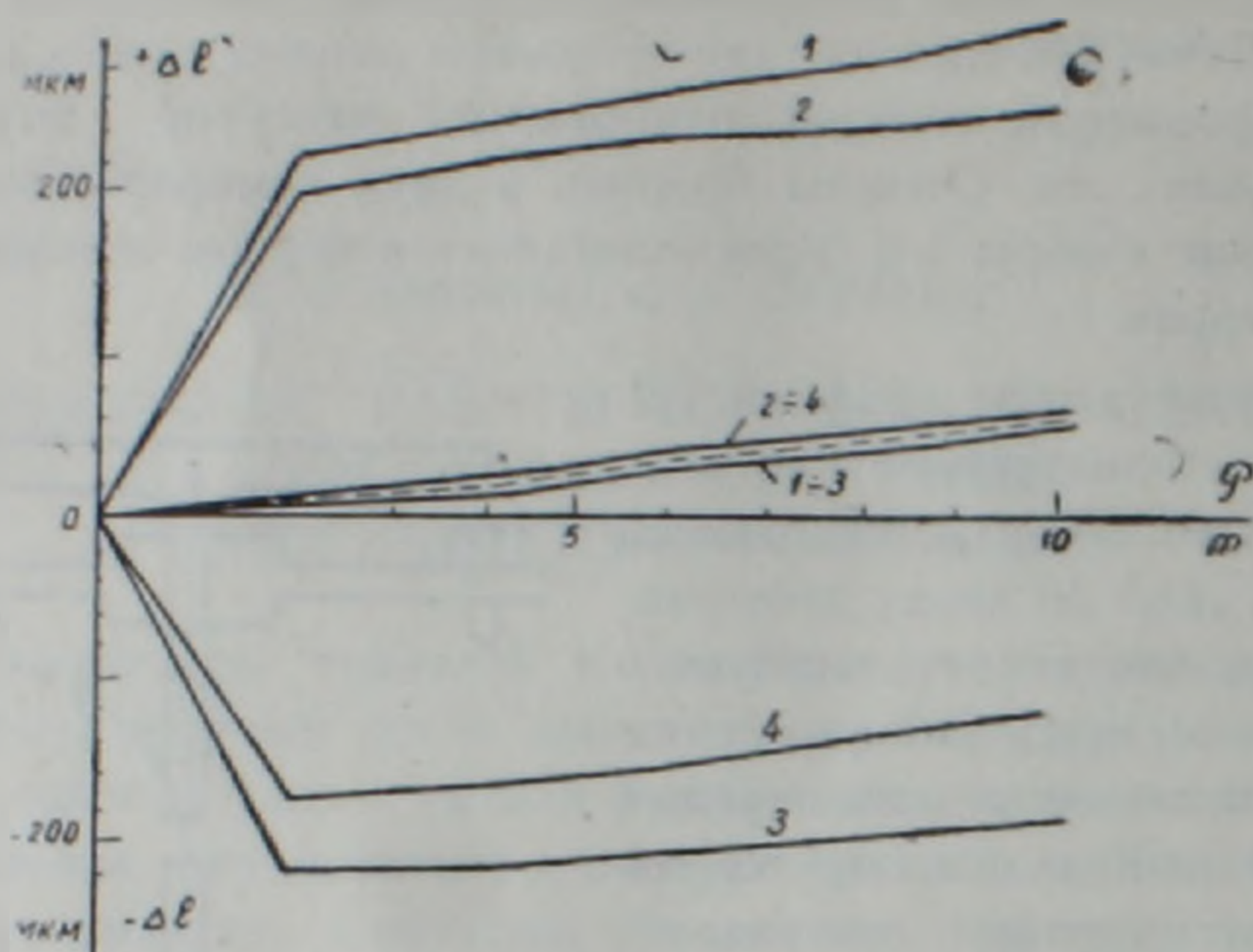


Рис. 2. График тарировки траверсного динамометра. 1 и 3—деформации по длинным створам в первом измерительном сечении двутавра, 2 и 4—для второго сечения, 1 и 3—деформации сжатия оси стенки в первом сечении, 2 и 4—то же для второго сечения

