

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

ԽՄՐԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-
սարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Դ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ. անդամ
Ա. Հ. Դաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ.
դոկտ. **Է. Ա. Խաչատրյան** (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ
ակադ. **Հ. Գ. Մաղախյան**, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան,
ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Դ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրանյան,
Է. Ա. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն.
Ա. Ա. Յարումազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдагаряч, 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. Мириджанян, акад. АН
Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомовы (ответственный секретарь),
канд. геол.-мин. наук А. С. Фармазян (заместитель ответственного ре-
дактора), докт. геол.-мин. наук **Э. А. Хачатурян**, (заместитель ответ-
ственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրությունը բացված է 375019, Երևան 19, Բարեկամության 24 ա.
Адрес редакции: 375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԻՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան, Յ. Հ. Առաքելյան, Կ. Ա. Աղամալյան, Ա. Խ. Բաղդամյան, Ռ. Թ. Զուղարյա, Բ. Յ. Երեմյան, Դ. Ի. Սիխարուլիձե, Ն. Պ. Թուրք ռիձե. Հայկական ատոմային էլեկտրակայանի (Արարատյան հովիտ) շրջանի սեյսմիկ պայմանների վերլուծությունը 3

Հ. Հ. Գրիգորյան. Հայկական ՍՍՀ բազմամետաղային Բան-ալյարերի ձևավորման խորությունների մասին 18

Գ. Բ. Լեւնդումյան. Հայկական ՍՍՀ երկաթի հանքավայրերի սեյսմոլոգիայի մասին 27

Գ. Վ. Եզրկինա, Օ. Ա. Կուզմինա. Փուլային անցումները հիպերբազիտներում որպես երկրակեղևում լարվածությունների առաջացման և նրա ֆիզիկական ատոմոսֆերայի աղբյուր 37

Ց. Ս. Գևորգյան. Սիստեմային մոտեցում լեռնային ներքին զոգավորությունների ուսումնասիրության նկատմամբ 47

Հ Ա Մ Ա Ռ Ո Տ Հ Ա Ղ Ո Ր Դ ՈՒ Մ Ն ԵՐ

Յու. Ա. Կազբամանով. Հոկտեմբերյանի շերտախմբի հիդրոտեկտոնական և գեոթերմիկ ուսումնասիրությունների մասին 54

Մ. Ա. Կուլիսյան. Ցիկլոսիտը և սեմսեյիտը Մարջանի հանքավայրի հանքանյութերում (Հայկական ՍՍՀ) 59

Գ. Ս. Մերենկո, Ի. Գ. Պլոտկինա, Ն. Վ. Դավրյան. Լեռնային շրամբարներից ֆիտրացիոն կորուստների որոշումը ջրահաշվեկշռային եղանակով (Ապարանի ջրամբարի օրինակով) 64

Ղ. Ն. Ասղբենովա, Ա. Վ. Խոժեիչ. Գեոէլեկտրական անհամապատասխանությունների ազդեցությունը էլեկտրամագնիսական դաշտի վարքի վրա 69

Հ. Մ. Պետրոսյան, Ա. Վ. Մանուկյան, Ո. Յու. Բալասանյան. Էլեկտրական դաշտի հետազոտությունը դիէլեկտրիկի ներկայությամբ 74

Գ. Ո. Գրիգորյան, Ա. Դ. Շահնազարյան. Հայկական ՍՍՀ Վեդու շրջանում (գ. Ուրցածոր) խորքային մագնիսաթելուրիկ զոնդման տվյալների մեկնաբանման մասին 80

Ռ. Մ. Սիրույան, Ռ. Ի. Իսահակյան, Վ. Ա. Ճանբուրիա, Ա. Լ. Ունեբազյան, Ս. Ա. Աբրահամյան, Ն. Հ. Զալարյան, Մ. Թ. Բոյաջյան. Միներալների ոեակցիոն ընդունակության գնահատումը էլեկտրահաղորդականության և ջերմաէլեկտրական պոտենցիալի շափումով 83



СО Д Е Р Ж А Н И Е

<i>А. Т. Асланян, Ф. О. Аракелян, К. А. Агамалян, А. Х. Багромян, Р. Т. Джугарян, Б. Ц. Еремян, Д. И. Сихарулидзе, Н. П. Тутберидзе.</i> Анализ сейсмических условий района Армянской атомной электростанции (Арагатская долина)	
<i>Г. О. Григорян.</i> О глубине формирования полиметаллических месторождений Армянской ССР	18
<i>Г. Б. Межлумян.</i> Скаполиты железорудных месторождений Армянской ССР	27
<i>Г. В. Егоркина, О. А. Кузьмина.</i> Фазовые переходы в гипербазитах как источник возникновения напряжений и изменения физических свойств земной коры	37
<i>Ф. С. Геворкян.</i> Системный подход к изучению внутригорных котловин	47

Краткие сообщения

<i>Ю. Р. Каграманов.</i> О гидрогеологических и геотермических исследованиях октемберянской свиты (в связи с проблемой нефтегазоносности Октемберянской депрессии)	54
<i>М. А. Кукулян.</i> Цинкениит и селенит в рудах Марджанского месторождения (Армянская ССР)	59
<i>Г. С. Метревели, И. Г. Плоткина, Н. В. Давтян.</i> Определение фильтрационных потерь из горных водоохранилищ воднобалансовым методом (на примере Апаранского водоохранилища)	64
<i>Л. Н. Андропова, А. В. Ходзевич.</i> Влияние геоэлектрических неоднородностей на поведение электромагнитного поля	69
<i>Г. М. Петросян, А. В. Манукян, С. Ю. Баласанян.</i> Исследование электрического поля в присутствии диэлектрика	74
<i>Д. С. Григорян, А. Д. Шахназарян.</i> Об интерпретации данных глубинного магнитотеллурического зондирования в Вединском районе Армянской ССР (с. Урцадзор)	80
<i>Г. М. Сирунян, Р. И. Исаакян, В. А. Чантурия, А. Л. Саградян, С. А. Абрамян, Н. Г. Чалабян, М. Т. Бояджян.</i> Оценка реакционной способности минералов по измерению электропроводности и термоэлектрического потенциала	83

УДК: 550.34.06(479.25) + 621.311.25 : 621.039(479.25)

А. Т. АСЛАНЯН, Ф. О. АРАКЕЛЯН, К. А. АГАМАЛЯН, А. Х. БАГРАМЯН,
Р. Т. ДЖУГАРЯН, Б. Ц. ЕРЕМЯН, Д. И. СИХАРУЛИДЗЕ, Н. П. ТУТБЕРИДЗЕ.АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РАЙОНА АРМЯНСКОЙ
АТОМНОЙ ЭЛЕКТРОСТАНЦИИ (АРАРАТСКАЯ ДОЛИНА)

Армянская атомная электростанция (АЭС) расположена в срединной части Еревано-Игдырского сейсмогенного узла, в пределах которого пересекается ряд крупных деформационных сейсмогенных разломов Тавро-Кавказской области.

В статье приводятся данные по сейсмическому режиму Еревано-Игдырского сейсмогенного узла, по механизму очагов, вертикальным и горизонтальным неоднородностям земной коры этого района. Составлены схема разрывных нарушений по сейсмологическим данным и карта сейсмического районирования.

На Малом Кавказе установлен ряд узлов пересечения крупных зон сейсмоактивных разрывов (Джавахетский, Кировабадский, Зангезурский, Еревано-Игдырский), с которыми связывается возникновение сильных землетрясений. Армянская АЭС расположена в центральной части Араратской котловины, занимающей срединную область Еревано-Игдырского сейсмического узла и являющуюся местом пересечения довольно мощных зон активных сейсмогенных разломов. Последние прослеживаются вдоль р. Аракс, в направлении к оз. Ван через населенные пункты Игдыр-Актафа-Хашми и в транскавказском направлении (Душети-Степанаван-Ереван и Октемберян-Игдыр-Догубаязет).

Еревано-Игдырский сейсмогенный узел расположен в пределах географических координат $\varphi = 35,5—41,0^\circ$ с.ш. и $\lambda = 43,5—45,0^\circ$ в. д. и занимает площадь около 20000 км² (рис. 1).

Араратская межгорная котловина, расположенная между антиклинариями Армянский пар на юге и Цахкункским на севере, является областью пересечения крупных деформационных структур Тавро-Кавказского орогена—Транскавказской близмеридиональной зоны разрывных и флексурных нарушений и близширотной Североанатолийско-Армяно-Иранской зоной разрывных нарушений, сопровождаемых сериями параллельных и оперяющих нарушений и многочисленными очагами новейшего вулканизма (рис. 2) [1]. К северу и югу от АЭС на расстоянии 35—40 км расположены крупнейшие в Армянском нагорье стратовулканы Арагац (4095 м) и Арарат (5125 м). Между ними располагается более 40 центров вулканических извержений, сложенных красными и черными пузырчатыми андезито-базальтовыми лавами и шлаками (глубина очагов, вероятно, 3—5 км). Часть указанных вулканических аппаратов в виде кольцеобразной группы располагается непосредственно в районе промплощадки АЭС (17 центров на площади 10 км²). По данным бурения плиоценовые лавовые потоки Б. Арарата и Арагаца (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты), полого залегающие

на миоценовых отложениях, в створе АЭС сливаются, создавая корытообразный покров, который, в свою очередь, подстилает четвертичные вулканические образования и озерно-речные отложения. В районе значительное развитие имеют также туфолавы, являющиеся продуктами трещинных извержений. Возраст лав и шлаков верхнеплиоценовый и нижнечетвертичный, возраст туфов — нижне-средне-верхнечетвертич-

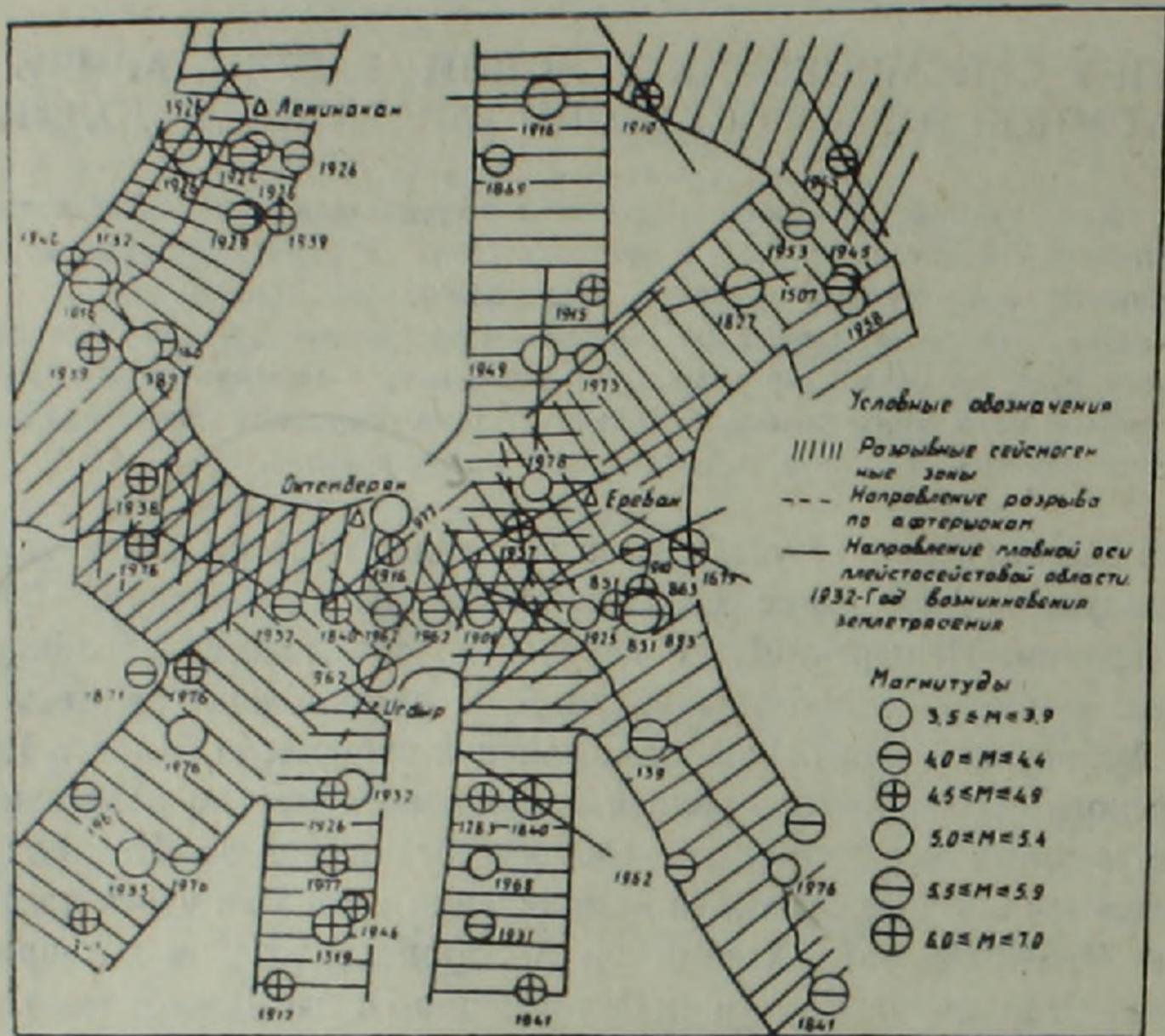


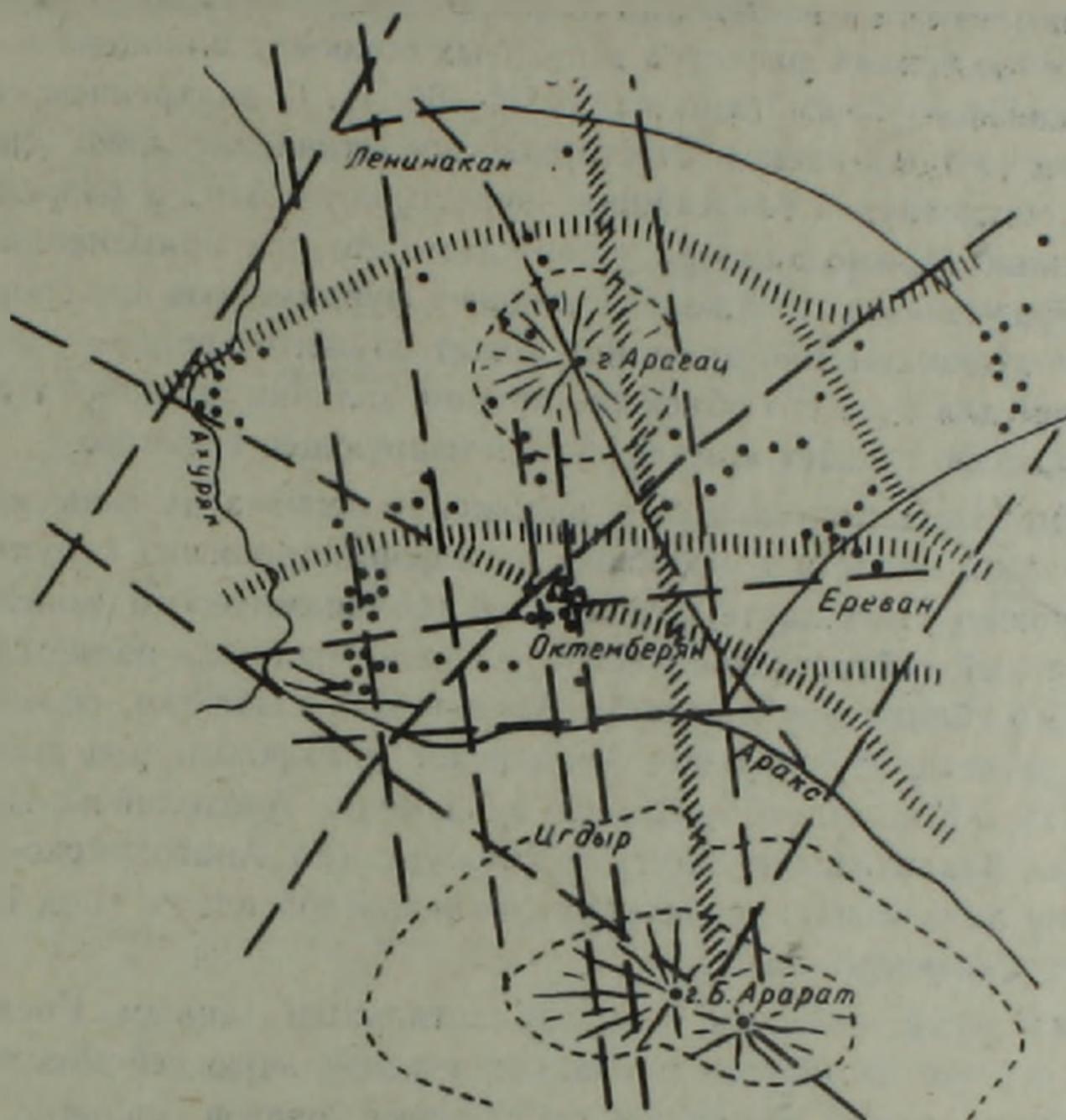
Рис. 1. Еревано-Игдырский сейсмогенный узел.

ный (разновозрастные потоки). В центральной прогнутой части Араратской котловины развиты мощные (до 400 м) озерные отложения нижнечетвертичного возраста (бакинский ярус), по периферии фациально переходящие в вулканические образования.