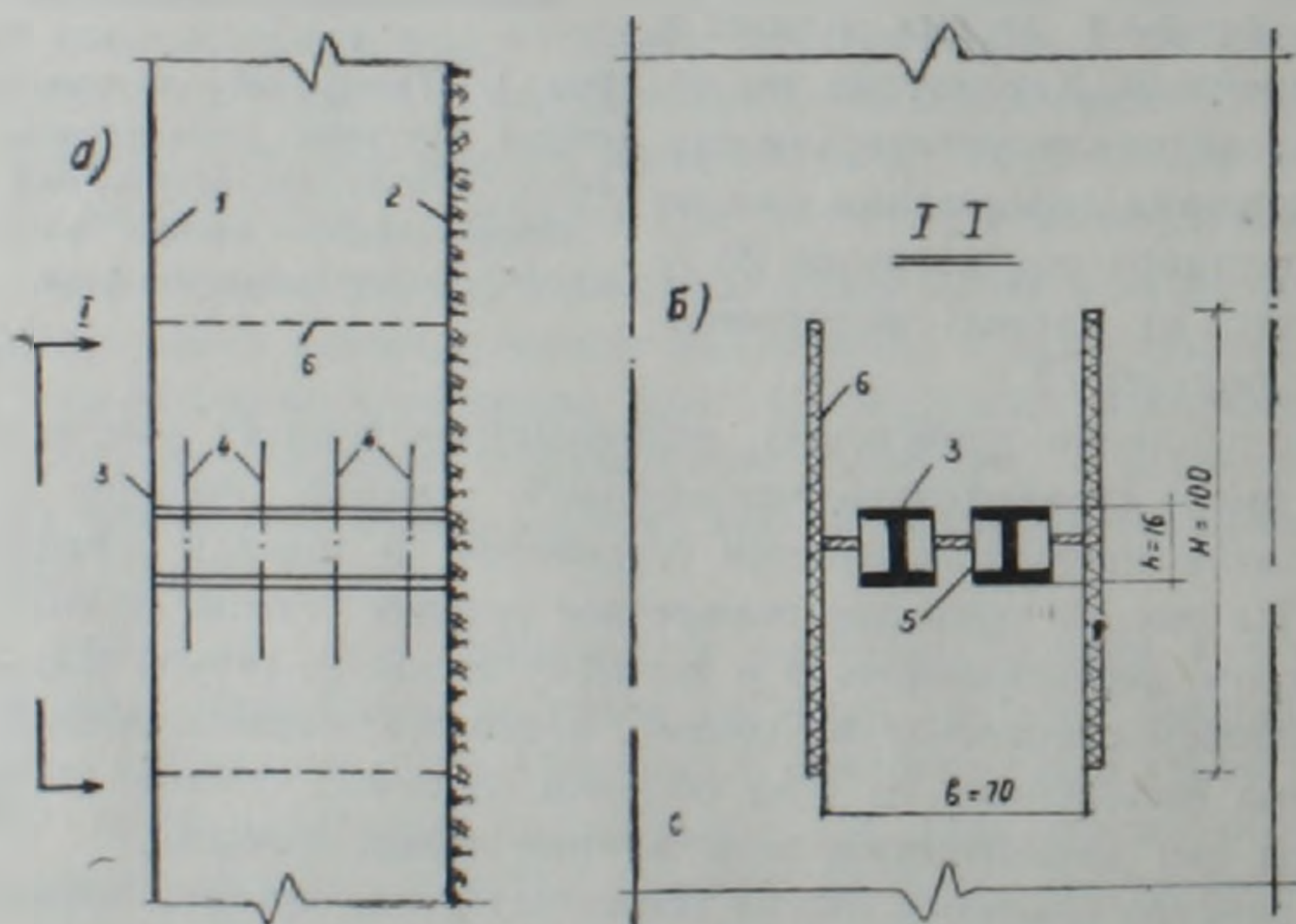


Рис. 3. Опытный отсек в обделке тоннеля. 1—стена тоннеля, 2—горная порода, 3—стальной двутавр, 4—измерительные створы динамометра, 5—защитный кожух, 6—деформационные швы, 6—вид изнутри тоннеля.

Согласно исследованиям, проведенным в МИСИ под руководством проф. М. М. Гришина, на приборы, имеющие форму диска, действует с каждой стороны активная зона бетона высотой, равной 0,5 диамет-

ра прибора. Применяя это правило к опытному отсеку, получим полную высоту активной зоны бетона, действующей на динамометры (рис. 36):

$$H_1 = H + \frac{b}{2} \cdot 2 - h = 154 \text{ см.}$$

По высоте отсека усадочные деформации будут проходить беспрепятственно, кроме участка высотой 16 см, занятого динамометром.

Абсолютная величина деформации усадки этого участка составит:

$$\Delta h = \epsilon \cdot h = \frac{0,02}{100} \cdot h.$$

Деформация усадки бетона опытного отсека будет на эту величину меньше, чем деформация усадки соседней зоны бетона.

В бетоне отсека возникает напряжение, равное:

$$\sigma = \frac{\Delta h}{H_1} \cdot E = \frac{0,02}{100} \cdot \frac{16}{154} \cdot 2 \cdot 10^9 = 4,1 \text{ кгс см}^2.$$

Таким образом, поправка на влияние усадки бетона не велика, если динамометры расположены в опытном отсеке обделки.

Предложенная методика определения напряжений в натуре в горной породе имеет удовлетворительную для практических целей точность и может быть применена при строительстве и эксплуатации тоннелей для решения весьма сложных вопросов.

Ереванская лаборатория тоннелей

Поступила 27.X.1978.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.832.7

Ю. Б. ДАВЫДОВ, В. Ф. КУЗИН

ПРЯМАЯ ЗАДАЧА НЕЙТРОННОАКТИВАЦИОННОГО
КАРОТАЖА НА ФТОР С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ СКВАЖИНЫ

При разведке месторождений плавленого шпата, фосфоритов и апатитов для подсчета запасов фторсодержащих полезных ископаемых широко используется нейтронный активационный каротаж на фтор с использованием интегральной [1, 2] и спектрометрической [6, 7] аппаратуры. Успехи, достигнутые в области практического определения содержания фтора по данным нейтронноактивационного каротажа, требуют дальнейшего развития теории метода. С этой целью в работах [4, 5] было исследовано пространственное распределение наведенного гамма-излучения в среде с переменным содержанием фтора для случая, когда влиянием скважины можно пренебречь. С целью увеличения точности подсчета запасов фтора представляет интерес теоретическая разработка особенностей активационного каротажа на фтор с учетом влияния скважины.

Ниже рассматривается прямая задача нейтронного активационного каротажа на фтор с учетом влияния скважины. Расчетным методом исследуется влияние скважины на пространственное распределение наведенного гамма-излучения фтора. Задача решается применительно к интегральному варианту метода. Для расчета потока наведенного гамма-излучения используется групповое диффузионное приближение теории переноса проникающего излучения [3].

Задача формулируется следующим образом. Задана гетерогенная двухслойная среда с круговой цилиндрической границей раздела радиусом $r = r_0$. Внутренняя среда ($r < r_0$) относится к скважине и заполнена буровым раствором или водой. Внешняя среда ($r \geq r_0$) сложена однородной по физическим свойствам горной породой с равномерным распределением фтора, известной плотностью, влажностью и вещественным составом. На оси скважины расположен точечный источник быстрых нейтронов мощностью Q . Требуется найти пространственное распределение потока гамма-излучения, наведенного в скважине и окружающей ее среде.

При облучении фторсодержащих горных пород нейтронами ампульных источников выход продукта реакции $F^{19}(n, a)N^{16}$ на быстрых нейтронах всегда превосходит выход сопутствующих $F^{19}(n, \gamma)F^{20}$, $F^{19}(n, p)O^{19}$ и интерферирующих $O^{16}(n, p)N^{16}$, $N^{15}(n, \gamma)N^{16}$ реакций.

Поэтому для решения задачи достаточно исследовать наведенную активность азота-16, возникающую при облучении среды $Po-Be$ — источником нейтронов.

Принимая среднюю начальную энергию $Po-Be$ -источника нейтронов, равной 5 МэВ, и учитывая, что энергетический порог реакции $F^{19}(n, \alpha)N^{16}$ составляет 1,5 МэВ, можно считать, что активация осуществляется только на быстрых нейтронах, которые можно объединить в одну группу. Наведенное гамма-излучение азота-16 объединим в другую группу.

Введем цилиндрическую систему координат (r, z, φ) так, чтобы ось z совпадала с осью скважины. Тогда перенос наведенного гамма-излучения определяется системой дифференциальных уравнений [3]:

$$D_{\gamma k} \Delta \Phi_{\gamma k}(r, z) - \Sigma_{\gamma k} \Phi_{\gamma k}(r, z) = -k_a \Sigma_{nk} \Phi_{nk}(r, z) \delta_{kr} \quad (1)$$

при граничном условии

$$\Phi_{\gamma k}(r, z) < \infty \quad (2)$$

и условиях сопряжения на границе раздела $r=r_0$

$$\Phi_{\gamma c}(r, z) = \Phi_{\gamma r}(r, z), \quad (3)$$

$$D_{\gamma c} \frac{\partial \Phi_{\gamma c}(r, z)}{\partial r} = D_{\gamma r} \frac{\partial \Phi_{\gamma r}(r, z)}{\partial r}, \quad (4)$$

где $k=c, r$ — индексы, относящиеся к скважине и пласту, $\Phi_{\gamma k}(r, z)$ — поток наведенного гамма-излучения, Δ — оператор Лапласа, $D_{\gamma k}$, $\Sigma_{\gamma k}$ — коэффициент диффузии и сечение поглощения наведенного гамма-излучения, $\Phi_{nk}(r, z)$ — поток быстрых нейтронов источника в одногрупповом приближении [4], Σ_{nk} — полное сечение увода первичных нейтронов, k_a — коэффициент активации, который совпадает со средним числом гамма-квантов на акт увода первичного нейтрона из единицы объема среды и определяется выражением $k_a = \Sigma_a \mu / \Sigma_{nr}$, где Σ_a — макросечение реакции $F^{19}(n, \alpha)N^{16}$ в диапазоне энергий 1,5–5 МэВ, μ — выход гамма-квантов на акт (n, α) — реакции, δ_{kr} — символ Кронекера-Вейерштрасса, равный единице при $k=r$ и нулю при $k \neq r$.

Решение задачи находится путем использования прямого и обратного интегрального преобразования Фурье по z и имеет вид:

$$\Phi_{\gamma k}(r, z) = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty N_{\gamma k}(r, a) \cos az dz, \quad (k=c, r), \quad (5)$$

где

$$N_{\gamma c}(r, a) = \beta_{\gamma c}(a) I_0(\mu_{\gamma c} r), \quad (6)$$

$$N_{\gamma r}(r, a) = \beta_{\gamma r}(a) K_0(\mu_{\gamma r} r) + a_r \beta_{nr}(a) K_0(\mu_{\gamma r} r), \quad (7)$$

$$\beta_{\gamma c}(a) = \frac{1}{\Delta_\gamma} [D_{\gamma r} \mu_{\gamma r} K_1(\mu_{\gamma r} r_0) x + K_0(\mu_{\gamma r} r_0) x'], \quad (8)$$

$$\beta_{\gamma r}(a) = \frac{1}{\Delta_{\gamma}} [I_0(\mu_{\gamma c} r_0) x' - D_{\gamma c} \mu_{\gamma c} I_1(\mu_{\gamma c} r_0) x], \quad (9)$$

$$x = a_r \beta_{nr}(a) K_0(\mu_{nr} r_0), \quad (10)$$

$$x' = -D_{\gamma r} \mu_{nr} a_r \beta_{nr}(a) K_1(\mu_{nr} r_0), \quad (11)$$

$$\beta_{nr}(a) = \frac{Q}{4\pi \Delta_n r_0}, \quad (12)$$

$$\Delta_{\gamma} = D_{\gamma r} \mu_{\gamma r} I_0(\mu_{\gamma c} r_0) K_1(\mu_{\gamma r} r_0) + \\ + D_{\gamma r} \mu_{\gamma r} K_0(\mu_{\gamma r} r_0) I_1(\mu_{\gamma c} r_0), \quad (13)$$

$$\Delta_n = D_{nr} \mu_{nr} I_0(\mu_{nc} r_0) K_1(\mu_{nr} r_0) + \\ + D_{nr} \mu_{nr} K_0(\mu_{nc} r_0) I_1(\mu_{nc} r_0), \quad (14)$$

$$a_r = \frac{\Sigma_a \mu}{D_{\gamma r} (x_{\gamma r}^2 - x_{nr}^2)}, \quad (15)$$

$$x_{\gamma k}^2 = a^2 + x_{\gamma k}^2 (k = c, r), \quad x_{nr}^2 = a^2 + x_{nr}^2 (k = c, r)$$

$$x_{\gamma k}^2 = \frac{\Sigma_{\gamma k}}{D_{\gamma k}} (k = c, r), \quad x_{nr}^2 = \frac{\Sigma_{nr}}{D_{nr}} (k = c, r).$$

Здесь D_{nk} — коэффициент диффузии быстрых нейтронов в k -ой среде, $I_v(x)$, $K_v(x)$ — модифицированные функции Бесселя первого и второго рода, порядка v .

Важным следствием полученного решения является случай малого влияния скважины, возникающий при $r_0 \rightarrow 0$. Выполняя указанный предельный переход, получаем следующее выражение для пространственного распределения наведенного гамма-излучения в бесконечной однородной фторсодержащей среде:

$$\Phi_{\gamma r}(r, z) = \frac{k_a Q}{4\pi \Sigma_{\gamma r}} \frac{x_{\gamma r}^2 x_{nr}^2}{\sqrt{r^2 + z^2}} \left[\frac{e^{-x_{\gamma r} \sqrt{r^2 + z^2}}}{x_{nr}^2 - x_{\gamma r}^2} + \right. \\ \left. + \frac{e^{-x_{nr} \sqrt{r^2 + z^2}}}{x_{\gamma r}^2 - x_{nr}^2} \right]. \quad (16)$$

Максимальной величины поток наведенного гамма-излучения достигает в начале координат в точке $r \rightarrow 0$. Выполняя в выражении [16] предельный переход $r \rightarrow 0$, получаем оценку максимальной величины наведенной активности азота-16 в виде

$$\Phi_{\gamma r}(0,0) = \frac{k_a Q}{4\pi \Sigma_{\gamma r}} \frac{x_{\gamma r}^2 x_{nr}^2}{(x_{nr} + x_{\gamma r})}. \quad (17)$$

Анализ пространственного распределения наведенного гамма-излучения фтора выполнен расчетным методом для следующих условий измерения. Сухая силикатная среда, плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$, содержащая 1% флюорита, пересечена скважиной радиусом $r_0 = 6 \text{ см}$. Скважина за

полнена водой. Начальный порог регистрации наведенного гамма-излучения азота-16 принят равным 150 КэВ. Поперечное сечение реакции $F^{19}(n, \alpha) N^{16}$ для нейтронов $Po - Be$ — источника в диапазоне энергий от 1,5 до 5 МэВ принято равным 130 мбарн. При этом макросечение активации равно $\Sigma_a = 6,42 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$ на 1% CaF_2 .

На рис. 1 приведены результаты расчета пространственного распределения наведенного гамма-излучения азота-16. Анализ результатов рас-