Непосредственно на территории АЭС мощность плиоцен-четвертичного вулканического комплекса, по данным бурения, составляет 400—450 м. Ниже расположена окладчатая свита песчано-глинисто-карбонатных отложений миоцена. Сооружение АЭС располагается непосредственно на коренных вулканитах (шлаки и лавы в сложном переплетении) нижне-среднечетвертичного возраста. В этой толще, на глубине около 70 м обнаружены водотоки, которые, по-видимому, питают артезианский бассейн, расположенный к югу от АЭС.

Кристаллический фундамент Араратской котловины, по данным бурения и геофизических исследований, имеет мозаично-глыбовое строение и представляет систему горстообразно приподнятых и грабенообразно опущенных блоков. Фундамент обнажается в антиклинальном ядре г. Еранос (абс. отм. 1821 м), вскрыт буровыми скважинами у сел. Тазагюх на глубине 580 м, вблизи храма Звартноц на глубине 1100 м,

у сел. Зейва—2200 м. Наиболее приподнятая часть погребенного фундамента протягивается узкой полосой по линии Мхчян-Тазагюх-Арбат-Эчмиадзин-Октемберян, ограничиваясь с севера и с юга расходящимися к востоку ветвями крупного Ереванского разлома, причем у южной окраины г. Еревана по северному крылу поднятия разность в полноте разрезов осадочного чехла достигает 6000 м по сравнению с осевой



Условные обозначения

- ||||| Глубинные разломы Анатолиско-Иранской системы
- ////// Крупный линеймент Транскавказской системы по данным геофизики и дистанционных методов
- — — — — Линейменты, выделенные по данным геофизики и дистанционных методов
- Разломы по данным геологического картирования
- Вулканические центры

Рис. 2. Карта глубинных разломов и вулканических центров территории Еревано-Игдирского сейсмогенного узла.

частью поднятия. По южному крылу эта разность составляет около 2000 м. На кристаллическом фундаменте залегают со значительными пере-рывами в латеральном развитии и по мощности отложения вулканогенной юры (?) и нижнего сенона (с офиолитами), верхнего сенона, палеоцена, эоцена, олигоцена и миоцена, которые смяты в складки и разбиты разломами, в основном соскладчатого типа, неглубокого заложения. По-

верхность кристаллического фундамента располагается в районе АЭС на глубине 1800—2200 м (скв. Зейва-8).

Упомянутый выше Ереванский глубинный разлом прослеживается к северу от АЭС и, вероятно, контролирует отмеченные вулканические аппараты вблизи АЭС. Сколько-нибудь больших дизъюнктивных смещений в подфундаментном вулканическом комплексе пород АЭС не отмечено, однако, на востоке, по линии Эчмиадзин-Паракар наблюдается резко выраженная флексура в лавовых покровах плиоцена и озерной свите бакинского яруса (амплитуда 50—60 м). О внутреннем строении вулканического комплекса отчетливое представление дают сплошные крупные обнажения в ближайших окрестностях АЭС и разрезы буровых скважин. Можно априори утверждать, что при применении сплошных платформенного типа железобетонных фундаментов для сооружений АЭС этот вулканический комплекс может служить вполне надежным основанием для всех его объектов, причем наличие шлаков в переплетении с лавами придает комплексу демпфирующее свойство.

Рассматривая тектоническое положение региона на фоне всей Тавро-Кавказской области и особенности деформационных структур последней, можно утверждать, что лучшей геодинамической моделью, иллюстрирующей сеймотектонические условия района, является представление о сближении Русской и Аравийской платформ, сильное выдвижение на север и субдукция Аравийской платформы под южную половину Тавро-Кавказской области, субдукция Анатолийско-Иранской плиты под Закавказскую плиту и Эльбурс (по Анатолийско-Армяно-Иранскому линейamentу), субдукция Закавказской плиты под Большой Кавказ и Скифскую плиту.

По макросейсмическим и инструментальным данным, Еревано-Игдырский сейсмогенный узел проявляет значительную сейсмоактивность с древнейших времен, выделяясь скоплениями очагов сильных землетрясений.

Сейсмическая опасность, вызванная землетрясениями, происходящими за пределами этого узла, для сооружений Армянской АЭС незначительна. Повторный анализ сейсмических материалов исторических землетрясений Еревано-Игдырского сейсмогенного узла показывает, что координаты их эпицентров, приводимые в новом каталоге, определены с удовлетворительной точностью, кроме 7—8-балльного землетрясения 972 г. (на основе пересмотра макросейсмических материалов этого землетрясения его координатами следует считать $\varphi = 40,1^\circ$ с. ш.; $\lambda = 44,1^\circ$ в. д.).

На территории Еревано-Игдырского сейсмогенного узла известны несколько разрушительных 8—9-балльных землетрясений. Из них следует упомянуть землетрясение 139 г.; Двинские—851 и 893 гг.; Гарни-Мхчанское—1679 г.; Араратское—1840 г.; Игдырское—1962 г. Кроме перечисленных землетрясений, за историческое время здесь отмечено более 30 землетрясений, интенсивностью выше 6 баллов (рис. 1). Сильные землетрясения происходили также в 850—1000 гг. и в 1670—1982 гг. Кроме того, имели место многочисленные слабые толчки, эпицентры ко-

торых разбросаны по всей площади. Это фоновые землетрясения и афторшоки сильных землетрясений. Глубина очагов землетрясений узла не превышает 30 км, причем большинство из них расположено в интервале глубин 5—15 км.

Сейсмический режим. Изучен для количественной оценки сейсмической опасности территории узла. Параметры сейсмического режима—мера рассеяния, наклон графика повторяемости и карта активности—рассчитывались путем усреднения во времени наблюдаемых величин по

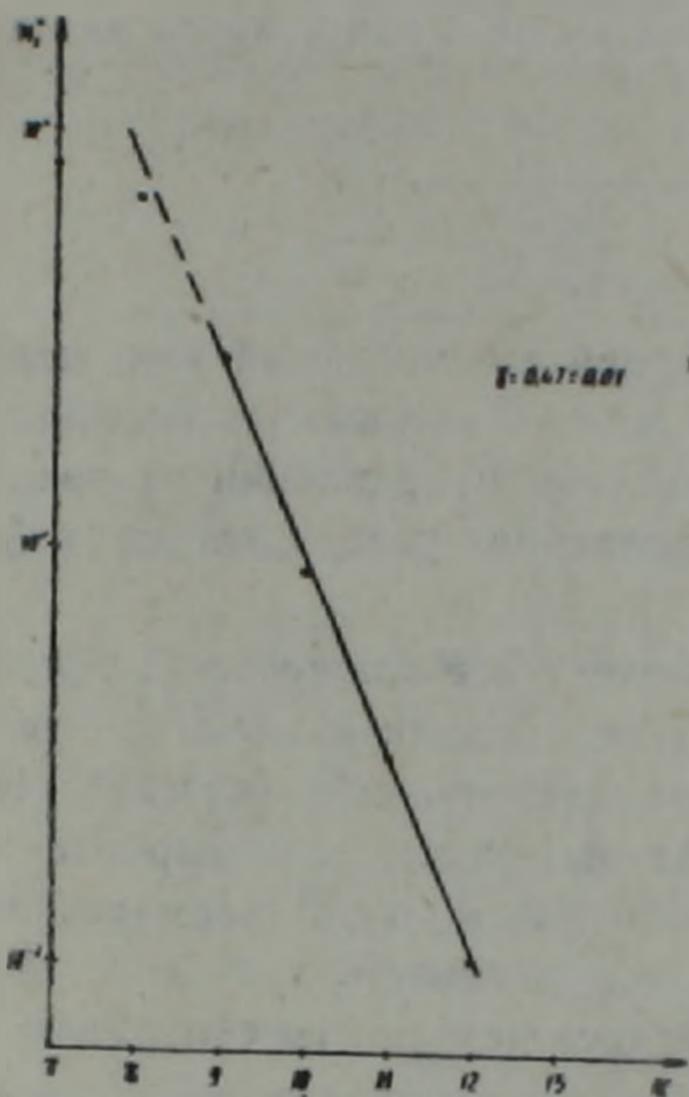


Рис. 3

Рис. 3. График повторяемости землетрясений.



Рис. 4

Рис. 4. Карта сейсмической активности.

методу Ю. В. Ризниченко [10]. Материалом для исследований служил Каталог независимых сильных и слабых землетрясений за период 1962—1980 гг. Изучение сейсмической меры рассеяния за указанный период для землетрясений энергетических классов $K=9—12$ дает для него значения, близкие к единице.

График повторяемости землетрясений был построен методом оумирования. На рис. 3 приведены нормированные во времени и по площади ($T_0=1$ год, $S_0=1000$ км²) графики распределения для изучаемого региона за рассматриваемый промежуток времени. Из рисунка видно, что для Еревано-Игдырского сейсмогенного узла представительными являются землетрясения девятого энергетического класса ($K_{\text{мин}}=9$), а для наклона графика повторяемости—значение $\gamma=0,47$ (для Малого Кавказа в целом значения этих величин соответственно равны: $K=9$; $\gamma=0,46$ [11]).

Для картирования сейсмической активности (А) исходным материалом служит карта эпицентров представленных землетрясений.

Карта сейсмической активности (рис. 4) была построена методом суммирования с применением способа постоянной точности. Активность определялась по формуле [10]:

$$A = A_0 = \frac{1 - 10^{-1}}{10^{-1}(K_{\min} - K_0)} \cdot \frac{S_0 T_0 \cdot N_2}{ST}$$

где $A_0 = A_{10}$; $K_0 = 10$; S — поверхность площадки усреднения; T — период наблюдения. Карта строилась с помощью круговой палетки с числом $N_2 = 5$ эпицентров землетрясений с $K = 9$ и выше. Радиус круга рассчитывался по формуле:

$$r = \sqrt{\frac{1 - 10^{-1}}{10^{-1}(K_{\min} - K_0)} \cdot \frac{S_0 T_0 N_2}{AT} \cdot \frac{1}{A}}$$

Из рис. 4 видно, что Еревано-Игдырский сейсмогенный узел попадает в зону довольно повышенной сейсмической активности. В области АЭС значение A_0 равно 0,1, в северо-западном направлении от нее A_0 уменьшается до 0,05, а в остальных направлениях увеличивается, и A_{10} достигает величины 0,2—0,5.

Напряженное состояние и сеймотектоническое движение. В Еревано-Игдырском сейсмогенном узле определены механизмы очагов ряда сильных землетрясений. Для этого, кроме материалов кавказских сейсмических станций, были использованы данные бюллетеней мировой сети станций. Определение механизмов проводилось в основном машинным способом [6]. Определение механизмов ручным способом приводится в работах [4, 7]. В большинстве случаев результаты совпадали.

В таблице 1 приводятся результаты определения механизма очагов землетрясений. В этом районе доминируют горизонтальные направления осей сжатия и растяжения. Угол между всеми основными направлениями напряжений, за исключением одного, меньше 30° ; направление промежуточного направления близвертикальное, $I = 35—73^\circ$. Плоскость разрыва имеет крутое падение. Движения по разрывам, в основном, имеют большую составляющую по простиранию, указывающую на наличие в очагах движения типа сдвига левостороннего характера.

Для землетрясения 11. IX. 1962 г. движение в очаге содержит одинаковые компоненты как по простиранию, так и по падению, т. е. в очаге имеются движения сбросового типа с левосторонним смещением типа сдвига. На рис. 5 и 6 приведена ориентация плоскостей разрыва и направления осей главных напряжений.

Принято считать, что в результате деформации литосферы возникает непрерывно-разрывное квазипластическое тектоническое течение. Рассматривают две его части: непрерывно-пластическое течение и разрывно-непрерывное сейсмическое течение. Наиболее полная разработка этой теории принадлежит Ю. В. Ризниченко. На основе изучения механизмов очагов землетрясений определены скорости вертикальных движений земной коры при сейсмическом течении горных масс. С этой

целью использованы также параметры долговременной средней сейсмичности, наклон графика повторяемости γ , карты сейсмической активности A_{10} , максимально возможные землетрясения K_{max} и сейсмический момент M_0 [11]. Скорости вертикальных сеймотактонических движений рассчитывались по формуле:

$$V = \frac{AM_0(K_0)(\cos \alpha_r - \cos \alpha_c)}{\mu(C_2 - \gamma) 10^{13} \sqrt{2} \ln 10} \cdot 10^{(K_0 - 1)(A_{max} - K_0)}$$

где μ — модуль сдвига, $M_0(K_0) = 10^{20}$, $K_0 = 10$, $C_2 = 0,4$, α_r — угол между горизонтальной проекцией оси растяжения и меридианом, α_c — то

Таблица 1

Механизмы очагов землетрясений

Основные данные о землетрясениях

№№ п/п	Дата ч. м. г.	Время в очаге	Координаты очага			M
			$\varphi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$	h, км	
1	04.09.62	22.59.13	39,9	44,1	10	5,2
2	11.09.62	00.17.34	40,0	44,1	15	4,4
3	19.09.62	14.13.58	40,0	44,2	15	4,0
4	09.10.62	06.56.16	39,6	44,7	15	4,0
5	17.04.63	16.25.21	40,3	44,8	5	3,2
6	19.08.66	14.17.58	39,5	44,4	5	5,0
7	24.02.70	19.14.38	40,7	43,8	30	3,0
8	02.04.75	16.58.05	39,9	43,7	15	4,9

Ориентация разрывов в очагах землетрясений

№№ п/п	Плоскость I				Плоскость II			
	A_z°	ρ°	компоненты передвиж.		A_z°	ρ°	компоненты передвиж.	
			по прост.	по пад.			по прост.	по пад.
1	224	78	+0,97	+0,21	316	76	-0,97	+0,22
2	326	58	-0,67	+0,74	204	50	+0,72	+0,69
3	230	80	+0,94	-0,34	137	70	-0,98	-0,19
4	329	70	+0,98	-0,19	234	80	-0,93	-0,36
5	55	80	+0,96	-0,26	324	76	-0,98	-0,17
6	10	80	+0,80	-0,53	274	58	-0,98	-0,20
7	195	70	+0,93	-0,36	97	70	-0,91	-0,42
8	50	45	+0,99	-0,14	146	84	-0,71	+0,69

Ориентация напряжений в очагах землетрясений

№№ п/п	Сжатия		Растяжения		Промежуточное	
	A_z°	ρ°	A_z°	ρ°	A_z°	ρ°
1	179	1	271	18	94	72
2	172	4	269	56	80	35
3	185	21	92	7	341	67
4	280	21	14	7	122	68
5	10	18	279	3	182	73
6	328	30	229	14	116	56
7	147	30	238	2	328	60
8	359	25	180	35	240	44

же для оси сжатия. Результаты расчета представлены на схеме (рис. 7), которая показывает, что в пределах территории, вдоль реки Аракс, земная кора опускается. Вдоль сейсмогенных разрывов меридионального

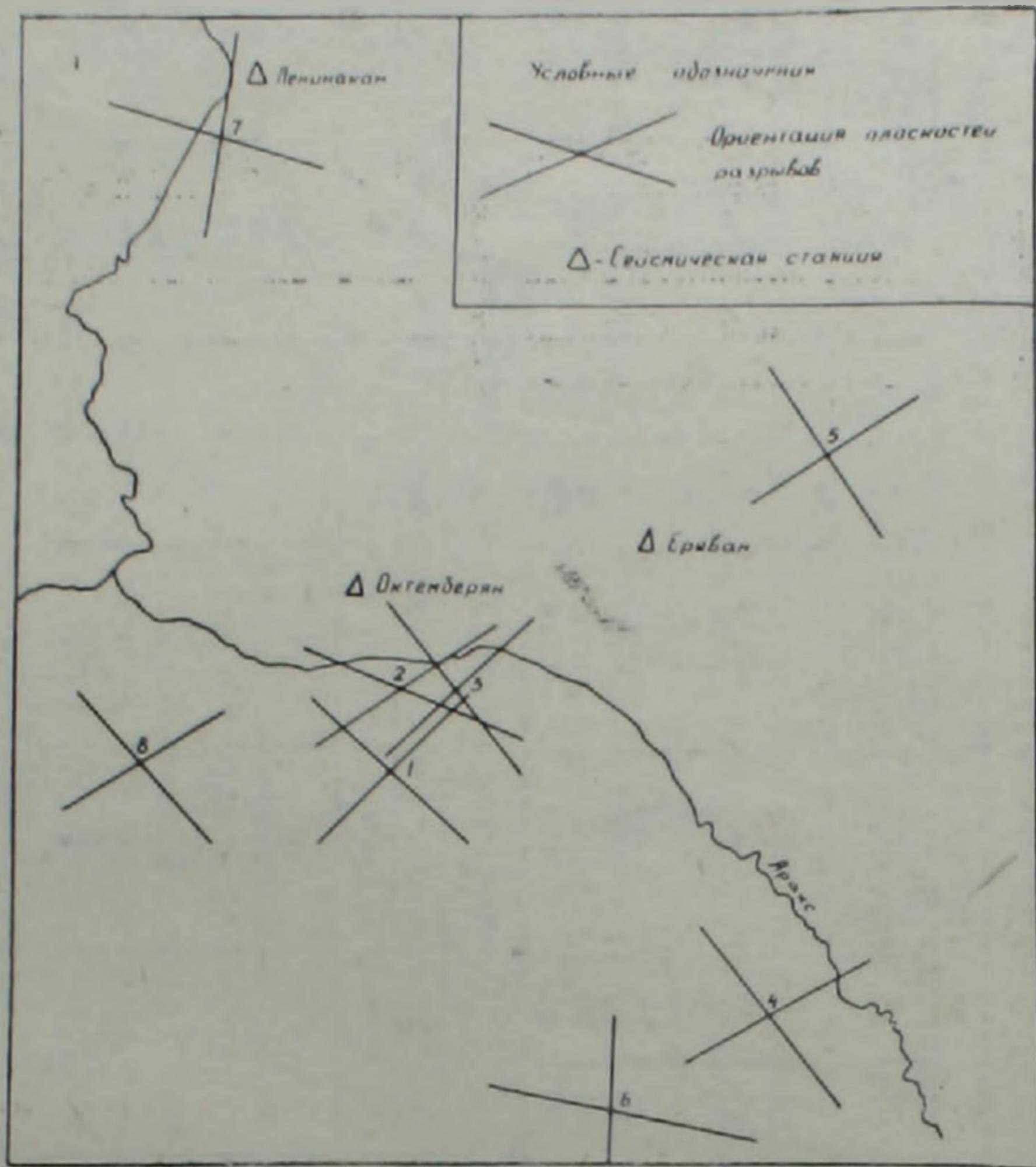


Рис. 6. Ориентация осей напряжений.