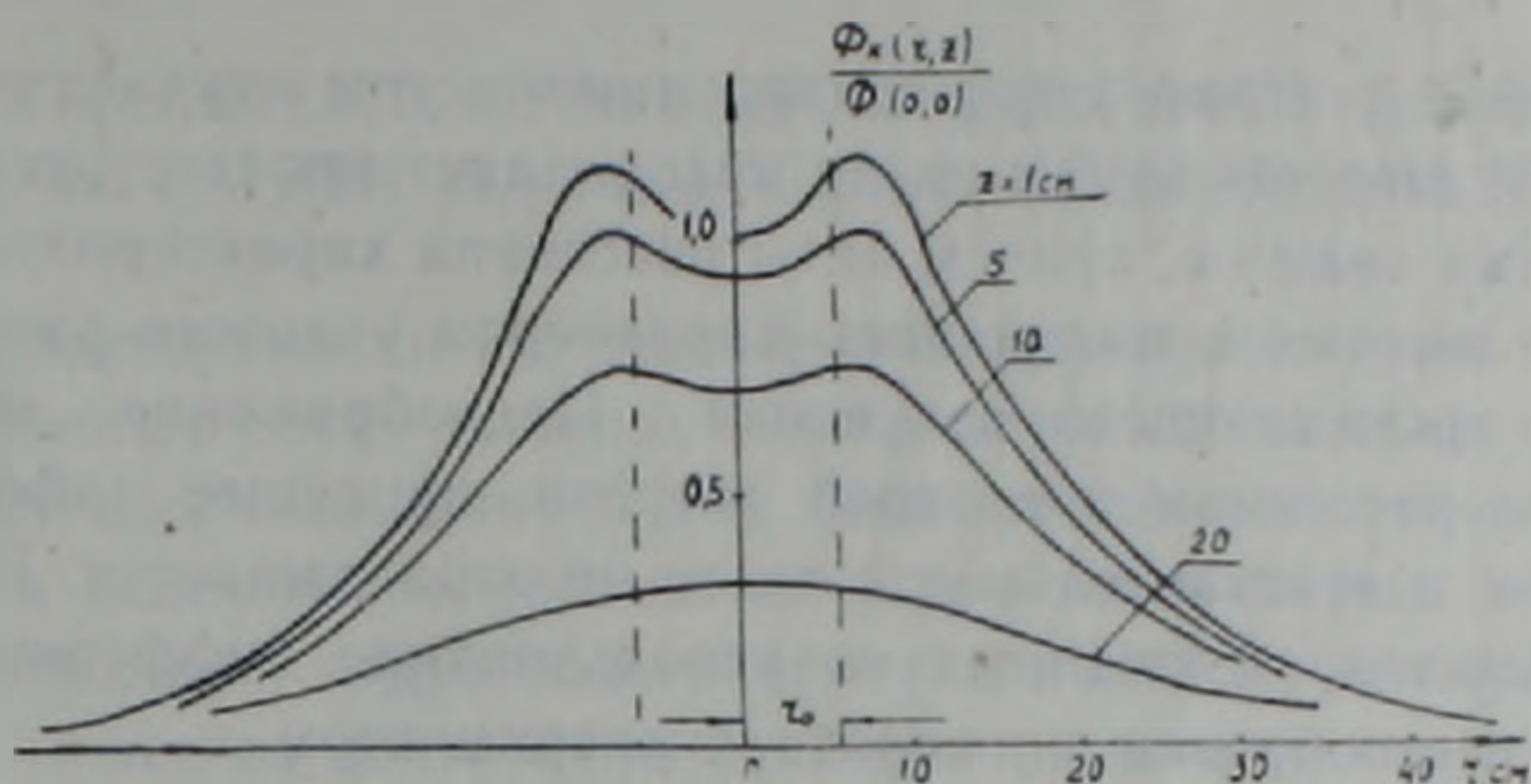


Рис. 1. Пространственное распределение наведенного гамма-излучения азота-16 в силикатной среде, пересеченной обводненной буровой скважиной.

чета позволяет сделать следующие выводы. Наличие обводненной скважины приводит к интенсивному ослаблению наведенного гамма-излучения в скважине. Максимальной величины поток достигает в области,

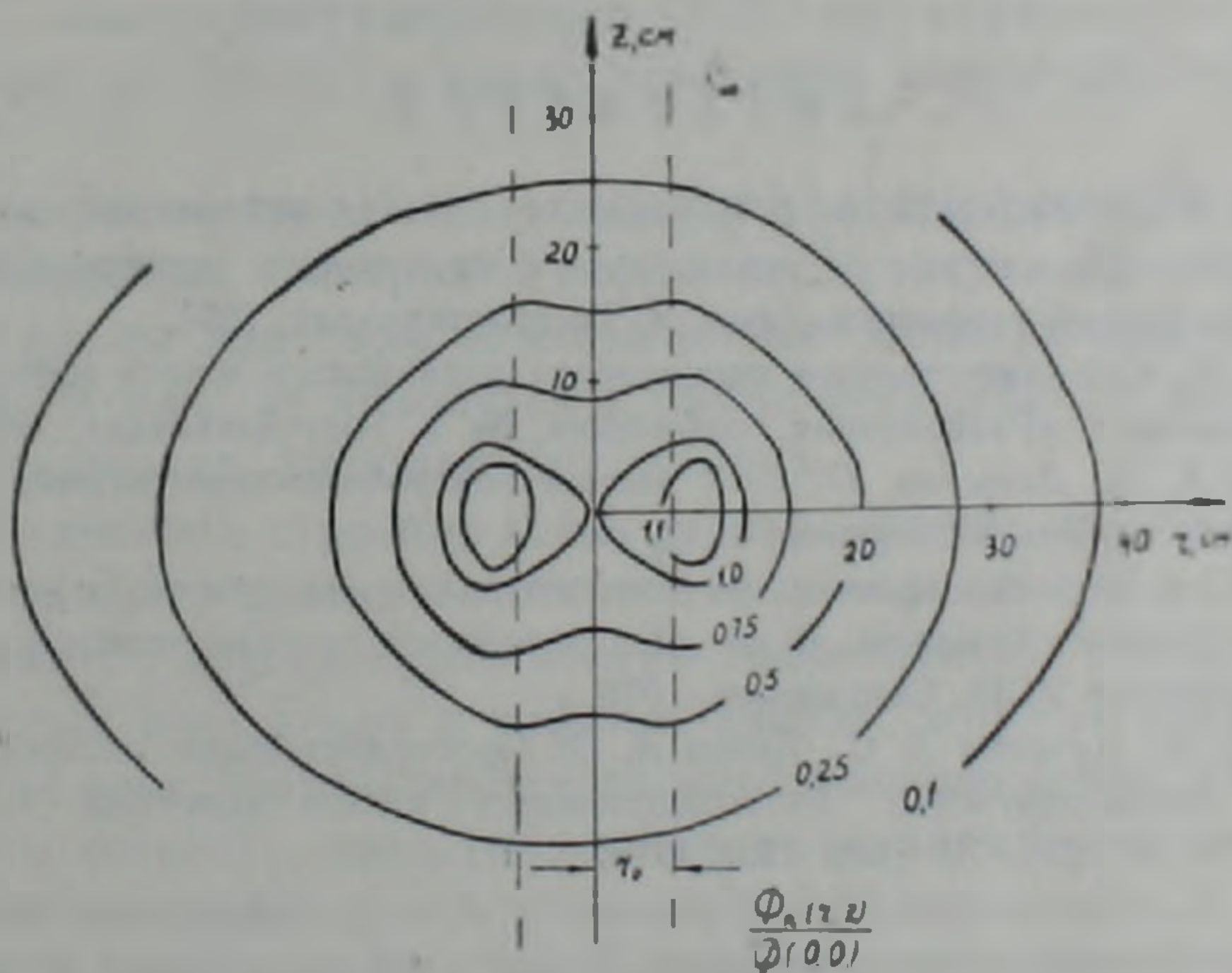


Рис. 2. Радиальное распределение наведенного гамма-излучения азота-16 в системе скважина—пласт.

расположенной напротив источника нейтронов у стенки скважины в окружающей ее среде. Это обстоятельство может служить обоснованием

методических рекомендаций о применении нулевых зондов и прижимных устройств при нейтронно-активационном каротаже на фтор.