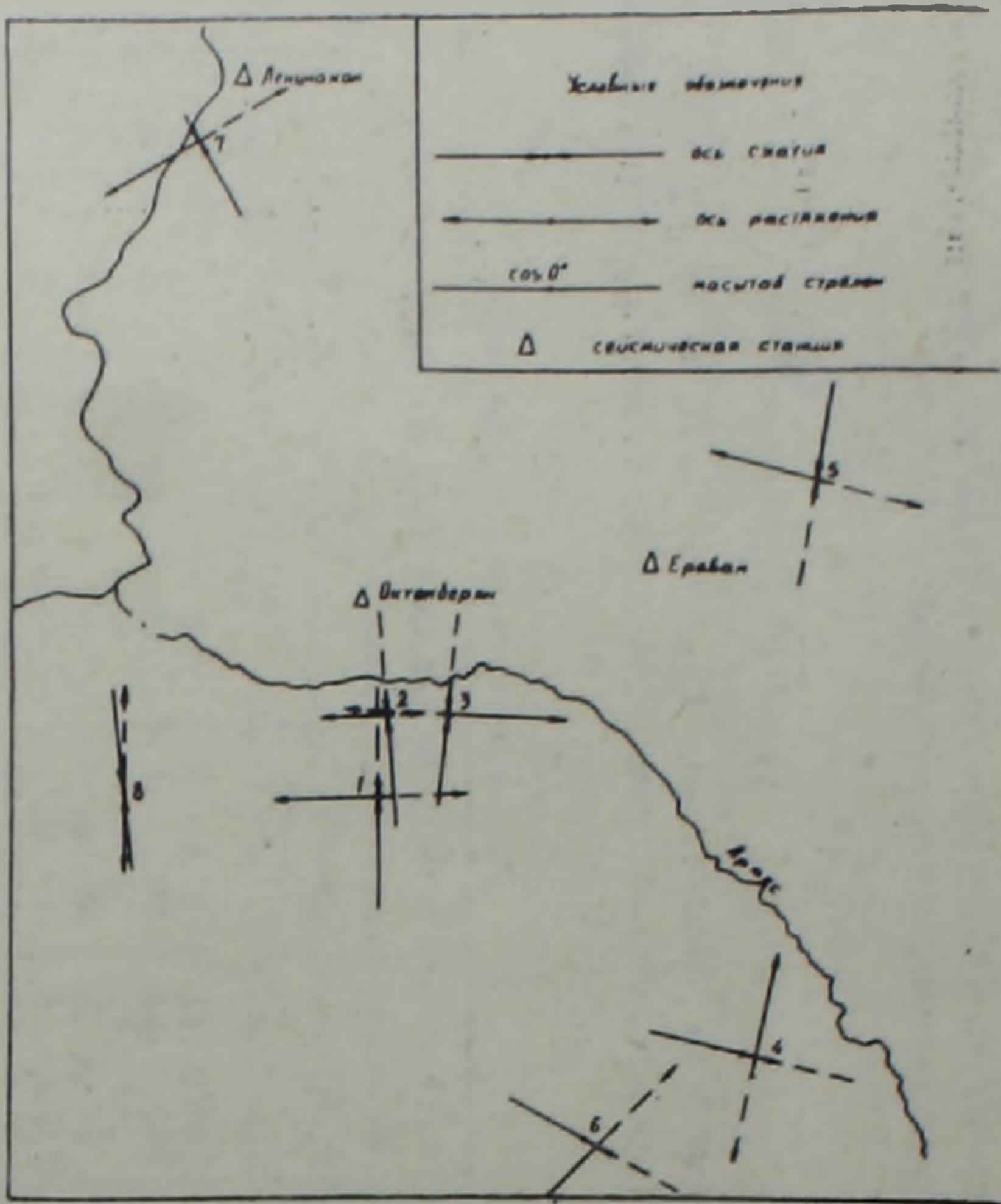


Рис. 6. Ориентация осей напряжений.

направления наблюдаются как зоны опускания, так и воздымания земной коры.

Вертикальные и горизонтальные неоднородности в строении земной коры и верхней мантии. Строение земной коры и верхней мантии на территории Малого Кавказа и, в частности, исследуемого района, изучалось различными геофизическими методами. Наиболее уверенные дан-

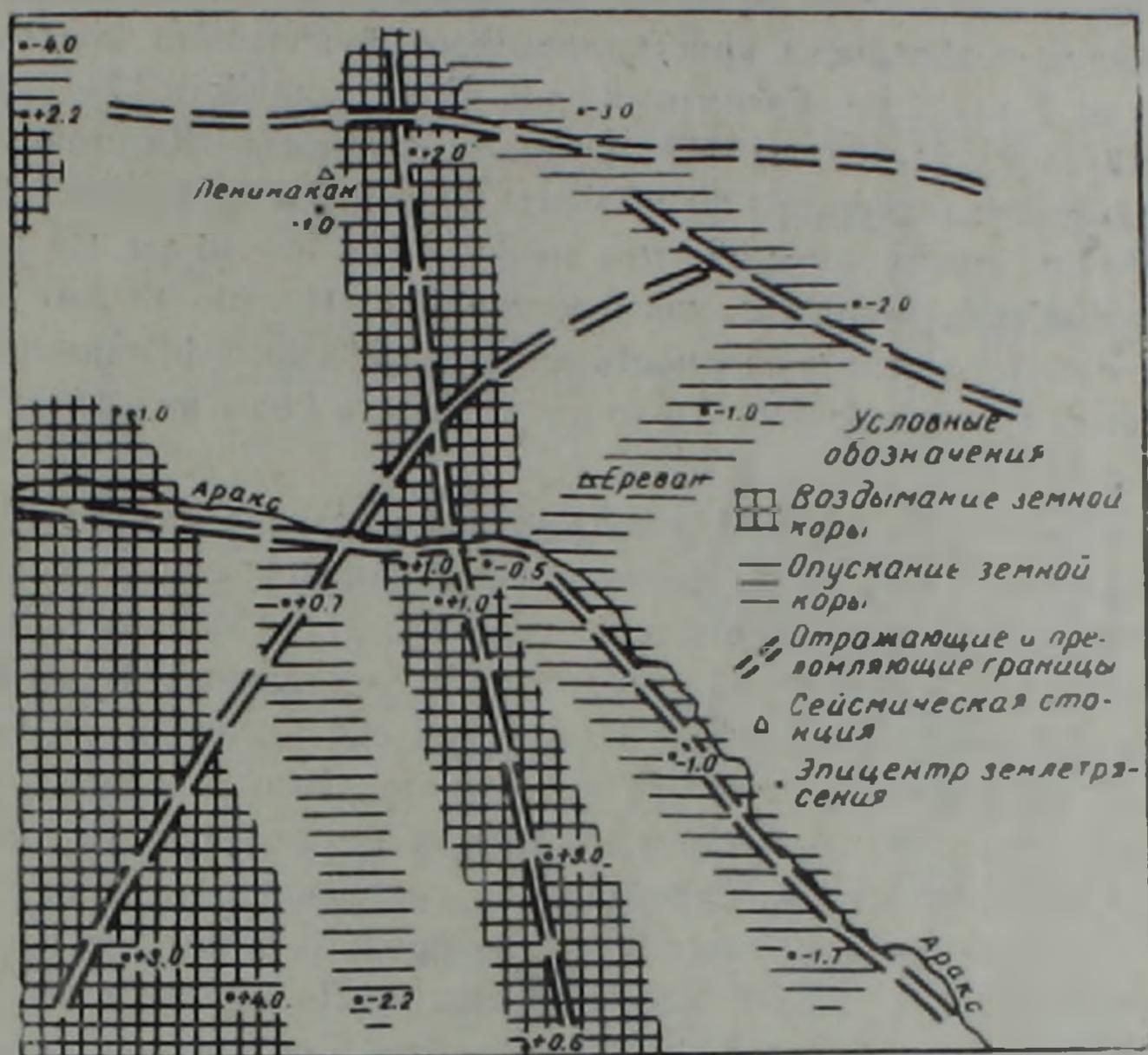


Рис. 7. Схема вертикальных сеймотектонических движений и отражающих и преломляющих границ поверхностных волн.

ные об особенностях строения земной коры и верхней мантии получены сейсмологическими методами.

В работе [8] приводятся результаты изучения земной коры Армянского нагорья по объемным волнам, наблюдаемым при местных и далеких землетрясениях. В этой модели суммарная мощность осадочного и гранитного слоев равна $H=37$ км, а мощность базальтового слоя $H_2=15$ км. Скорость распространения продольных и поперечных волн соответственно равна $a_1=5,78$ км/сек, $b_1=3,37$ км/сек; $a_2=6,5$ км/сек, $b_2=3,63$ км/сек; для подкорового субстрата $a_3=7,96$ км/сек, $b_3=4,53$ км/сек.

Строение земной коры в восточной части Малого Кавказа в течение 1967—1968 гг. изучалось с помощью аппаратуры «Земля» [9]. Исследования проводились на основе анализа продольных волн, наблюдаемых при землетрясениях по следующим профилям: Октемберян-Ленинакан, Кармрашен-Карабахлар, Маркара-Пойлы, Анипомза-Кармрашен, Аракс-Октемберян, Арагац-Алаверди. На профиле Октемберян-Ленинакан поверхность фундамента находится на глубине около 2—5 км; на глу-

бине порядка 9—10 км выделяется граница обмена, связанная с границей в гранитном слое. На глубине 15—16 км выделяется поверхность базальтового слоя. Поверхность Мохоровичича выделяется на глубине порядка 41—45 км. На профиле Кармрашен-Карабахлар мощность осадочного комплекса составляет от 1 до 6—6,5 км, мощность гранитного слоя—15—22 км, базальтового слоя—23—26 км. Мощность земной коры варьирует здесь от 45 до 50 км. На профиле Маркара-Пойлы глубина залегания поверхности кристаллического фундамента колеблется в пределах от 2 до 3,2 км. Гранитный слой имеет мощность 17—21 км; базальтовый слой—21—23 км. На профиле Анилемза—Кармрашен поверхность кристаллического фундамента находится на глубине 2,5—6,0 км. Мощность земной коры на этом профиле $H=44—46$ км. На профиле Аракс-Октемберян мощность коры составляет $H=40—43$ км. На профиле Арагац-Алаверди поверхность кристаллического фундамента прослеживается на глубине 3,0—3,5 км, а мощность коры находится в пределах 42—48 км.

Строение земной коры Малого Кавказа подробно изучено по записям различных групп и типов нормальных поверхностных волн и высокоскоростных дисперсионных волн типа PL [11]. Мощность коры по этим волнам для исследуемой территории составляет $H=48$ км. Поверхность фундамента в Еревано-Игдырском сейсмогенном узле ~ 5 км. Мощность гранитного слоя—13 км, базальтового—20 км. Между гранитным и базальтовым слоями обнаружен промежуточный слой мощностью 10 км. Скорости распространения поперечных волн этих слоев, начиная с осадочного комплекса и до подкорового субстрата, соответственно равны: 2,35; 3,21; 3,56; 3,86; 4,60 км/сек. По фазовым скоростям первого обертона волн Релея на Центральном Кавказе мощность литосферной плиты составила 130 км, мощность астеносферы около 270 км. Поперечная окорость в слое ниже астеносферы, определенная по первым выступлениям обертонов поверхностных волн, составляет $V_s = 5,15 \pm 0,05$ км/сек.

На основе анализа времен пробега продольных волн, возбуждаемых удаленными землетрясениями, исследованы вариации скоростей продольных волн в верхних слоях верхней мантии Кавказа [3]. Выделены высокоскоростные и низкоскоростные литосферные блоки. Полоса пониженных скоростей выявлена от Ленинакана до Еревана. Выделены площади с максимально пониженной скоростью—2% от V_0 . Эта зональность почти целиком приурочена к мегантиклинорию Малого Кавказа, отчетливо представленному в новейшей тектонике сводово-глыбовыми сооружениями. Низкоскоростная неоднородность приурочена к нижеараксинскому поперечному межгорному прогибу (по данным станций «Горис», «Кармракар», «Каджаран»). В недавно завершенной работе [2] приводятся данные о том, что падение скоростей V_0 в мантии на 2% происходит под всей Транскавказской зоной в интервале глубин от 100 до 200 км. К этой зоне тяготеют наиболее интенсивные тепловые аномалии, ряд очаговых групп землетрясений, крупные вулканы Эльбрус,

Казбек, Арагац, Арарат. На юго-восточном их продолжении к ней приурочены вулканы района оз. Урмия, а также вулканы Тондурек, Сипан, Немруд. Далее, предполагается, что эта зона протягивается в сторону Мертвого моря и Восточно-Африканских рифтов.

Примечателен заметный дефицит плотности мантийных масс по профилю Ереван-Тбилиси, выраженный в значительных аномалиях силы тяжести (в редукции Буге, отнесенной к поверхности на высоте 150 км).

Горизонтальные неоднородности в строении Еревано-Игдырского сейсмогенного узла. Авторами интерпретировались записи отраженных и преломленных волн, сформированных при различных эицентральных расстояниях, а также изучались записи отраженных поверхностных волн, наблюдаемых при близких землетрясениях $\Delta < 400$ км. Исследование дисперсии их групповых скоростей показывает, что эта группа волн сформирована в осадочном комплексе земной коры мощностью 2÷6 км. Поверхностные волны при Джавахетских землетрясениях отражаются от тектонического нарушения, проходящего вдоль р. Аракс, в 20 км южнее станции «Ереван», и зарегистрированы этой станцией (рис. 7). При землетрясениях Зангезурского района волны этой группы, отраженные от тектонического нарушения, проходящего между населенными пунктами Севан и Октемберян, наблюдаются на станции «Ереван». Глубина залегания этих разломов по упомянутой группе волн не меньше 12—18 км. На основе определения отношений амплитудных спектров преломленных и прямых поверхностных волн сделано количественное заключение о глубине Транскавказского разлома, проходящего между станциями «Ереван» и «Ленинакан». Между этими же станциями проходит так называемый Еревано-Севанский разрыв [5]. Для изучения этих разломов использовались записи поверхностных волн, возникших при землетрясениях Филиппинских островов и бассейна Гренландского моря. Сводные кривые амплитудных спектров и потери энергии волн на разломе приведены на рис. 8 (1—К (ω) — потери энергии на преломляющей

границе, $\frac{A_1(\omega)}{A_2(\omega)}$ — отношение амплитудных спектров прямых и проходящих волн).

Глубина этих разломов составила около 65 км. По форшоковым событиям определены объемы очагов двух сильных землетрясений этого сейсмогенного узла, происшедших 7.I.1937 г. и 4.IX.1962 г. Форма очагов этих землетрясений эллипсоидальная. Главная ось фи-

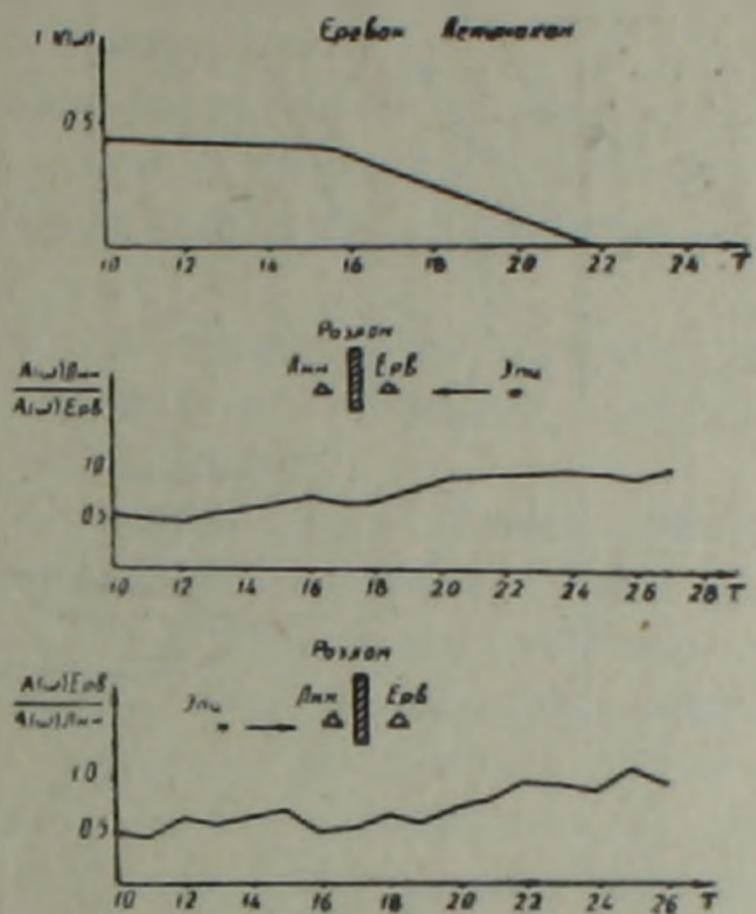


Рис. 8. Схема сводных кривых амплитудных спектров и потери энергии волн на разломе.

гуры совпадает с направлением сейсмогенных разрывов, пересекающихся в Еревано-Игдырском сейсмогенном узле (рис. 1). Исследовались также макросейсмические поля этого узла; их плейстосейстовые области имеют эллиптическую форму, а направление главной оси эллипса совпадает с простиранием сейсмогенного разрыва.

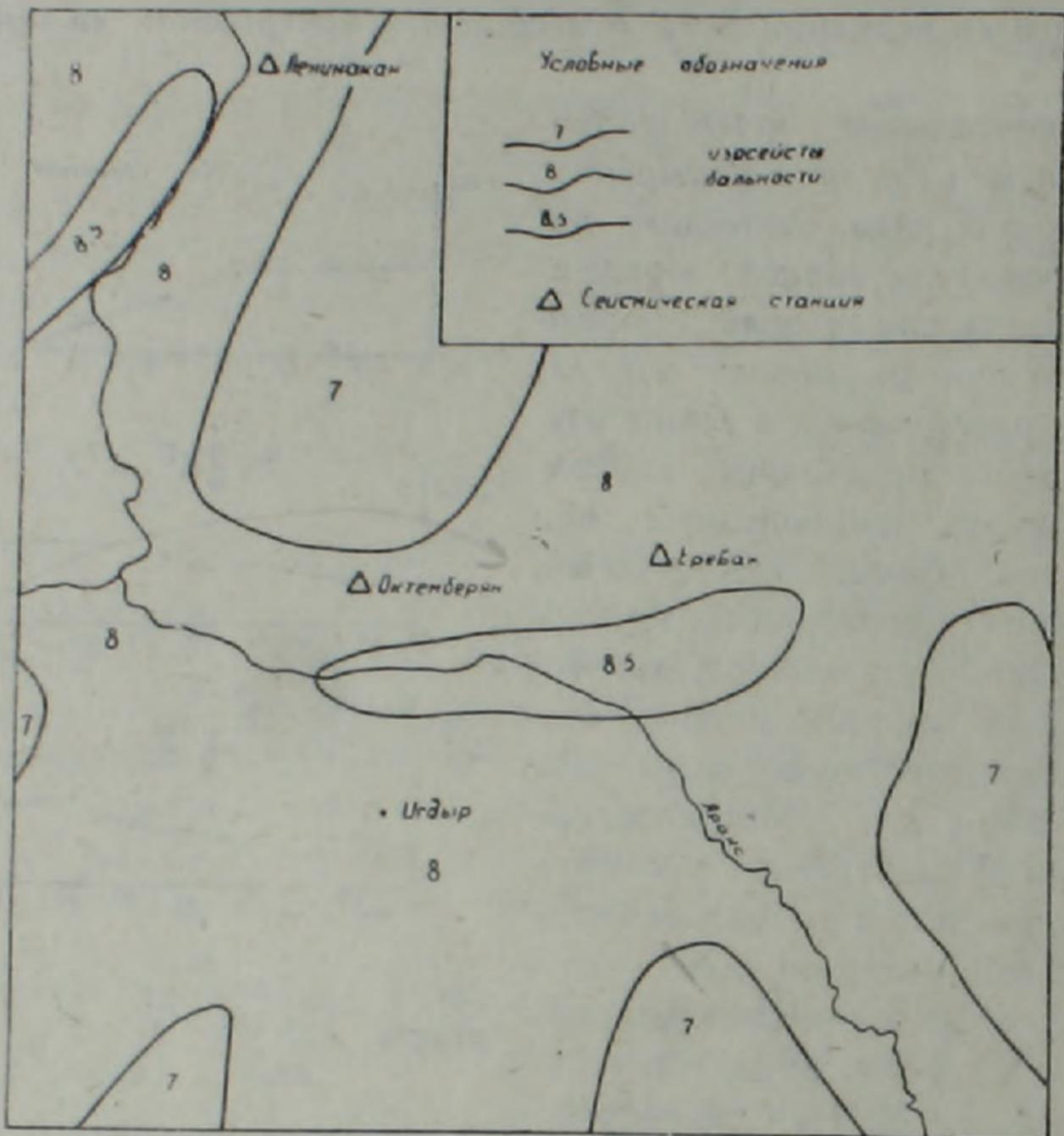


Рис. 9. Карта детального сейсмического районирования Еревано-Игдырского сейсмогенного узла.

Землетрясения Еревано-Игдырского узла имеют магнитуду в пределах $M=5,5-6,5$ и интенсивность $I_0=7-8,5$ баллов. В этом сейсмогенном узле наблюдаются контрастные сеймотектонические и неотектонические движения (рис. 7) [5]. Через этот узел проходят наиболее активно действующие в современную геологическую эпоху глубинные сейсмогенные разломы. На основе проведенного исследования обнаруживается, что центральная часть Еревано-Игдырского узла, вытянутая вдоль реки Аракс, является 8,5-балльной зоной, а периферийная — восьмибалльной. Для территории Малого Кавказа коэффициент затухания балльности $V=3,5$. Принимая во внимание эти данные и анализируя материалы макросейсмического поля землетрясений Малого Кавказа, построена карта детального сейсмического районирования Еревано-Игдырского сейсмогенного узла и прилегающих территорий, на которой дается дифференциация сейсмической опасности по интенсивности в баллах (рис. 9).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение сейсмичности района Армянской атомной электростанции выявило следующие особенности его строения:

1. Араратская долина, в центре которой расположена Армянская АЭС, является срединной частью Еревано-Игдырского сейсмического узла, представляющего собой зону пересечения крупных сейсмоактивных разломов северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направлений. Узел характеризуется концентрацией значительного количества очагов сильных землетрясений.

2. В тектоническом отношении район представляет область пересечения Североанатолийско-Армяно-Иранокой близширотной дугообразной мегаструктуры с меридиональными структурами Транскавказского поперечного поднятия.

Наиболее приемлемой геодинамической моделью для региона принимается представление о сближении Аравийской и Русской платформ с образованием трех зон субдукции между ними.

Схема разрывных сейсмогенных зон, составленная по сейсмическим данным для этого района, обнаруживает близкое сходство со схемой разрывных нарушений, составленной по данным структурно-геологического анализа с применением геофизических и дистанционных материалов.

3. Количественная оценка сейсмоопасности, по данным изучения сейсмического режима, показывает, что для Еревано-Игдырского сейсмического узла представительными являются землетрясения девятого энергетического класса ($K=9$), значение наклонов графика повторяемости $\gamma=0,47$, сейсмическая активность $A_0=0,1$ (в области АЭС).

4. В районе преобладают горизонтальные направления осей сжатия и растяжения; для плоскостей разрывов характерно крутое падение.

Вдоль р. Аракс наблюдается опускание земной коры, вдоль разрывов Транскавказского направления отмечаются дифференциальные движения—как опускание, так и воздымание участков коры.

5. По записям различных групп и типов нормальных поверхностных волн и высокоскоростных дисперсионных волн типа PL изучено строение вертикальных и горизонтальных неоднородностей строения земной коры региона. По этим данным мощность коры $H=48$ км. Глубина залегания поверхности фундамента составляет 1—5 км, мощность гранитного слоя—13 км, мощность базальтового слоя—20 км.

6. Изучение горизонтальных неоднородностей строения по отраженным и преломленным волнам позволило обнаружить ряд отражающих крупных тектонических разрывов и установить глубину их заложения.

7. По району Еревано-Игдырского сейсмогенного узла составлена карта сейсмического районирования, где дается дифференциация сейсмической интенсивности в баллах.

8. Приведенный в тексте материал показывает, что, несмотря на сложные сеймотектонические условия, устойчивость комплекса сооружений Армянокой АЭС можно считать обеспеченной с точки зрения сейсмостойкости и общих инженерно-геологических требований. Имеются достаточные основания для строительства II очереди Армянокой АЭС

на территории, прилегающей к площади действующей станции с запада. Несмотря на это, необходима организация надежной сейсмопрогностической службы и внедрение новых технических устройств, гарантирующих остановку работы реактора и теплосъём в автоматическом порядке при землетрясениях 6 баллов и более (по 12-балльной шкале).

Институт геологических наук АН Армянской ССР,

Ордена Трудового Красного Знамени

Институт геофизики и инженерной сейсмологии

АН Армянской ССР,

Институт геофизики АН Грузинской ССР,

Филиал ВНИИАЭС Союзатомэнерго.

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Յ. Հ. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, Կ. Ա. ԱՂԱՄԱԼՅԱՆ, Ա. Խ. ԲԱՂՐԱՄՅԱՆ,
Բ. Բ. ԶՈՒՂԱՐՅԱՆ, Բ. Յ. ԵՐԵՄՅԱՆ, Գ. Ի. ՍԻԽԱՐՈՒԼԻԶԵ, Ն. Պ. ԹՈՒԹՄԻՐԻԶԵ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԱՏՈՄԱՅԻՆ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՅԱՆԻ (ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ՀՈՎԻՏ) ՇՐՋԱՆԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՎԵՐԼՈՒՄՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ուսումնասիրված է Երևան—Իգդիր սեյսմիկ տարածքի միջին մասը, ուր տեղադրված է Հայկական ատոմային էլեկտրակայանը և որն իրենից ներկայացնում է հյուսիս-արևելյան, հյուսիս-արևմտյան, լայնակի և միջօրեական ուղղութիւնների խոշոր սեյսմոակտիվ խզումների փոխհատման հանգույց: Հստ սեյսմիկ տվյալների կազմված է խզումների սեյսմոգեն գոտիների սխեման: Ուսումնասիրված է Երևան—Իգդիր հանգույցի սեյսմիկ ուժիմը, ինչպես նաև այդ բնատարածքում սեյսմիկ օջախների մեխանիզմը: Հետազոտված են մարդի երկրակեղևի կառուցվածքի ուղղաձիգ և հորիզոնական անհամասեռութիւնները: Երևան—Իգդիր սեյսմոգեն հանգույցի համար կազմված է սեյսմիկ շրջանացման քարտեզ:

A. T. ASLANIAN, F. H. ARAKELIAN, K. A. AGHAMALIAN,
A. C. BAGHRAMIAN, R. T. DJUGHARIAN, B. Tz. YEREMIAN,
D. I. SIKHARULIDZE, N. N. TUTBERIDZE

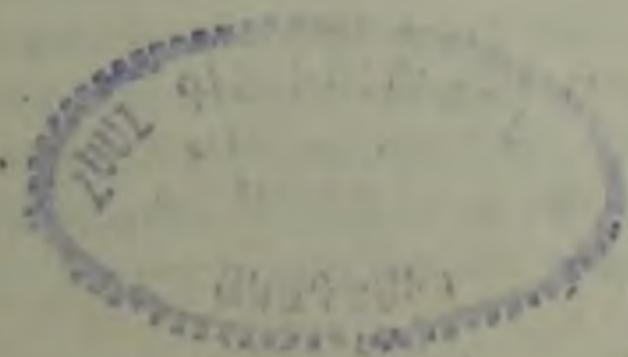
THE ARMENIAN ATOMIC POWER STATION (ARARATIAN VALLEY) REGION SEISMIC CONDITIONS ANALYSIS

Abstract

The Yerevan-Igdyr seismic knot middle part is investigated, which is a zone of intersecting the large-scale seismoactive fractures of NE, NW, latitudinal and meridional strikes, where the Armenian atomic power station is located. According to the seismic data a scheme of fracture seismogenous zones is drawn up. The Yerevan-Igdyr seismic knot's seismic regime is studied. For this territory the seismic focuses origin mechanism is studied. The region Earth's crust structure vertical and lateral heterogeneities are investigated. For the Yerevan-Igdyr seismogenous knot a seismic zoning map is drawn up.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Вегуни А. Т. и др. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
2. Асланян А. Т., Закарян К. А., Акопян С. Ц., Карахонян А. С., Микаелян А. О. О глубинной структуре Тавро-Кавказского региона по данным сейсмологических исследований и космического зондирования. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1982.
3. Винник Л. П., Годзиковская А. А., Сихарулидзе Д. И., Патирая Е. И., Баграмян А. Х. Скоростные аномалии верхней мантии Кавказа. Известия АН СССР, Физика Земли, № 7, 1978.
4. Балакина Л. М., Введенская А. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. «Наука», М., 1972.
5. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симоян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Изд. Ерев. университета, Ереван, 1981.
6. Желанкина Т. С. и др. Определение механизма землетрясений на цифровой электронной вычислительной машине: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных (Выч. сейсм. вып. 5). «Наука», М., 1971.
7. Карапетян Н. К. Напряженное состояние в очагах землетрясений Армении и механизмы их возникновения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1977.
8. Карапетян Н. К. Годографы сейсмических волн для землетрясений Армянского нагорья. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
9. Отчет «Земля», ВНИИГеофизика, Ереван, 1969.
10. Ризниченко Ю. В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1964.
11. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Баграмян А. Х. и др. Строение, напряженно-деформированное состояние и условия сейсмичности литосферы Малого Кавказа. Изд. «Мецнисреба», 1982.



УДК: 552.312(479.25)

Г. О. ГРИГОРЯН

О ГЛУБИНЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

В статье рассматриваются вопросы глубины образования полиметаллических месторождений республики с подразделением их на четыре фациальные группы: мезоабиссальную (3,5—2,5 км), гипабиссальную (2,5—1,5 км), интрузивно-субвулканическую (1,5—0,5 км) и приповерхностную (меньше). Подчеркивается важное промышленное значение месторождений гипабиссальной группы.

Проблемой глубины образования магматических комплексов и магматогенных месторождений занимались В. А. Обручев, М. А. Усов (1933), С. С. Смирнов (1946), П. М. Татаринев и И. Г. Магакьян (1949), Ю. А. Кузнецов (1949), В. Н. Котляр (1955), Д. С. Коржинский (1960), А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1960), Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965), В. И. Смирнов (1968), И. П. Кушнарев (1962, 1969); за рубежом—В. Линдгрэн (1929), В. Эммонс (1937), П. Ниггли, Г. Шнейдерхен (1958) и многие другие. Этот далеко не полный список авторитетных исследователей свидетельствует о важности проблемы в разрешении многих научных и практических задач по геологии эндогенных месторождений.

В семействе изверженных пород Ю. А. Кузнецов (1949) выделяет пять фаций—экструзивную, гипабиссальную, мезоабиссальную, абиссальную и ультраабиссальную, придавая особое значение не столько минеральному составу и структуре пород, сколько характеру контактового метаморфизма и форме магматических тел. В. Н. Котляр (1955) среди рудоносных магматических образований выделяет абиссальные (интрузивно-метасоматические комплексы), средние (интрузивные), эффузивно-интрузивные комплексы (интродированные в верхние структурные этажи) и эффузивные породы.

Характеризуя по глубинности магматические комплексы и связанные с ними рудные месторождения, Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965) предлагают выделять: акроабиссальную (поверхностную и близповерхностную—до 0,5 км и более глубинную—до 1 км), гипабиссальную (1—2 км), мезоабиссальную (менее глубинную—2—3,5 км и более глубинную—3,5—6 км), абиссальную (6—8 км) и ультраабиссальную (8—10 км и более) фациальные группы, характеризуя каждую из них четырнадцатью специфическими особенностями. Эти авторы считают, что «фация отображает основные геологические особенности среды, в которой происходит формирование горных пород и рудных месторождений» и, как геологическое понятие, оно даже более общее, чем формация. Такая точка зрения нами полностью разделяется.

Вопросы глубины становления рудоносных магматических комплексов Армении специально освещались А. Т. Асланяном [1], отметившим характерность для большинства из них сложных глубинно-фациальных условий формирования. Особенности эндогенного оруденения республики в зависимости от глубины образования месторождений описаны И. Г. Магакьяном (1967), который выделяет две основные группы: месторождения больших и умеренных и месторождения малых и небольших глубин. Полиметаллические месторождения республики обоснованно попадают как в ту, так и в другую группу. Важной особенностью последних следует считать их генетическую приуроченность не только к разнотипным, но и к разнофациальным магматическим комплексам. В результате проведенных в последнее десятилетие целенаправленных исследований, сопровождаемых геологоразведочными работами на глубоких горизонтах месторождений Каджаран, Кафан, Зод, Дастакерт, Ахтала и других, накоплен достаточный материал, прямо или косвенно относящийся к фактору глубинности образования.

Многие черты металлогении полиметаллического оруденения легко объясняются при учете различной глубины формирования. Определение глубины весьма существенно и для решения задач, связанных с оценкой месторождений при их поисках и разведке. В частности, глубина становления рудоносных магматических комплексов нередко предопределяет интенсивность парагенного оруденения и его масштабы.