Раднальное распределение потока наведенного гамма-излучения, приведенное на рис. 2, позволяет получить наглядное представление о пространственной локализации наведенного гамма-излучения на различном расстоянии от источника нейтронов. Из рисунка видно, что дефицит наведенного гамма-излучения в скважине наблюдается только в окрестности источника и при удалении от него на расстояние больше 20 см исчезает.

Полученное решение справедливо лишь в том случае, когда в рамках заданных энергетических групп преобладает процесс рассеяния нейтронов и гамма-квантов, причем акты рассеяния характеризуются малыми потерями энергии и изотропным характером углового распределения рассеянного проникающего излучения. Пренебрежение корреляцией между углом рассеяния и потерей энергии, присущее диффузионному приближению, в действительности часто не оправдывается. Поэтому результаты расчетов, основанных на использовании диффузионного приближения, целесообразно проверять экспериментом.

В условиях буровой скважины рассеяние является основным процессом, ответственным за перенос проникающего излучения, поэтому полученное в настоящей работе решение задачи по крайней мере качественно соответствует действительности.

Читинский политехнический институт,
Свердловский горный институт

Поступила 24.1.1980.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бардовский В. Я., Колпаков В. В. Применение метода нейтронной активации для выделения рудных зон в скважинах флюоритового месторождения. В сб. «Вопросы рудной геофизики», вып. 3, Госгеолтехиздат, 1961.
2. Бардовский В. Я. Количественное определение плавикового шпата методом наведенной активности. «Разведочная геофизика», № 1, Гостоптехиздат, 1964.
3. Возжеников Г. С., Давыдов Ю. Б. К теории нейтронноактивационных измерений в скважинах. «Атомная энергия», т. 42, вып. 3, 1977.
4. Давыдов Ю. Б. О распределении нейтронного излучения точечного источника в условиях буровой скважины. В сб. «Геофизические методы поисков и разведки», вып. 4, издание УПИ, Свердловск, 1978.
5. Давыдов Ю. Б., Кучурин Е. С., Кузин В. Ф. Пространственное распределение наведенного гамма-излучения фторсодержащего пласта конечной мощности. М., ВИНТИ, № 3256—79. Деп. 10.09.1979.
6. Кошелев И. П., Красноперов В. А., Шишакин О. В. и др. Применение активационного спектрометрического гамма-каротажа по азоту—16 при разведке фторсодержащего сырья. В сб. «Вопросы рудной геофизики в Казахстане», вып. 11, Алма-Ата, 1968.
7. Кошелев И. П., Красноперов В. А., Шишакин О. В. и др. О выборе режимов измерений при спектрометрическом активационном каротаже на фтор. В сб. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 11, «Недра», 1969.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 627.81 : 550.831 (479.25)

Г. Г. АСЛИБЕКЯН, М. Т. ТОНОЯН, А. П. ДАНИЕЛЯН, А. В. ПЕТРОСЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ФИЛЬТРАЦИИ НА АЗАТСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

При проектировании и строительстве водохранилищ в сложных инженерно-геологических условиях немаловажный интерес представляет выявление и прослеживание путей filtrаций, что позволяет целенаправленно и экономично проводить гидроизоляционные мероприятия.

Существующие гидрогеологические методы трудоемкие, дорогостоящие и не всегда достаточно надежны в получении информации о местонахождении фильтрационных утечек и путях их движения из водохранилищ.

Опытно-методические и производственные работы, выполненные институтами Арм. НИИ водных проблем и гидротехники и Армгипроводхоз на Апаранском и Карнутском водохранилищах, показали, что при изучении filtrаций, перспективным представляется применение геофизических методов, в частности, методов естественного электрического поля (ЕП), электропрофилирования (ЭП), вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), а также измерения скоростей придонных потоков (ИС).

В статье рассматриваются результаты электроразведочных исследований, проведенных сектором геофизики института Армгипроводхоз в 1976—1977 г.г. на Азатском водохранилище. Водохранилище проектной мощностью 70 млн. м³ находится в пойме реки Азат, к северо-востоку от села Ланджазат Арташатского района.

В геологическом строении чаши водохранилища принимают участие породы от нижнего эоцена до современных образований включительно. Породы нижнего эоцена представлены известняками с переслаиванием известковистых песчаников и туфопесчаников, которые обнажаются на левом склоне реки Азат. Широкое распространение имеют породы среднего эоценового возраста, представленные песчаниками, туфопесчаниками, аргиллитами и туфами.

Породы верхнего эоцена представлены чередованием слабых известковисто-туфогенных песчаников, аргиллитов и плотных загипсованных глин, которые развиты на правобережном склоне долины.

На размытой поверхности верхнего эоцена залегают валунно-галечные отложения плиоценового возраста, состоящие из различных изверженных и вулканогенно-осадочных пород с песчаным и супесчаным за-

полнителем. Учитывая фильтрационные свойства пород, слагающих чашу водохранилища, предполагалось, что фильтрация будет в основании и у бортовых примыканий плотины и поэтому было рекомендовано осуществление противофильтрационных цементационных мероприятий по бортам водохранилища и создание бетонной завесы в основании плотины.

В 1976 г. по завершении строительства плотины водохранилище было наполнено до отметки 1026,7 м. В процессе заполнения водохранилища наблюдались фильтрационные потери, выходы которых отмечались в районе нижнего бьефа со стороны правого примыкания плотины, а также у села Ланджазат (участки — Гомеридзор и Амирамидзор) (рис. 1).