Достоверными критериями определения глубины формирования полиметаллических месторождений Армении мы не располагаем. Поэтому нами использовано большое число коовенных признаков: 1) пространственное расположение руд к рудоносным магматическим комплексам; 2) морфологическое разнообразие рудных тел; 3) степень пестроты парагенезисов сульфидов с окислами, сульфатами, гидросульфатами и гидроокислами; 4) структурно-текстурные особенности руд; 5) степень дифференцированности рудного вещества во времени и пространстве; 6) количество стадий минерализации; 7) характер зональности эндогенной минерализации; 8) интенсивность изоморфизма в минералах; 9) типы и интенсивность окolorудных метасоматитов; 10) степень метаморфизма руд и рудовмещающих пород и т. д.

Несмотря на многочисленность признаков фаціальности, обоснованность глубины формирования конкретных месторождений (в том числе полиметаллических) все еще недостаточна. Тем не менее по комплексу признаков автором был сделан вывод, что в Армении глубина самых глубинных магматических и постмагматических образований не превышает 3,5 км и соответствует мезоабиссальной (менее глубинной) фации, выделенной Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко [5].

Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют о связи полиметаллических месторождений Армении с изверженными породами различных фаций глубинности [8]. В связи с этим их можно систематизировать в четыре фациальные группы: мезоабиссальную (или плутоническую) — от 3,5 до 2,5 км; гипабиссальную (или интрузив-

Фациальные особенности полиметаллических месторождений Армении

Таблица 1

Фации оруденения	Отношение к рудоносным магматическим комплексам	Парагенетические ассоциации минералов	Текстурино-структурные особенности руд	Дифференцированность рудного вещества	Характер зональности оруденения	Типы и интенсивность окolorудных изменений	Изоморфизм в минералах	Количество стадий минерализации	Морфологическое разнообразие рудных тел	Примеры месторождений
1. Мезобиссальная (3,5—2,5 км)	Отдаленная генетическая связь с батолитами и крупными штоками	Галенит-сфалерит-пирит-халькопирит-пирротин-арсенопирит	Крупнозернистая, пятнистая	Полная	Четко выраженная зональность по латерали	Серицитизация, турмалинизация, окварцевание	У большинства минералов проявлен слабо	Ярко выраженная многостадийность	Жилы, зоны	Тей-Личкваз, Пирзани, Аткиз, Кефашен и др.
2. Гипабиссальная (2,5—1,5 км)	Отдаленная генетическая связь со штоками, дайками гранитоидов	Галенит-сфалерит-пирит-халькопирит-блеклые руды, сульфосоли свинца, иногда теллуриды золота	Крупно- и среднезернистая, симметрично-полосчатая, крустификационная, кокардовая	Полная	Четкая по латерали, иногда по вертикали	В контакте роговики, скарны, в эндоконтакте кварц-серицит, альбитовые образования, в экзоконтакте эпидот-хлоритовые образования	У части сульфидов появляется изоморфизм	Многостадийная	Жилы, прожилковые зоны	Меградор, Газма, Какавасар, Азатек, Аревут, Гандзак, и др.
3. Интрузивно-субвулканическая (1,5—0,5 км)	Малые интрузии, субвулканические тела, переходящие иногда в экстрезивные тела	Сфалерит-халькопирит-галенит-пирит, появление марказита, слабое развитие блеклых руд	Массивная, прожилковая, в рапленная, мелкозернистая, иногда колломорфная	Недостаточно полная	Четкая по вертикали, иногда и по латерали	Альбитизация, эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, каолинизация	Проявляется широко в сульфидах, сульфатах и карбонатах	Стадийность внутри формации проявлена слабо	Крупные штоки, линзы, зоны штокверков, жилы, иногда брекчированные зоны	Ахтала, Шамшадин, Кафан, Маймех и др.
4. Близповерхностная (меньше 1 км)	Небольшие штоки, дайки, нейки, купола, пластовые залежи, покровы, вышесредней кремнекислоты	Гематит-сфалерит-галенит-пирит-халькопирит-золото	Полосчатая, брекчиевая, мелкозернистая	Неполная	Зональность по фации отложения осадков	Хлоритизация, карбонатизация, аргиллитизация, алунитизация, опалитизация, марказитизация, осернение	Проявлен достаточно широко	Стадийность почти не фиксируется	Брекчированные зоны, небольшие трещинные зоны, пласты	Привольненская группа, Арманис, Блрашен

Для рудоносных комплексов этой фацнальной группы характерны крупные штоки гранитоидов с порфировой и гранит-порфировой структурой, которые часто пронизаны гранодиорит-порфировыми и лампрофировыми дайками. На этой глубине широко развит контактовый метаморфизм с образованием кварц-эпидотовых и слабо кварц-альбитовых роговиков. В эндоконтактовой зоне этой фацнии постмагматический метасоматоз представлен интенсивной серицитизацией, альбитизацией и окварцеванием, в экзоконтактовой же зоне—эпидотизацией и хлоритизацией. Основными рудомещающими структурами служат трещины разрыва, иногда небольшие штокверковые зоны или системы параллельных трещин. Помимо совпадения фацний глубинности пород и руд (что имеет важное диагностическое значение) для обоснования гипабиссальной глубины месторождений этой группы необходимо учесть крупно- и среднезернистость руд, развитие кокардовых и крустификационных текстур, четкую дифференцированность минерального вещества, слабое развитие изоморфизма в минералах и более четкое проявление зональности оруденения и метасоматитов (особенно по латерали). Вещественный состав этих руд обычно многокомпонентен, а распределение металлов неравномерное. Часто в рудах появляются блеклые руды, сульфосоли свинца и теллуриды золота. Перечисленные особенности в целом характерны для месторождений, сформировавшихся на умеренных (гипабиссальных—1,5—2 км) и, частично, средних (2,5—3,5 км) глубинах.

Месторождения этой фацнальной группы по сравнению с предыдущей более интересны в отношении полиметаллического оруденения.

3. Месторождения, объединенные в интрузивно-субвулканическую фацнальную группу, принадлежат к колчеданно-полиметаллической формации (Ахтала, Маймех, Шамшадин, Кафан и др.) и пространственно (и не только) тяготеют к малым интрузиям и субвулканическим телам, переходящим местами в экструзивно-эффузивные залежи. Многие геолого-геохимические особенности, характеризующие формационную принадлежность этих месторождений, служат одновременно фактором, определяющим фацнию глубинности.

Рудоносные магматические комплексы представлены штоками, пластовыми залежами, силлами, дайками кислого состава (плагнограниты, кварцевые плагнопорфиры, кварцевые порфириты, кварцевые альбитофиры и др.). Текстура пород массивная, иногда флюидальная; структура гранофировая, фельзитовая. В отмеченных магматических телах очень мало дайковых образований, особенно кислого состава. Вне рудоносных пород много даек диабазового состава, которые нередко контролируют колчеданное оруденение. Пегматитовые и окарновые образования совершенно не характерны для этой фацнальной группы. Околорудные изменения выражены средне- и низкотемпературными пропилитами, при ассоциации альбита, хлорита, эпидота, карбонатов, кварца и каолинитов.

Рудные тела представлены штоками, линзами, жилами, реже штокверками и брекчированными зонами. Несмотря на достаточную фрак-

ционированность руд на серноколчеданную, серно-медноколчеданную, колчеданно-полиметаллическую и сульфатную (барит, гипс, ангидрит) формации, дифференциация рудного вещества в каждой из них происходила не полностью из-за слабо выраженной стадийности минерализации. Для указанной фации характерны ассоциация разнотемпературных минералов, преобладание массивной и метаколлоидной текстур, мелкозернистой и колломорфной структур, развитие изоморфизма в минералах и т. д. В массивных рудах сульфидные минералы превалируют над нерудными. Зональное строение минерального вещества хорошо выражено по вертикали (Шаумянская группа), поэтому распределение металлов в этом направлении неравномерное—изменчиво. К особенностям фациальности можно отнести также широкое развитие в рудах пирита, слабое развитие блеклых руд, появление марказита (Кафан, Ахтала), отсутствие пирротина и арсенопирита. Все эти признаки характеризуют малую глубину формирования месторождений серий колчеданных формаций.

Причиной появления характерных признаков фациальности магматизма и оруденения является падение температуры и давления, приведшие к изменению концентрации растворов и других физико-химических параметров среды рудоотложения (величин pH и Eh) в условиях их малоглубинного становления.

В Шамшадине установлено, что рудоносные субвулканические и экструзивные тела постепенно переходят, с одной стороны, в гипабиссальные, а с другой—в эффузивные породы (Григорян, 1965). При таком большом диапазоне фаций рудоносных пород возникают некоторые затруднения в точном определении глубины образования связанных с ними месторождений.

Таким образом, на основании многочисленных примеров приходим к выводу, что колчеданно-полиметаллические месторождения в большинстве своем формировались на малой глубине (1,5—0,5 км). Такая глубина была наиболее благоприятной для отложения в значительных количествах колчеданных руд. Полиметаллические месторождения этой группы можно оценивать как наиболее крупные на Малом Кавказе, а многие недоизученные рудопроявления—как перспективные.

4. Эта фациальная группа объединяет месторождения, сформировавшиеся в близповерхностных (менее 1 км) условиях (на дне моря или даже на суше). Сюда входят месторождения гематит-халькопирит-полиметаллической (Привольненская группа, Арманис) и медно-полиметаллической (Блаженское и др.) формаций, связанные отдаленно парагенетически с экструзивно-эффузивными субмаринными комплексами.

Рудоносные комплексы представлены небольшими штоками, дайками, neckами, куполами, пластовыми железами, покровами лав и их пирокластами вышесредней кремнекислотности. Текстура этих пород большей частью флюидальная, структура—фельзитовая и порфирировая. Постмагматические изменения этих пород выражены низкотемпературной пропилитизацией (хлорит-карбонатная ассоциация), марказитиза-

цией, аргиллитизацией, алунификацией, ожернением и опалитизацией. Интенсивная карбонатизация вулканогенных пород обусловлена обильным выделением CO_2 и HCO_3 при поствулканических эксгаляциях.

Рудовмещающей структурой для эпигенетических руд служат брекчированные зоны, небольшие и невыдержанные трещинные структуры, а для сингенетических субмаринных рудных тел — межформационные пропластки.

Близповерхностная фауна (до 1 км) была благоприятной для образования многих экстрезивов и способствовала бурному выделению рудообразующих флюидов из остывающей магмы. Наблюдения над активными вулканами срединного Камчатского хребта (Набоко, 1974) и недавно потухшим вулканом г. Арагац [7] показали, что уменьшение глубины приводит к рассеянию металлов и смене (вверх) сульфидных соединений самородной серой или гематитом. Это говорит о том, что при чрезмерном уменьшении глубины (особенно в континентальных условиях) степень концентрации компонентов (в виде сульфидных соединений) должна падать. Таким образом, в условиях низкого давления и резкого падения температуры происходит быстрое выделение рудного вещества из растворов, способствующее его рассеянию.

О формировании части полиметаллических месторождений на малой глубине говорит не только их геологическая позиция к предполагаемому источнику, но и совместное отложение низкотемпературных окисных, сульфатных и сульфидных минералов. Это свидетельствует об активном участии в рудоотложении атмосферного кислорода. Из минеральных парагенезисов, приведших к телескопированию руд на малых глубинах, как правило, преобладают низкотемпературные.

К важным критериям приповерхностного и поверхностного образования месторождений относится четкая стратификация части рудных тел, однотипных по минеральному составу с нормальными эпигенетическими телами, относимыми к эксгаляционно-осадочным образованиям (Григорян, 1958).

Роль глубины в рудообразовании отчетливо проявляется не только в литосфере, но и в гидросфере. Известно, что с возрастанием глубины в морском бассейне прогрессивно повышается и давление¹. Поэтому поступающие на большие глубины вулканические эксгаляции почти целиком растворяются в морской воде и при отсутствии подводных течений создаются благоприятные условия для рудоотложения. На основании этих геолого-геохимических данных приходим к выводу, что наиболее малоглубинные полиметаллические месторождения Армении образовались на глубине менее 1 км от поверхности или в условиях морского бассейна.

На малой глубине нормальный ход развития постмагматических процессов (от высокотемпературных к низкотемпературным) нередко нарушается. В этих условиях повышенная проницаемость пород приво-

¹ По определению Р. В. Беммелена [2], в условиях подводного излияния лав давление настолько высокое, что его можно сравнивать с условиями, при которых формируются интрузии силлов.

дит к проникновению метеорных вод на значительную глубину и совместному отложению разнотемпературных минеральных парагенезисов (реальгар-аурипигментовый и пирит-энаргитовый в Аравусе, золото-полиметаллический и медно-гематитовый в Арманисе и др.).

Таким образом, полиметаллические месторождения Армении формировались на весьма различных глубинах. Это объясняется многими причинами и зависит также от места и времени выделения рудоносных растворов из исходного магматического расплава, а глубина становления последнего, как известно, может быть различной. В большинстве случаев это обусловлено положением рудномагматических комплексов в истории геотектонического развития подвижных зон, которое отражается на морфологической разнотипности этих рудоносных комплексов (батолиты, штоки, силлы, дайки, некки, купола и потоки лав). Причем намечается, что с уменьшением глубины морфологическое разнообразие рудоносных комплексов становится более очевидным. Малоглубинные месторождения, по определению В. Н. Котляра [12], характеризуются еще одной важной особенностью: в отличие от месторождений средних и больших глубин, формирование месторождений малых глубин было непродолжительным. Таким образом, важным критерием глубины образования месторождений следует считать соответствие их фаций глубинности фациям становления парагенных пород.

По мере остывания магматического расплава очаг выделения рудоносных растворов опускается глубже, но это отклонение в размерах интервалов между участками выделения растворов из магмы и местом отложения из них руд нам неизвестно и вряд ли оно было настолько велико или существенно, чтобы здесь принимать его во внимание.

Таким образом, изложенный материал свидетельствует о полифациальности магматических комплексов и политипности связанных с ними месторождений. Эта связь проявляется в различной форме: отдаленно генетически, близ- и отдаленно парагенетически и телегенетически. Образование полиметаллических месторождений Армении охватывает большой диапазон глубинности—от мезоабиссальных глубин (менее 3,5 км) до приповерхностной фации, включая дно моря.

Полифациальность магматических комплексов наложила свой отпечаток на перспективность месторождений.

Исходя из такого соотношения, одним из надежных критериев, доказывающих глубины образования полиметаллических месторождений Армении, следует считать соответствие их фаций глубинности фациям становления парагенных магматических комплексов.

Выводы

1. Полиметаллические месторождения Армении характеризуются четко выраженной полифациальностью, находящейся в прямой зависимости от фаций становления парагенных магматических комплексов.

2. По глубине образования полиметаллические месторождения подразделяются на мезоабиссальную (3,5—2,5 км), гипабиссальную (2,5—

1,5 կմ), интрузивно-субвулканическую (1,5—0,5 կմ) и близповерхностную (меньше 1 կմ) группы. Каждая такая группа характеризуется комплексом геолого-структурных, минералого-геохимических особенностей, подтверждающих их индивидуальность.

3. Полифациальность магматических комплексов и связанных с ними месторождений наложила свой отпечаток на перспективность полиметаллических месторождений. Установлено, что наиболее перспективными на свинец и цинк являются месторождения гипабиссальной фации, за которыми следуют месторождения мезоабиссальной фации.

Ереванский государственный университет

Поступило 18.XII.1981.

Հ. Հ. ԳՐԻԳՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՉԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԽՈՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում մի շարք անուղղակի հատկանիշների հիման վրա փորձ է արվում Հայկական ՍՍՀ բազմամետաղային հանքավայրերը խմբավորել ըստ նրանց ձևավորման խորության: Առանձնացվում են մեզոարխալ (3,5—2,5 կմ), հիպարխալ (2,5—1,5 կմ), սուբհրարխալ-ինտրուզիվ (1,5—0,5 կմ) և էքստրուզիվ-սուբհրարխալ (1 կմ և պակաս) ֆացիաներում ձևավորված հանքավայրերի փաստացի նյութի մեկնաբանումն այս տեսանկյունից հանդեպում է այն եզրակացության, որ ամենամեծ հեռանկարներն ունեն հիպարխալ ֆացիայի հանքավայրերը, որոնց ընդհուպ մոտենում են մեզոարխալ, իսկ այնուհետև՝ սուբհրարխալ-ինտրուզիվ ֆացիայի հանքավայրերը:

H. H. GRIGORIAN

ON THE ARMENIAN SSR POLYMETALLIC ORE DEPOSITS FORMING DEPTHS

Abstract

The problems of polymetallic ore deposits forming depths are considered in this paper. Those are subdivided into four facial groups as mesoabyssal (3,5—2,5 km), hypabyssal (2,5—1,5 km), intrusive-subvolcanic (1,5—0,5 km) and near-surface (less than 1 km) ones. The commercial significance of hypabyssal ore deposits is underlined.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. О глубине формирования интрузивных комплексов Армении. Сб. научн. тр. ЕрПИ, № 2, вып. 11, 1955.