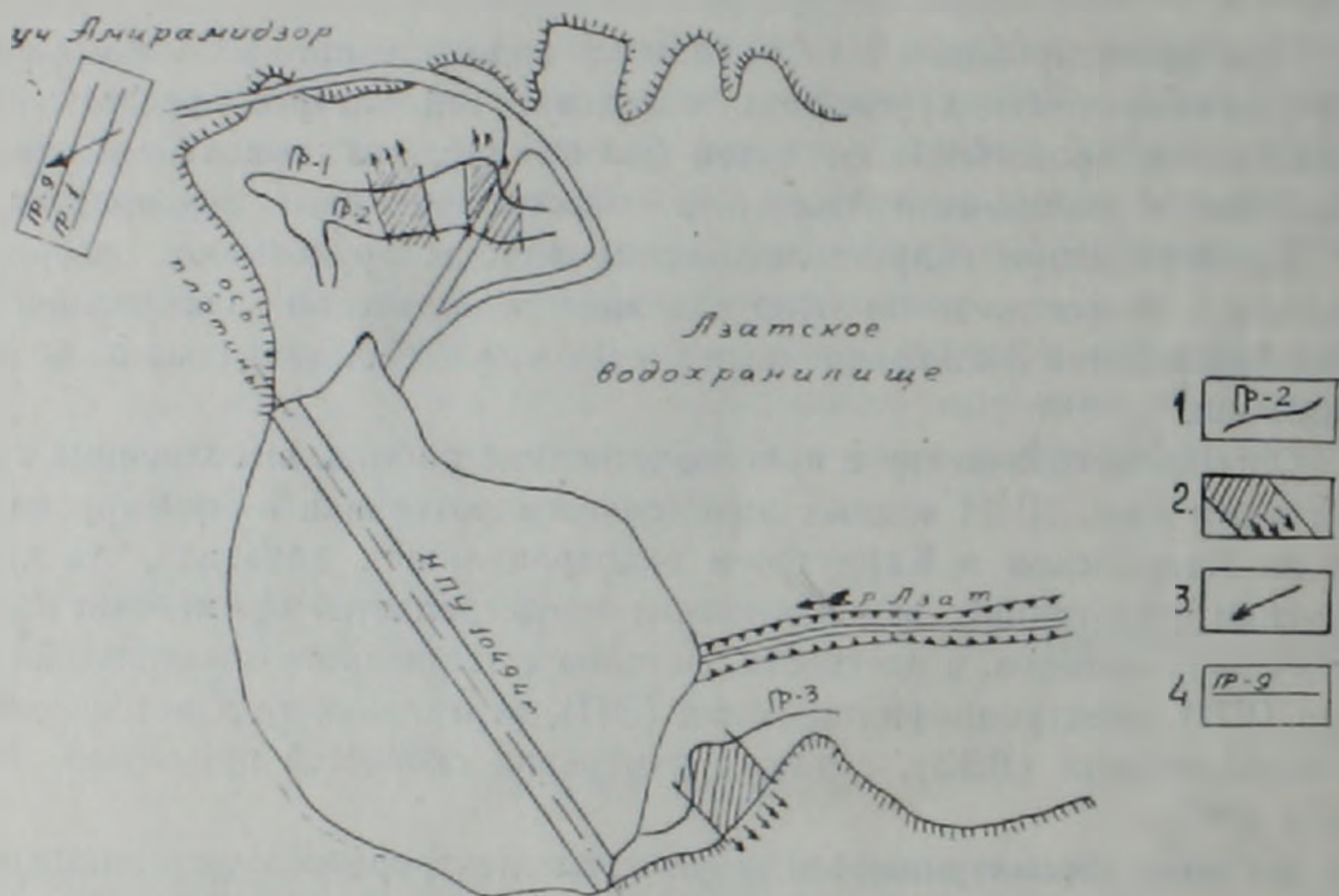


Рис. 1. Местоположение утечек воды по бортам Азатского водохранилища, выявленных по данным геофизических исследований 1. Профили геофизических наблюдений 2. Пути фильтрации воды 3. Направление движения обходной фильтрации 4. Профили ЕП и ЭП.

Для обнаружения путей фильтраций по бортам водохранилища, береговым примыканиям плотины и в районе нижнего бьефа были проведены геофизические исследования методами естественного электрического поля (ЕП) и электропрофилирования (ЭП).

Измерения ЕП выполнялись способом потенциала, при котором один электрод перемещался по профилю, а другой оставался неподвижным [1].

В качестве измерительных электродов использовались неполяризующиеся электроды конструкции ВИРГАа, отличающиеся высокой чувствительностью и стабильностью собственной поляризации, не превышающей 1—2 мВ. Шаг наблюдений составлял 2—3 м.

Исследования носили режимный характер и проводились по бортам водохранилища и участку Амирамидзор по мере наполнения и сработки водохранилища при урезе воды 1020,9; 1027,2; 1020,4; 1015,2; 1024,5 м.

Последний период наблюдений (отметка воды—1024,5) выполнялся после сработки водохранилища и последующего его заполнения в 1977 году. Для установления геоэлектрических особенностей среды на участке Амирамидзор измерения ЕП сопровождались профилированием методом электрического сопротивления.

По результатам первого периода наблюдений, выполненных по правому борту водохранилища при урезе воды 1020,9 м, на графиках ЕП между пикетами 110—130 и 165—170 установлены две аномалии отрицательных электрических полей интенсивностью от 5 до 10 мв. (рис. 2).

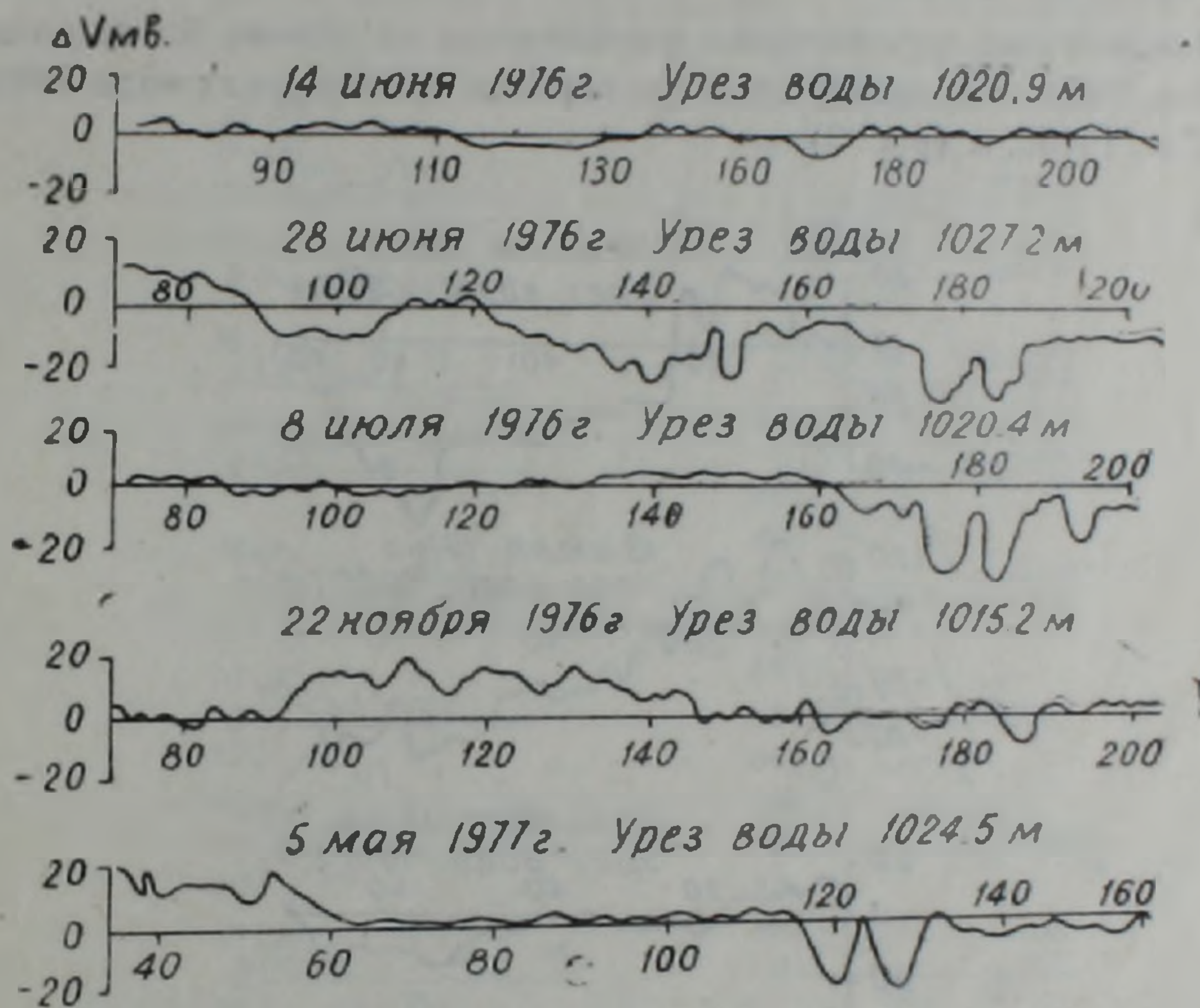


Рис. 2. Графики естественного электрического поля по правому борту Азатского водохранилища.