2. Баммелен Р. В. Геология Индонезии. Изд. ИЛ, 1957.
3. Власов Г. М., Василевский М. М. Генезис и взаимоотношения рудных формаций, вторичных кварцитов и пропилитов Среднего Камчатского хребта. В кн. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.
4. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. Геология рудных месторождений, № 1, 1960.
5. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. «Недра», 1965.
6. Григорян Г. О. К вопросу о генезисе Привольненской группы полиметаллических месторождений в Армянской ССР. Тр. Армгеолуправления, т. II, 1958.
7. Григорян Г. О. Рудоносность экструзивно-эффузивных комплексов Армянской ССР. В кн. «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых», «Наука», т. VII, 1964.
8. Григорян Г. О. О связи полиметаллических месторождений Армении с магматическими комплексами. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1981.
9. Киркинский В. А. О некоторых закономерностях поведения изоморфных смесей под давлением. Геохимия, № 3, 1966.
10. Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. ДАН СССР, т. 133, 1960.
11. Котляр В. Н. О магматических комплексах в оруденении. «Советская геология», № 43, 1955.
12. Котляр В. Н. О длительности формирования послемагматических месторождений различной глубинности. В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока», «Наука», 1966.
13. Кузнецов Ю. А. Схема классификации магматических пород. Тр. Горно-геол. ин-та Зап. Сиб. фил. АН СССР, вып. 5, 1949.
14. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. «Наука», 1969.
15. Магакьян И. Г., Татаринцов П. М. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. ВМО, № 3, 1949.
16. Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
17. Магакьян И. Г. Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1966.
18. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР, 1963.
19. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. Сб. «Генезис эндогенных рудных месторождений». «Недра», 1968.
20. Смирнов С. С. Рецензия на статью П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений». Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
21. Усов М. А. Фашии и фазы интрузивов. Известия Сиб. отд. геол. ком., т. IV, вып. 3, 1925.
22. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд. ИЛ, 1958.

УДК: 553.31 : 552.4(479.25)

Г. Б. МЕЖЛУМЯН

СКАПОЛИТЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

В статье впервые обобщаются результаты минералого-геохимического изучения скаполитов, обнаруженных в ряде метасоматических железорудных месторождений и проявлений Армянской ССР.

Установлено, что скаполиты в железорудных месторождениях республики являются распространенными типоморфными минералами железных руд двух формационных типов: контактово-метасоматического (скарнового) и гидротермально-метасоматического. Скаполиты из железорудных месторождений обоих формационных типов относятся к кислым натрий-хлорсодержащим разностям—дипиру и мариялит-дипиру.

Скаполиты, подобно плагиоклазам, образуют непрерывный изоморфный ряд двух крайних членов—минералов мариялита ($2NaAlSi_3O_8 \cdot NaCl$)—мейонита ($3CaAl_2Si_2O_8 \cdot CaCO_3$).

Скаполитам изоморфного ряда того или иного химического состава присущи определенные физические свойства и минералого-геохимические особенности, обусловленные геологическими и физико-химическими условиями среды их образования. Значение этих специфических особенностей трудно переоценить, т. к. они являются хорошими индикаторами установления геологических условий образования, что способствует целенаправленному проведению предварительных поисково-разведочных работ и правильной оценке перспектив скаполитсодержащих железорудных месторождений.

На основании проведенных исследований и анализа литературных источников было установлено, что скаполит в железорудных месторождениях Армянской ССР является одним из наиболее распространенных типоморфных минералов железных руд двух формационных типов: контактово-метасоматического (скарнового) и гидротермально-метасоматического.

1. Скаполиты¹ скарновой железорудной формации. На Базумском, Разданском и Ахавнадзорском железорудных месторождениях скаполитсодержащие скарны, околосокарновые и близкие к ним рудные и нерудные метасоматиты пространственно приурочены к контактам и приконтактовым частям умеренно-кислых гипабиссальных гранитоидов верхнеэоценового возраста. В Памбакском рудном районе они тяготеют к Разданскому, Ахавнадзорскому и Анкаванскому, а в Базумском рудном районе—к Каджерийскому массивам.

¹ В Базумском и Ахавнадзорском железорудных месторождениях скарновой формации скаполит впервые был обнаружен и описан автором настоящей статьи в 1971 г., а в Разданском, в том же году, М. Т. Бояджян [1].

Скаполит в метасоматитах скарпной формации образует длинно-призматические кристаллы и неправильные зернистые агрегаты в ассоциации с плагиоклазом, гранатом, пироксеном, амфиболом, магнетитом и другими минералами.

В скарнах и близскарновых метасоматитах железорудных месторождений рассматриваемой формации, в частности в скарнах Базумского месторождения, скаполит в виде призматических непрозрачных зерен преимущественно ассоциирует с пироксеном, плагиоклазом, амфиболом и магнетитом. Скаполит здесь образуется в результате метасоматической переработки плагиоклазов (олигоклаз, андезин, лабрадор) как основной массы, так и порфировых вкрапленников вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород основного и среднего состава (туфов, известковистых туффитов, порфиритов, окарнированных порфиритов) в контакте с известняками, диоритами, кварцевыми диоритами и сиебито-диоритами.

Устанавливаются две стадии образования скаполита: ранняя и поздняя.

Скаполит ранней стадии образует отдельные дезориентированные призматические кристаллы в метасоматически измененных породах в ассоциации с плагиоклазом, пироксеном, гранатом, амфиболом, эпидотом, магнетитом, хлоритом и другими минералами размером 0,7—1,2 мм. Скаполит ранней, или дорудной, стадии устанавливается только в шлифах при проходящем свете;

Скаполит поздней, или рудной, стадии встречается в виде секущих маломощных жил (мощностью 1—4 мм) в рудовмещающих скарнированных породах в тесной ассоциации с гранатом, магнетитом и пиритом. В незначительном количестве иногда присутствует актинолит. Скаполит поздней стадии хорошо заметен невооруженным глазом и отличается длиннопризматическим габитусом зерен с отчетливо выраженной штриховкой на гранях.

Скаполиты обеих стадий идиоморфны по отношению к гранату, пироксену и магнетитам и имеют серый и зеленовато-серый цвет. Скаполит часто замещается амфиболом, кальцитом и эпидотом.

2. Скаполиты гидротермально-метасоматической железорудной формации по условиям нахождения и образования резко отличаются от скаполитов скарпной формации. Они на Абовянском месторождении приурочены к околорудным метасоматически измененным молодым вулканитам—андезито-даштам, пиритизированным глинистым отложениям и брекчированным магнетит-апатитовым рудам плиоценового возраста.

В указанных измененных породах скаполитизация¹ имеет широкое площадное распространение и связана с поздним гидротермально-метасоматическим этапом вулканического процесса.

¹ Скаполит в метасоматитах Абовянского железорудного месторождения был обнаружен Л. Б. Саруханян [2].

Здесь скаполит развивается исключительно по алюмосиликатным породам—андезитовым порфиритам и охватывает сравнительно широкий диапазон времени образования дорудных и рудных этапов минералообразования. На Абовянском месторождении также выделяются две стадии образования скаполита: ранняя—дорудная или собственно-окаровая (до образования магнетит-апатитовых руд) и поздняя—руд-

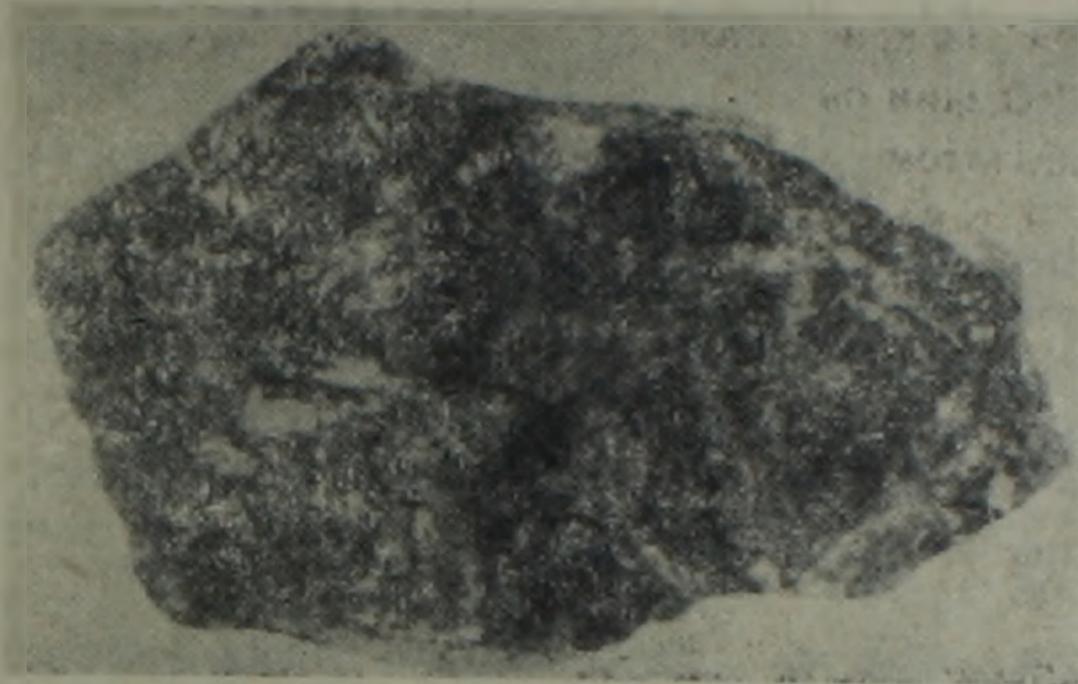


Рис. 1 Длиннопризматические зерна скаполита (светло-серое) в скаполит-магнетитовой жиле. Магнетит (темно-серое)—общий фон. Штуфн. образец, уменьш. 1,5 X. Базумское месторождение.

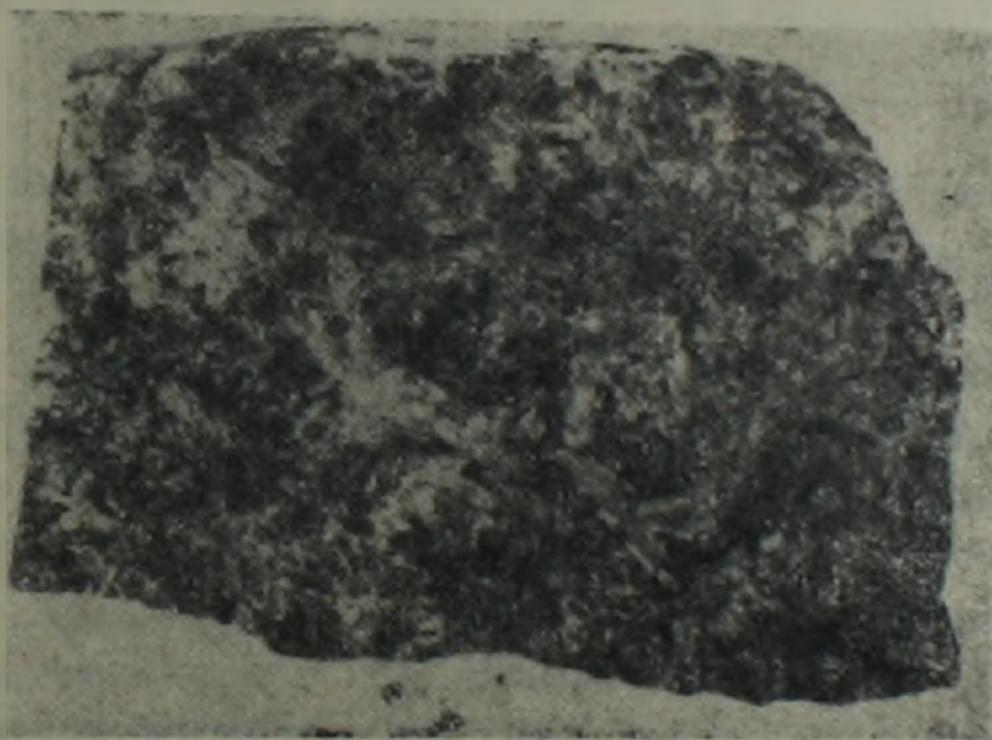


Рис. 2 Выделения скаполита (светло-серое) неправильной формы среди магнетитовой руды (темно-серое). Штуфн. образец, уменьш. 1,5 X. Базумское месторождение.

ная, охватывающая промежуток времени образования магнетит-апатитовых руд.

Ранняя окаполитовая стадия проявлена интенсивно, имеет широкое площадное распространение и отличается большим набором ассоциирующих минералов (альбит, пироксен, амфибол, биотит, апатит).

В пределах Абовянского месторождения наиболее интенсивная скаполитизация зафиксирована на участке магнитной аномалии № 5, в

районе которой встречаются образования скаполит-карбонат-биотитового состава.

Скаполит поздней стадии образует тонкие призматические и игольчатые прозрачные кристаллы размером 0,5—1,5 мм в поперечнике. На этом месторождении он тесно ассоциирует с апатитом, магнетитом, биотитом и карбонатом, представлен жилами и прожилками (мощностью до 4—5 см), а также гнездами, линзочками и скоплениями неправильной формы (размером 2,5×6,0, реже до 5×9 см). По отношению к скаполиту, магнетит и апатит выделялись позже и занимают межзерновые пространства окаполита.

Сонахождение скаполита и альбита обусловлено параллельным протеканием процессов окаполитизации и альбитизации, связанных с общим метасоматическим изменением, происходившим еще в дорудном этапе. Касаясь вопроса взаимоотношения скаполита и альбита на фоне общего хода развития метасоматического процесса, Д. В. Калинин [6] допускает, что скаполитизация протекала почти одновременно с альбитизацией, причем последняя несколько опережала скаполитообразование.

Микроскопическое изучение скаполита обеих формаций показывает, что они в проходящем свете прозрачные, бесцветные, иногда окрашены в светло-зеленоватые, светло-голубоватые тона. Оптически одноосные, удлинение отрицательное, погасание прямое, двойникование не обнаруживается.

Показатели преломления скаполитов Базумского месторождения колеблются в пределах: $N_o = 1,553—1,565$; $N_e = 1,542—1,546$; $N_o - N_e = 0,011—0,019$.

Скаполиты Абовянского железорудного месторождения отличаются несколько низкими значениями показателей преломления: $N_o = 1,548—1,556$; $N_e = 1,541—1,545$; $N_o - N_e = 0,007—0,012$.

Согласно общепринятой номенклатуре [2, 12, 13], изученные скаполиты Базумского месторождения относятся к дипиру, а скаполиты Абовянского месторождения — к маршалит-дипиру с 16—30% молекулярным количеством мейонита. Они относятся к кислым натрий-хлорсодержащим разностям.

Принадлежность скаполитов к дипиру и маршалит-дипиру подтверждается данными химических (табл. 1) и рентгеноструктурных (табл. 2) анализов.

При сравнении скаполитов железорудных месторождений Армянской ССР и Тургая (табл. 1) обнаруживается близкое содержание характерных компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O и Cl .

В составе скаполитов Базумского и Абовянского железорудных месторождений, наряду с главнейшими компонентами, определяемыми химическим методом, спектроскопически¹ установлено также 14 элементов: в базумских скаполитах — 0,024% Mn ; 0,00016% Ni и Co ; 0,0024% V ; 0,0009% Cr ; 0,00018% Zr ; 0,00024% Cu ; 0,00025% Pb ; 0,01% Zn ; 0,0015% Ga ; 0,032% Sr (среднее из 11 анализов), а в абовянских скаполи-

¹ Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГи АН Арм. ССР.

тах—0,1 Mn; 0,006% Ni; 0,001% Co; 0,01% V; 0,02% Zr; 0,1% Cu и Zn; 0,006% Ga; 0,003% Ge; 0,3% Sr; 0,2% Ba; 0,02% La; 0,003% Yb и Yr (среднее из 11 анализов).

Как видно из результатов полуколичественных спектральных анализов, по набору содержания ряда элементов-примесей (Yl, Yb, La, Ge, Ba) скаполиты Абовянского месторождения отличаются от базумских.

Таблица 1

Сравнение химических анализов* и показателей преломления скаполитов железорудных месторождений Советского Союза (Армении, Казахстана, Азербайджана) и Южной Норвегии

№№ проб		880	306	1/75	128/10	Ю. Н.	Д
компоненты							
	SiO ₂	58,52	54,40	53,68	52,66	55,22	59,90
	TiO ₂	—	0,48	0,5	0,07	—	н. о.
	Al ₂ O ₃	18,47	21,82	19,05	19,60	23,18	21,34
	Fe ₂ O ₃	0,69	0,39	1,94	3,39	—	сл.
	FeO	н. о.	не опр.	2,87	0,91	—	0,19
	MgO	сл.	не опр.	3,08	3,69	0,21	0,07
	CaO	6,62	7,86	8,00	5,02	7,97	5,09
	Na ₂ O	9,75	7,16	6,70	6,20	9,04	11,92
	K ₂ O	1,25	1,86	0,80	1,75	0,88	н. о.
	H ₂ O	н. о.	2,56	1,85	2,34	0,17	—
	CO ₂	—	1,54	—	0,23	1,20	0,91
	SO ₂	—	0,07	—	0,22	—	н. о.
	Cl	2,85	2,15	1,90	1,43	2,76	1,70
Сумма		98,15	100,41	99,92	98,56	100,63	100,74
показ. прелом.	№	1,560	1,555	1,557	1,541	1,555	1,540
	№	1,545	1,541	1,544	1,534	1,541	1,530

Наименование проб: № 880—скаполит из карбонат-биотит-скаполитового прожилка (Абовянское месторождение); № 306—скаполит из скарнов Разданского месторождения; № 1/75—скаполит из скаполит-магнетитового прожилка (Базумское месторождение); № 128/10—крупные кристаллы скаполита (Качарское месторождение, Тургай); № Ю. Н.—скаполит из Южной Норвегии; № Д—скаполит из Дашкесанского месторождения.