приуроченные к трещиноватым и сильно разрушенным песчаникам и туфопесчаникам. С увеличением объема воды в водохранилище (отметка—1027,2 м) ранее выявленные аномалии по своей интенсивности увеличились более чем в два раза и соединились в сплошную зону фильтрации.

В этот же период наблюдений между пикетами 90—110 появилась третья отрицательная аномалия порядка 15 мв., которая судя по интенсивности, заслуживает внимания как участок активной фильтрации.

С понижением уровня воды на 6,8 м до отметки 1020,4 м на участках ранее выявленных аномалий между пикетами 90—110 и 120—160

фильтрационные поля не наблюдались и лишь между пикетами 175—200 продолжает сохраняться интенсивная фильтрация. В результате последующего понижения уровня воды до отметки 1015,2 м площадь отрицательных аномалий, связанных с фильтрацией, значительно сократилась и только на отдельных участках (пикеты 165; 175 и 185) отмечались локальные зоны фильтрации, интенсивностью поля до минус 6 мв.

В мае 1977 года водохранилище было вторично заполнено до отметки 1024,5 м. Исследования показали, что за счет частичной кальматации разреза фильтрационные потери по правому борту значительно сократились за исключением аномалии между пикетами 115—135, где с заполнением водохранилища вновь отмечалась фильтрация с интенсивностью поля минус 20—25 мв.

Аналогичные исследования выполнялись по левому борту водохранилища. Работы проводились в три периода при отметках воды 1028,1 м; 1026,7 м; 1015,2 м (рис. 3).

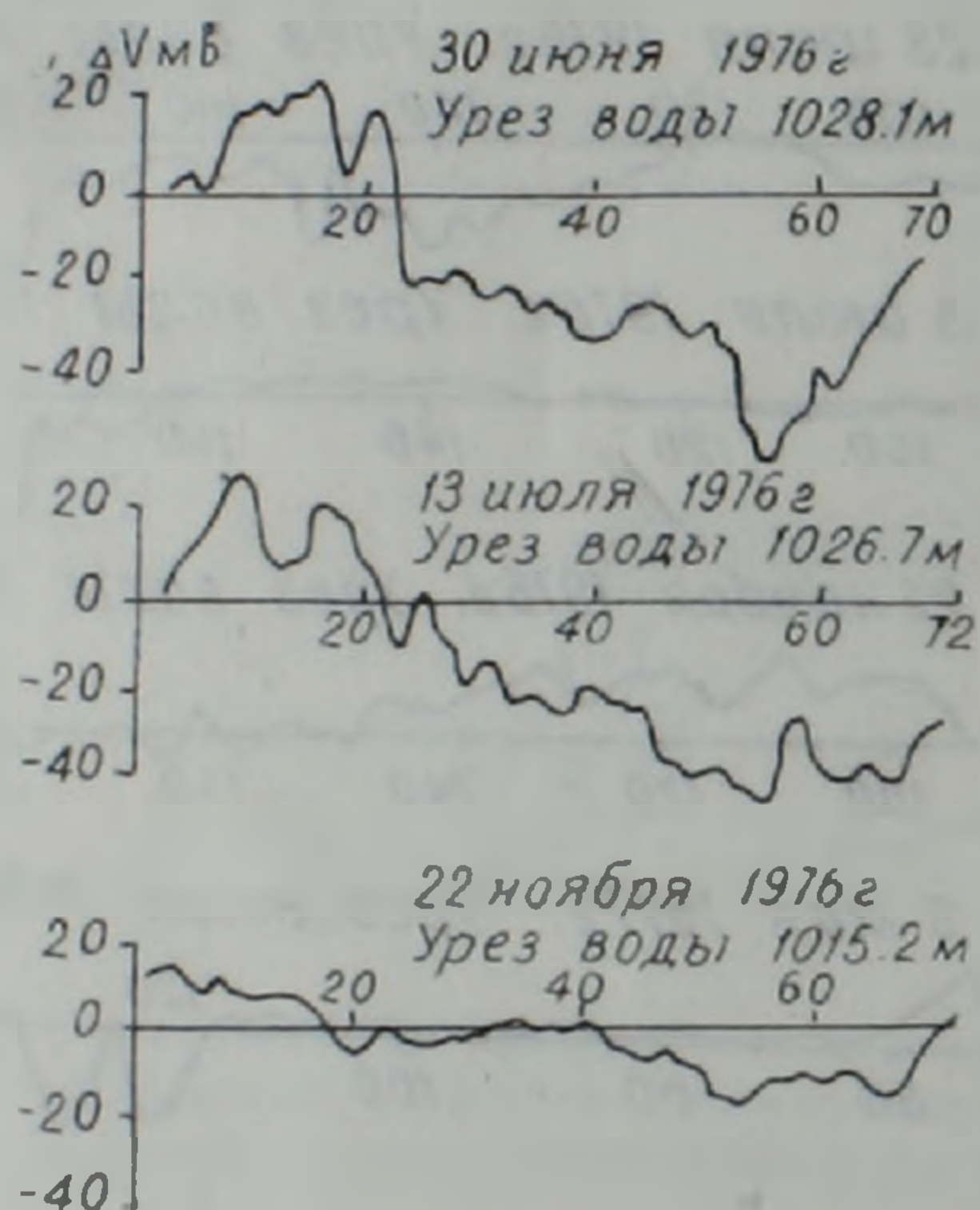


Рис. 3. Графики естественного электрического поля по левому борту Азатского водохранилища.

По результатам исследований по левому борту водохранилища была выявлена широкая зона отрицательной аномалии в интервале пикетов 25—70, интенсивность которой достигает минус 50 мв и заслуживает внимания, как участок активной фильтрации.

Здесь, как и по правому борту, после сработки водохранилища до отметки 1026,7 м, наблюдается некоторое сокращение фильтрации, что на графиках ЕП отмечается уменьшением интенсивности аномального поля. Подтверждением последнего являются результаты третьего пе-

риода исследований (отметка—1015,2 м), где аномальная зона значительно сократилась и только на участке активной утечки воды, между пикетами 50—65 аномалия продолжает сохраняться, хотя интенсивность поля значительно уменьшилась.