* Анализы скаполита № 880 заимствованы из работы Л. Б. Саруханян [11], а скаполиты № 306—М. Т. Бояджян [1], № 128/10—А. М. Дымкина, М. П. Могилевой, Г. М. Тетерева [3], № Ю. Н. из работы Д. М. Шоу [12], № Д—М. А. Кашкая, Дж. А. Азадалиева [7].

Содержание таких элементов-примесей как Mn, V, Co, Ni, Cu, Zr, Ga и Sr в скаполитах Абовянского месторождения от десяти до 20 и более раз выше, чем в базумских.

Скаполиты в метасоматически измененных породах (скарнах, скарнированных туфах и туффитах среднего состава, гидротермально-метасоматически измененных вулканитах—андезитах и андезито-дацитах) и магнетитовых рудах железорудных месторождений Армянской ССР образовались исключительно по плагиоклазам (№ 18—56) в результате инфильтрационно-метасоматического изменения последних, при активном привносе таких компонентов, как Cl , CO_2 , SO_3 и H_2O . В дальнейшем, вероятно, быстрая нейтрализация растворов и возрастание кислотности привели к созданию благоприятных условий для образования скаполита и магнетита в виде жил и прожилков (поздняя стадия).

Таблица 2

Результаты рентгеноструктурного анализа скаполитов Абовянского и Базумского железорудных месторождений Армянской ССР*

Линий № п/п	84/7		700		Линий № п/п	84/76		700	
	l	da/n	l	da/n		l	da/n	l	da/n
1	2	5,500	4	4,230	24	2	1,826	4	1,508
2	2	5,150	7	3,807	25	4	1,818	4	1,462
3	3	6,030	4	3,558	26	1	1,777	6	1,420
4	1	4,350	10	3,466	27	3	1,748	2	1,398
5		4,250	8	3,058	28	4	1,704	2	1,382
6	1	4,700	10	3,008	29	2	1,675	5	1,364
7	7	3,800	6	2,833	30	3	1,622	2	1,344
8	5	5,510	4	2,717	31	2	1,606	2	1,331
9	0	3,400	6	2,698	32	2	1,885	2	1,315
10	8	3,010	1	2,364	33	3	1,560	3	1,284
11	7	3,010	4	2,256	34	3	1,510	3	1,173
12	5	5,853	1	1,106	35	2	1,470	3	1,152
13	5	2,720	5	2,136	36	4	1,464		
14	7	2,050	3	2,057	37	4	1,422		
15	1	2,512	3	2,006	38	1	1,403		
16		2,000	6	1,906	39	3	1,382		
17	5	5,000	4	1,895	40	5	1,364		
18	2	2,200	4	1,814	41	2	1,315		
19	5	2,102	3	1,746	42	2	1,332		
20	2	2,071	4	1,707	43	2-3	1,320		
21	3	2,000	1	1,671	44	2-3	1,285		
22	5	1,913	2	1,616	45	2	1,269		
23	5	1,850	3	1,557	46	2	1,206		

* Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН Армянской ССР, аналитик Н. В. Резаева.

Вопрос роли скаполитизации в мобилизации и концентрации железа, в частности образования магнетита, является довольно сложным и по нему не существует единой общепринятой точки зрения.

В метаморфических месторождениях железных руд скаполитизация приводит не только к выносу железа, но и способствует локальной перегруппировке его без значительных перемещений [9]. Разумеется, что в таких случаях железоруденение относится к сопутствующему типу, при котором скаполитизация создает благоприятные условия для рудоотложения. В метасоматитах многих железорудных месторождений Советского Союза факты одновременного образования скаполитов (до,

близодновременно и после образования магнетита), определенным образом свидетельствуют о широком интервале их кристаллизации.

Основываясь на фактах близодновременной кристаллизации скаполита и магнетита в метасоматитах железорудных месторождений Урала, Казахстана, Алтае-Саянской горной области и других регионов, Д. В. Калинин [6] выдвигает точку зрения об одновременном переносе *Na*, *Fe* и *Cl* гидротермальными растворами в форме хлорацидокомплексных соединений. В этом отношении скаполитизацию можно рассматривать как процесс, способствующий мобилизации и концентрации железа, следовательно, и кристаллизации магнетита в железорудных месторождениях скарновой и гидротермально-метасоматической формации.

Скаполиты довольно чувствительны к температуре среды минералообразования и являются надежными геологическими термометрами для определения температурных пределов условий образования тех железорудных месторождений, в которых они присутствуют.

По литературным данным и многочисленным опытам по гомогенизации газовой-жидких включений в скаполитах и ассоциирующим с ними минералах, в частности пироксенах, из Давыдовского, Качарского, Сарбайского, Соколовского, Алешинского железорудных месторождений в Тургае, Дашкесанского—в Закавказье показали, что скаполиты в метасоматитах образовались в пределах 380—580°C.

Сравнение скаполитов и пироксенов железорудных месторождений скарновой и гидротермально-метасоматической формаций Армянской ССР со скаполитами и пироксенами из Сарбайского, Качарского, Давыдовского, Алешинского и других железорудных месторождений Тургай и Алтае-Саянской области [4, 9] на основании данных изучения газожидких включений позволило установить двухстадийность их образования: раннюю и позднюю.

Скаполиты ранней стадии скарновой железорудной формации характеризуются скаполит-пироксен-гранатовым минеральным парагенезисом, соответствующим высокотемпературным условиям образования (в интервале 650—520°C), а скаполиты поздней стадии тесно ассоциируют с магнетитом, пиритом и актинолитом и образуются в среднетемпературных условиях (в интервале 520—400°C).

В железорудных месторождениях гидротермально-метасоматической формации магнетит-апатитовых руд (Абовянское месторождение) скаполиты ранней стадии представлены скаполит-альбит-актинолитовым минеральным парагенезисом, формирующимся в интервале температур 520—430°C, а скаполиты поздней стадии—скаполит-биотит-апатит-карбонатным минеральным парагенезисом, образование которого происходит при температуре 430—380°C.

По минералого-геохимическим особенностям и сходству геологических условий образования скаполиты скарновой формации нашей республики являются аналогами скаполитов Сарбайского месторождения на Тургае и Хабалыкского—в Восточных Саянах [5], Дашкесанского месторождения в Закавказье [7], а скаполиты гидротермально-метасоматической формации (Абовянское месторождение)—скаполитов Ли-

засского месторождения в Западных Саянах [10, 8], Качарского—в Тургае [3] и т. д.

Резюмируя все вышесказанное, следует подчеркнуть:

Скаполит является одним из распространенных типоморфных минералов различных рудных и нерудных метасоматитов ряда железорудных месторождений и проявлений скарновой (Базумокое, Разданокое, Ахавнадзорское, Анкаванское и др.) и гидротермально-метасоматической (Абовянское) формаций Армянской ССР.

В железорудных месторождениях скарновой формации скаполит является продуктом контактово-метасоматического процесса, где он ассоциирует с пироксеном (диопсид-геденбергит), гранатом (андрадит и гроссуляр-андрадит), актинолитом, магнетитом и пиритом. Здесь скаполитизации охотнее всего подвергаются нижне-среднеэоценовые алюмосиликатные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы в контактовых и приконтактных частях умереннокислых пипабиссальных гранитоидов верхнего эоцена Базумокского и Памбакского рудных районов.

Скаполиты в гидротермально-метасоматической железорудной формации (Абовянское месторождение магнетит-апатитовых руд) развиты в метасоматически измененных породах—андезитовых порфиритах и андезитовых дацитах экструзивно-эффузивного комплекса плиоценового возраста. В отличие от скарновой формации скаполиты здесь ассоциируют с биотитом, альбитом, апатитом, карбонатом.

Скаполиты из железорудных месторождений республики по составу относятся к маршалит-дипиру, т. е. к разновидности, богатой натрием и хлором: в их составе преобладает маршалитовая молекула (с содержанием 11—38% мейонитовой молекулы), при этом скаполиты скарновой и гидротермально-метасоматической формаций несколько отличаются. Содержание мейонитовой молекулы в скаполитах скарновой формации несколько выше (20—38%), чем в скаполитах гидротермально-метасоматической формации (11—26%).

Исходя из взаимоотношений различных типов рудных и нерудных метасоматитов, минеральных парагенезисов и пределов температур их образования, можно предположить, что железорудные месторождения скарновой формации образовались при температурах 650—380°C, а гидротермально-метасоматические железные руды—при температурах 500—350°C.

В практическом отношении значение скаполитизации как характерного метасоматического процесса, тесно проявляющегося с железорудением скарнового и гидротермально-метасоматического происхождений, можно рассматривать как надежный поисковый критерий при геолого-поисковых и разведочных работах. Поэтому рекомендуется произвести детальное минералого-петрографическое изучение метасоматитов с выделением на прогнозной карте среднего и крупного масштабов участков развития метасоматитов, в частности, скаполитизированных пород. Площади развития скаполитизированных метасоматитов с признаками минерализации магнетита в пределах рудного поля Абовянского,

Базумского, Разданского, Ахавнадзорского, Анкаванского и других аналогичных месторождений и проявлений республики следует рассматривать как потенциально железоносные участки и уделять особое внимание скаполитам при проведении поисковых и разведочных работ для обнаружения новых скоплений железных руд указанных формационных типов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.II.1980.

Գ. Բ. ՄԵԺԼՈՒՄՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՍԿԱՊՈԼԻՏՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում առաջին անգամ ամփոփ կերպով շարադրվում են Հայկական ՍՍՀ երկաթի մի շարք հանքավայրերում հայտնաբերված սկապոլիտների միներալոգիական և գեոքիմիական ուսումնասիրությունների արդյունքները:

Ստացված տվյալների հիման վրա բացահայտվել է, որ ուսումնասիրված սկապոլիտները տիպոմորֆ են և լայն տարածում ունեցող միներալներ են հանդիսանում հանրապետության տարածքում երկաթի սկառնային և հիդրոթերմալ-մետասոմատիկ գեներտիկ տիպերին պատկանող հանքավայրերում: Նշված տիպերի երկաթի հանքավայրերում սկապոլիտները ներկայացված են նատրիում-քլոր պարունակող դիպիր և մարիալիտ-դիպիր տարբերակներով:

G. B. MEJLUMIAN

THE SCAPOLITES OF THE ARMENIAN SSR IRON ORE DEPOSITS

Abstract

The scapolites of the Armenian SSR iron ore deposits and ore manifestations of metasomatic origin mineralogical-geochemical investigations results are for the first time summarized.

The scapolites are established to be the wide spread typomorphic minerals for iron ores of two formational types as contact metasomatic and hydrothermal metasomatic. In both types of ores the scapolites are represented by sodium chloride-bearing varieties as dipyre and marialite-dipyre.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бояджян М. Т. Хлорсодержащие минералы из Разданского железорудного месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 2, 1971.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Пороодообразующие минералы. Том IV, «Мир», М., 1966.

3. Дымкин А. М., Могилева М. А., Тетерева Г. М. К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Тургай. В кн. «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». «Наука», М., 1967.
4. Дымкин А. М., Шербаков В. М., Могилева М. П. Особенности генезиса руд Давыдовского магнетитового месторождения (Тургай). Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 3, 1971.
5. Дымкин А. М., Мазуров М. П. Парагенезисы скаполита в магнетитовых месторождениях скарновой формации. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Сибири». Т. III, Томск, Изд. Томского гос. ун-та, 1974.
6. Калинин Д. В. Некоторые особенности минералогии и генезиса Таятского контактово-метасоматического железорудного месторождения. В кн.: «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири». Изд. Томского гос. ун-та. Томск, 1962.
7. Кашкай М. А., Азадалиев Дж. А. Скаполиты из Дашкесанского железорудного месторождения. ДАН Азерб. ССР, т. XXI, № 7, 1965.
8. Куцерайте Ш. Д. Натриевый метасоматоз на железорудных месторождениях Анзаского района (Западный Саян). В кн.: «Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края». Красноярское кн. изд-во, (Материалы Красноярского отд. Всес. минер. об-ва, вып. 2), 1974.
9. Мазуров М. П. Скаполиты скарновых железорудных месторождений и вопросы их генезиса. В сб. «Геология и генезис рудных месторождений Юга Сибири». «Наука», СО, Новосибирск, 1977.
10. Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. «Наука», М., 1964.
11. Саруханян Л. Б. Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1971.
12. Shaw D. M. The geochemistry of scapolite. Part I Previous work and general mineralogy. «Journ. of Petrology», v. I, 1960.
13. Evans B. W., Shaw D. M., Houghton D. R. Scapolite stoichiometry. — «Contribs Mineral and Petrol», v. 24, № 4, 1969.

УДК: 552.47 + 550.347.62] (479.25)

Г. В. ЕГОРКИНА, О. А. КУЗЬМИНА

ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ В ГИПЕРБАЗИТАХ КАК ИСТОЧНИК ВОЗНИКНОВЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Метаморфизм гипербазитов в земной коре влечет за собой существенные изменения в объеме пород, приводящие к накоплению избыточных напряжений и изменению физических свойств пород.

На территории Армянской ССР по величине анизотропии скоростей сейсмических волн, проявляющейся в аномальной поляризации поперечных волн, оценено напряженное состояние земной коры и верхней мантии. Показано, что наибольшие напряжения приурочены к Севано-Акеринскому и Ереванскому глубинным разломам, контролирующим положение гипербазитов.

Моделирование процессов серпентинизации и десерпентинизации гипербазитов в лабораторных условиях, правомерность течения которых подтверждена результатами магнитометрических исследований образцов гипербазитов с различной степенью серпентинизации из зоны разлома, показало возможность фазовых переходов в гипербазитах при высоких $P-T$ условиях с увеличением удельного объема вещества.

Описан механизм возникновения очагов напряжений вследствие метаморфических превращений гипербазитов.

Выяснение природы возникновения напряжений в земной коре и связанных с ними изменений физико-механических свойств массы горных пород и геофизических полей необходимо при изучении землетрясений. Причиной землетрясений может быть как накопление тектонического напряжения, так и изменение удельного объема пород в результате фазовых переходов [8]. Снятие напряжений, возникающих вследствие тектонических деформаций, обычно проявляется в виде неглубоких коровых землетрясений. Напряжения, накопленные как результат различного рода физико-химических переходов, дегидратации и других, часто снимаются, по всей видимости, более глубокими землетрясениями.

Целью работы явилось показать, что одной из возможных причин возникновения и накопления избыточных напряжений в горных породах являются фазовые переходы в гипербазитах.

Фазовые переходы в нижней части земной коры и в верхней мантии, связанные с изменением термодинамических условий в интервале глубин от 50 до 500 км при температуре 300—500°C, являются одним из основных процессов, вызывающих движение земной коры [1]. Гипотеза накопления напряжений в результате фазового перехода вещества принадлежит Ралей и Патерсону [18].

В тектонически активных областях ведущее значение в составе и общем объеме пород имеют гипербазиты и серпентиниты, в частности. Серпентиниты присутствуют как слой в основании океанической коры и

могут быть составной частью верхнего уровня верхней мантии [16, 17], что согласуется с сейсмическими данными. Распространенность их в островных дугах, срединно-океанических хребтах и альпийских складчатых зонах играет большую роль в тектоническом развитии этих районов, так как присущая только серпентинитам хрупкость в дегидратированном состоянии может явиться важным механизмом очага землетрясений. По эпицентрам землетрясений удается проследить оси разрастающихся хребтов и смещающие их трансформные разломы. Повышенная тектоническая активность наблюдается в областях сочленения континентальной и океанической коры. Здесь положение очага землетрясений определяет истинную конфигурацию погружающихся плит, вплоть до места опускания на подошву астеносферы. Ультраосновные породы являются древним фундаментом для заложения геосинклинали (или рифтовой зоны) и, возможно, имеют планетарный характер [7].

Из всех диагенетических и тектонических процессов, протекающих в земной коре, если не учитывать изменение объема в коре выветривания, метаморфические процессы в гипербазитах, например, серпентинизация и десерпентинизация, приводят к наибольшему перераспределению объемов, влекущему за собой создание напряжений и изменение физических и, в частности, магнитных свойств горных пород и к анизотропии прохождения сейсмических волн. При серпентинизации до 70% устанавливается аномальный характер электросопротивлений, электрической и диэлектрической проницаемости и магнитной восприимчивости горных пород и минералов.

Одними из характерных сейсмоактивных зон являются зоны распространения гипербазитов на Кавказе, которые контролируются глубинными разломами: Присеванская—Севапо-Акеринским, Вединская—Ереванским (рис. 1). Они рассматриваются как ветви краевой офиолитовой зоны, отделяющей центральную часть альпид Ближнего и Среднего Востока от Аравийской платформы. Оба разлома состоят из нескольких ветвей, имеют глубину проникновения 50 км, направление смещения крыльев близвертикальное, амплитуду смещения 2—4 км [4]. Протяженность гипербазитовых тел в пределах изучаемой части Армении 150—200 км, ширина около 20 км. Сведения о глубинном строении этих зон получены по данным интерпретации обменных волн типа *PS* [4]. Присеванский пояс пересечен тремя профилями вкрест простирания и одним по простиранию, Вединский—двумя профилями по простиранию. Для сейсмических разрезов в пределах офиолитовых зон характерно полное или почти полное отсутствие границ обмена по всей мощности земной коры. Особенно отчетливо это наблюдается на разрезах, пересекающих Присеванский пояс. Разломы, сопровождающие зоны развития пород офиолитовой формации, тектонически активны. О том, что рассматриваемые зоны являются сейсмогенными, свидетельствует приуроченность к ним эпицентров землетрясений.