Аналогичные наблюдения проводились в районе нижнего бьефа на участке Амирамидзор, где в период наполнения водохранилища наблюдались выходы грунтовых вод, связанные с обходной фильтрацией.

В задачу исследований входило определение направления движения грунтовых вод. Для решения поставленной задачи применялся комплекс методов—естественное электрическое поле (ЕП) и электропрофилирование (ЭП) с двумя разносами питающих электродов.

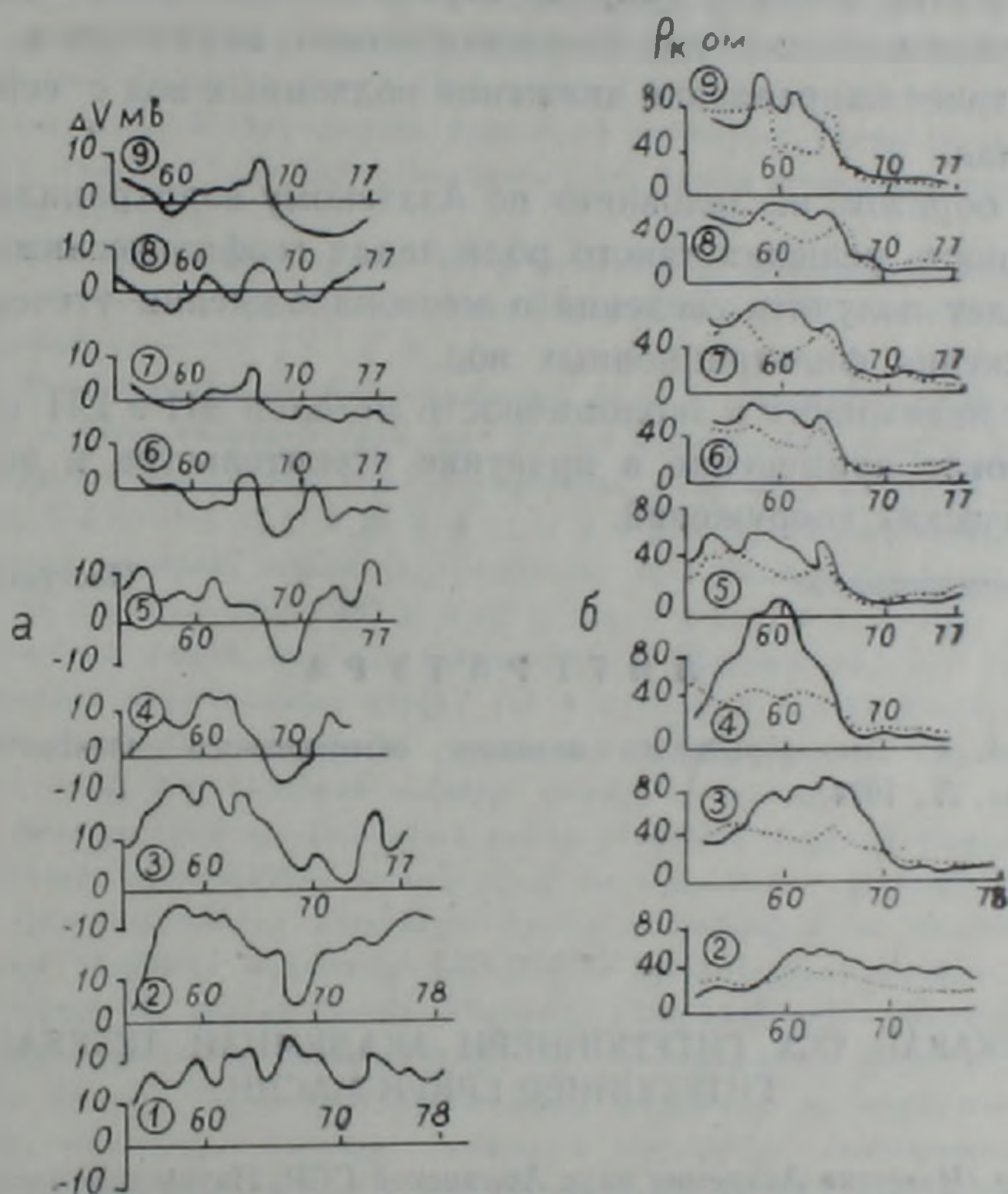


Рис. 4. Графики естественного электрического поля (ЕП) и электропрофилирования (ЭП) по участку Амирамидзор. а) Графики—ЕП. б) Графики—ЭП. в) Номер профиля.
— $AB=30$ м. - - $A'B'=12$ м.

Профили задавались вкrest предполагаемому направлению движения грунтовых вод. Профилирование выполнялось по схеме $AA'MNB'B$ при $AB=12$ м и $AB=30$ м. Шаг наблюдений составлял 2 м при $MN=2$ м.

По результатам исследований построены графики ЕП (рис. 4а), на которых отмечаются отрицательные аномалии естественного электрического поля с интенсивностью до минус 10 мв.

Наиболее характерные аномалии, связанные с наличием подземных притоков воды, были прослежены между пикетами 55—60 и 68—70 (профили 6—9), которые далее объединяются в сосредоточенную зону с последующим выходом грунтовых вод в районе лога Амирамидзор.

Для однозначной оценки аномалий естественного электрического поля, исследования сопровождались наблюдениями методом электропрофилирования (рис. 46). на графиках ρ_{Δ} отрицательные аномалии ЕП в силу водонасыщенности разреза отмечались как низкоомные участки с сопротивлением $\rho_{\Delta} = 20—30 \text{ ом}$.

Данные электропрофилирования в комплексе с методом ЕП позволили однозначно оценить природу отрицательных аномалий естественного электрического поля как фильтрационного характера и определить господствующее направление движения подземных вод с северо-востока на юго-запад.

Таким образом, исследования по Азатскому водохранилищу показали возможность решения такого рода задач геофизическими методами, что позволяет получить сведения о местонахождении утечек и направлении движения фильтрационных вод.

В силу надежности и экономичности методов ЭП и ЕП они должны найти широкое применение в практике строительства и эксплуатации гидротехнических сооружений.

Институт Армгипроводхоз

Поступила 17.IV.1979

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. «Недра», Л., 1974

ԱՐԿԱԿԱՆ ՏՏԽ ԳԻՏՄԱՆՈՒԹՅԱՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱԻ ՏԵԽԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՄԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՐԿՐԻ ՄԱՏԻՆ

В журнале «Известия Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле» публикуются результаты теоретических, экспериментальных и практических исследований, проводимых в научно-исследовательских институтах, вузах и производственных геологических организациях республики и сопредельных районов в области геологии, геофизики и физической географии.

Выходит 6 раз в год. Цена годового комплекта 3 руб

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Сдано в набор 3.03. 1981. Подписано к печати 26.05.1981. ВФ 06689.
Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Плоскопечат. Печ. лист. 5,5. Усл. печ. л. 7,7.
Учет.-изд. л. 6,38. Тираж 635. Заказ 308. Издат. № 5439.
375019, Ереван, Барекамутян, 24-а. III эт., т. 27-95-194
Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24.