К гипербазитовым поясам территории Армении приурочены особенности в геофизических полях. Присеванский пояс в целом характеризуется зоной больших горизонтальных градиентов силы тяжести, кото-

рая определяет положение древнего глубинного разлома. Телам и массивам ультраосновных пород часто соответствуют относительные повышения гравитационных аномалий. В случае уменьшения объемного веса гипербазитов в результате гидротермальных изменений на величину до 30% относительная амплитуда аномалии Буге соответственно уменьшается [5]. На магнитных картах ΔT полоса ультраосновных пород от-

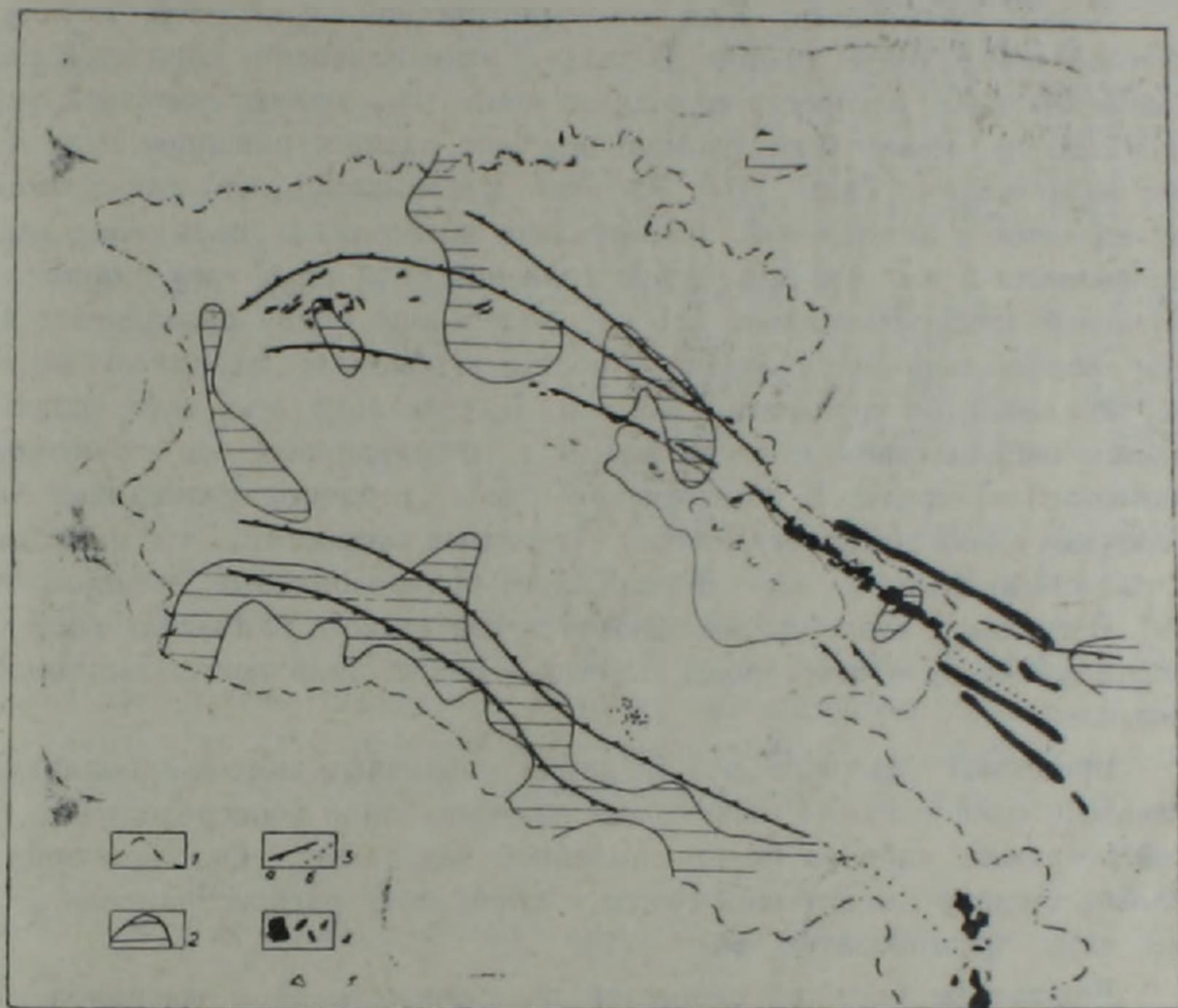


Рис. 1 1—граница Армении, 2—зоны повышенной анизотропии скоростей, 3—структурно-тектонические швы, а—уверенные, б—предполагаемые, 4—выходы на поверхность пород офиолитовой формации, 5—место отбора образцов.

ражается в виде отдельных аномалий изометрической или линейно вытянутой формы интенсивностью 1000 нТ и более [1].

Напряженное состояние земной коры и верхней мантии выявляется по анизотропии скоростей сейсмических волн, связанной, как правило, и с трещиноватостью. Осадочные породы содержат трещины отдельности и трещины разрыва. Изверженные породы содержат микротрещины внутри зёрен и межзерновых контактов. Все трещины закрываются под действием гидростатического давления и среда становится прозрачной для сейсмических волн.

Действие негидростатического давления на трещиноватую породу приведёт либо к закрытию, либо к раскрытию трещин. При слабом давлении системы открытых трещин частично закрываются, а при высоком давлении, приближающемся к прочности пород, некоторые системы закрытых трещин открываются. Открытие трещин происходит в направ-

лении прилагаемой нагрузки, а закрытие—в перпендикулярном ему направлении. Оба направления приведут к появлению эффективной сейсмической анизотропии [19]. Так как почти все кристаллические породы в верхних слоях земной коры содержат системы открытых трещин, для близповерхностных землетрясений более вероятен первый механизм.

Длины сейсмических волн от землетрясений и взрывов намного больше, чем размеры трещин. В связи с этим изменение скоростей сейсмических волн, распространяющихся через зоны ориентированной трещиноватости, может быть промоделировано распространением волн через анизотропную среду [19]. Расчёты показывают, что анизотропия проявляется в аномальной поляризации поперечных волн. Аномалия проявляется в том, что при распространении волн через зону с ориентированной трещиноватостью, плоская поперечная волна разделяется на две ортогонально-поляризованные волны, в общем не параллельные ни вертикальной, ни горизонтальной оси. Поляризация этих волн определяется направлением подхода волны и направлением оси симметрии анизотропной среды. В анизотропной среде разнополяризованные поперечные волны распространяются с разными скоростями, что приводит к разложению их на две ортогонально-поляризованные компоненты [9]. Вступления этих фаз ознаются путем резкого изменения направления движения частиц среды, которые видны при поляризационном анализе.

Временная задержка между двумя различным образом поляризованными компонентами может быть измерена либо непосредственно на сейсмограмме, либо на поляризационной диаграмме. Она пропорциональна степени анизотропии среды и длине пути распространения волны через трещиноватую зону [12].

Результаты расчётов скоростей поперечных волн в трещиноватой среде позволяют заключить следующее:

1. Наибольшее различие скоростей, а, следовательно, и времен регистрации S -волн разной поляризации наблюдается в том случае, если волна распространяется вдоль направления трещиноватости. В направлении, перпендикулярном трещиноватости, скорости и времена прихода волн равны. Таким образом, по ориентации оси максимальных значений $\Delta t_{s_1-s_2}$ можно судить о направлении трещиноватости среды.

2. Чем выше степень трещиноватости пород и шире зона трещиноватости, тем больше различаются между собой времена прихода в точку наблюдения S -волн разной поляризации.

В связи с этим о величине и направлении трещиноватости, а, следовательно, о величине и направлении напряжений, с которыми связана трещиноватость, можно судить на основании анизотропии скоростей поперечных волн. Чем сильнее действующее напряжение, тем более упорядоченной становится трещиноватость и тем сильнее проявляется анизотропия скоростей сейсмических волн.

Изучение анизотропии скоростей осуществлялось по записям поперечных волн от местных и близких землетрясений, зарегистрированных

аппаратурой «Земля». Для каждой точки наблюдения в горизонтальной плоскости строились графики распределения величины различия во временах регистрации S-волн разной поляризации [12] от направления подхода колебаний. По графикам определялось направление оси максимальных значений Δt и максимальная величина Δt .

В орде, находящейся под действием одноосного сжатия, раскрытие трещин происходит в направлении нагрузки. Следовательно, в направлении оси сжатия будет наблюдаться максимальное различие во временах прихода S-волн разной поляризации. Обозначая отрезками прямых ориентацию осей максимальных значений Δt и приписывая их точкам наблюдения, на картах можно выявить закономерности в их пространственном расположении [12].

Важной задачей является обнаружение мест, в которых с наибольшей вероятностью может произойти разрыв земной коры. Участки земной коры, характеризующиеся сильной анизотропией скоростей сейсмических волн [9], можно рассматривать как зоны повышенной трещиноватости и концентрации тектонических сил.

По графикам $\Delta t_{s_1-s_2} = f(\alpha)$ выбирается максимальная величина Δt , приписывается точке наблюдения и строится карта изохрон Δt . На картах выделяются зоны повышенных значений Δt .

На рис. 1. показана картина изохрон на территории Армении. Выделяются области, характеризующиеся повышенными (свыше 1 сек) значениями Δt . Они приурочены к двум глубинным разломам: Севано-Акеринскому и Ереванскому, контролирующим положение гипербазитов.

Из анизотропной зоны Севано-Акеринского разлома (см. рис. 1) были отобраны образцы гипербазитов для магнитометрических исследований.

Исследование гипербазитов магнитометрическими методами затруднено резко неравномерным развитием процесса серпентинизации. В одном образце можно встретить все переходы от свежего дунита или гарцбургита до серпентинита, а также участки, пересыщенные рудной фракцией, и стерильные, обуславливающие вариации магнитных свойств. Массовый просмотр шлифов позволил подобрать образцы с различной степенью серпентинизации, на которых исследовались магнитные параметры.

С ростом количества серпентина появляется большое количество рудных минералов (до 25%), главным образом за счёт увеличения магнетита. С увеличением степени серпентинизации образцов наблюдается рост естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности насыщения гипербазитов. Разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения с увеличением степени серпентинизации до 40% увеличивается, а затем уменьшается, свидетельствуя о росте зёрен ферромагнитной фракции [2]. Аналогичное изменение магнитных параметров наблюдалось при моделировании процесса серпентинизации на образцах гарцбургита при $T = 350^\circ\text{C}$, $P = 1,5 \text{ кб}$ в среде с 1% NaOH с экспозицией до 48 суток [6]. Моделирова-

ние процесса десерпентинизации проводилось на образцах севанских серпентинитов в условиях: $T=500$ и 1200°C с экспозицией 10 часов. В результате эксперимента при $T=1200^{\circ}\text{C}$ в образцах заметны лишь следы серпентинитовых шнуров, подчеркнутые выделением рудных минералов, и вновь образованный оливин. Наличие пузырьков свидетельствует о том, что дегидратация затронула внутренние области породы и шла с сокращением объёма твердой фазы. Содержание магнетита уменьшилось в 20 раз, при этом в сотни раз уменьшилось отношение остаточных намагниченностей насыщения до и после эксперимента, значительно уменьшилось разрушающее поле намагниченности насыщения, что свидетельствует об образовании значительно более мелких зёрен магнетита и о вхождении изоморфных примесей хрома в решётку магнетита [3].

В результате моделирования процессов серпентинизации и десерпентинизации гипербазитов в лабораторных условиях получены окончательные продукты этих метаморфических преобразований: серпентин—в первом случае, оливин—во втором. При этом одинаковый характер изменения магнитных параметров с изменением количества серпентина в природных условиях и при моделировании процессов свидетельствует об идентичности прохождения их в обоих случаях, что подтверждает возможность прохождения процессов серпентинизации и десерпентинизации гипербазитов при высоких температурах, давлениях, с изменением удельного объёма вещества.

В перидотитах, дунитах, оливинитах в результате их малой пористости на изменение объёмного веса при серпентинизации влияет, в основном, минеральный состав и при прохождении процесса серпентинизации до конца происходит увеличение объёма до 30% [13]. Вслед за увеличением объёма отнюдь не всегда наблюдается увеличение пористости материала, поскольку оно влечёт за собой изменение решётки. Увеличение объёма приводит к изменению удельного веса и к перераспределению внутреннего давления.

При температуре ниже 500°C в гипербазитах процесс серпентинизации может вызвать поднятие вышележащих слоёв, а при более высокой температуре десерпентинизированные гипербазиты должны обусловить нисходящие движения.

При температуре ниже предела дегидратации прочность и эластичность серпентина неизменна. В случае поднятия изотерм и появления температурных градиентов дегидратация приводит к потере прочности породы, вызванной увеличением порового давления при выделении кристаллизационной воды. Если вода остаётся в гипербазитах, она может значительно облегчить деформацию, по порам мигрировать в верхние слои и создать противодействие другим породам. Повысится внутреннее давление воды, которое превышает внешнее гидростатическое давление. Высокое внутреннее давление, создаваемое выделяемой водой (паром), на глубине может явиться причиной перемещения самих гипербазитов и блоков коры, а вода может служить источником гидротерм, эманаций, флюидов. Появление освобождённой в реакции дегид-

ратации поровой жидкости, могущей создавать большие давления и напряжения, делает возможным дробление хрупких пород на больших глубинах (в нижней коре и верхней мантии). В случае прорыва воды разрядка накопленного давления может быть причиной землетрясения. Если выделившаяся при дегидратации вода всегда может найти выход по трещинам и порам, то сокращение объема породы в этом процессе может привести одновременно к стрессу [18]. Выделение кристаллизационной воды может быть распространенным процессом в этих областях, поэтому там возможно зарождение глубинных толчков. С увеличением глубины частота толчков должна уменьшаться, соответствуя повышению пластичности горных пород с увеличением давления при низких температурах, при достижении зоны дегидратации—увеличиваться. С ростом давления наблюдается увеличение скорости дегидратации минералов.

На больших глубинах многие минералы, слагающие земную кору, под действием высоких давлений и температур теряют хрупкость, становятся пластичными, в то время, как серпентин в результате десерпентинизации обезвоживается и хрупкость его восстанавливается. Вновь проявляющаяся хрупкость в дегидратированном серпентините может быть причиной механизма возникновения очага напряжений в тектонически активных районах, во всяком случае, для нижней коры и верхней мантии, если иметь в виду, что поровое давление воды, освобожденной при реакции дегидратации, делает дробление хрупких пород возможным на больших глубинах [16]. Землетрясения, имеющие свои очаги на глубине нескольких сотен километров (даже в мантии), возможно являются снятием напряжений как в хрупких серпентинитах, так и в областях гидротермально измененных гипербазитов. Исследования Рикитаки Т. [10] показали, что в зонах высокой сейсмичности преобладает метаморфизм низких температур—высоких давлений (хрупкая кора), а в зоне слабой сейсмичности земная кора подвергается метаморфизму высоких температур—низких давлений (вязкая кора). Непосредственно перед землетрясением часто не наблюдается никаких признаков смещения земной коры. Причиной этого может быть явление горного удара на завершающей стадии дегидратации минералов, обнаруженное Корытковой Э. И. Землетрясение происходит внезапным разрывом, при котором, например, при сдвиговом смещении 3 м за 10^4 лет было накоплено напряжение до 100 бар, уменьшенное после землетрясения до 17 бар (по Рикитаки Т.) Процесс десерпентинизации происходил в наших экспериментах при давлении 1,5 кб, поэтому весьма вероятно, что накопление напряжений, отмеченное перед началом землетрясения, может возникнуть в процессе десерпентинизации гипербазитов.

Если иметь в виду распространенность метаморфически измененных гипербазитов в альпийских складчатых зонах и в зонах с повышенной сейсмической активностью, можно предположить, что напряжения, снимающиеся при землетрясениях, могут быть накоплены в процессе метаморфических преобразований гипербазитов.

Таким образом, гипербазитовые формации альпийских складчатых зон вследствие глубинных физико-механических процессов характеризуются более высоким уровнем напряжений по сравнению с окружающими областями. В связи с этим они проявляют большую сейсмическую активность. Наложение на уже существующие тектонические напряжения новых, возникших в результате фазовых переходов при метаморфических преобразованиях в гипербазитах, ведет к зарождению глубинных разрывов и возникновению особенностей геофизических полей и физических свойств горных пород. Эти данные следует использовать при предсказаниях землетрясений, возникающих вследствие фазовых переходов в глубинных частях земной коры и в верхней части верхней мантии¹.

Институт физики Земли
АН СССР

Поступила 15. V. 1981.

Գ. Վ. ԵԳՈՐԿԻՆԱ, Օ. Ա. ԿՈՒԶՄԻՆԱ

ՓՈՒՂԱՅԻՆ ԱՆՑՈՒՄՆԵՐԸ ՀԻՊԵՐԲԱԶԻՏՆԵՐՈՒՄ՝ ՈՐՊԵՍ
ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎՈՒՄ ԼԱՐՎԱԾՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ
ԵՎ ՆՐԱ ՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ՓՈՓՈԽՈՒԹՅԱՆ ԱՂԹՅՈՒՐ

Ս. մ փ ո փ ո լ մ

Երկրակեղևում հիպերբազիտների մետամորֆալիս վերափոխությունները կարող են հանգեցնել ապարների ծավալների զգալի փոփոխությունների, որոնք պատճառ են հանդիսանում ավելցուկային լարվածությունների կուտակման և ապարների ֆիզիկական հատկությունների փոփոխության համար:

Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում, ըստ սեյսմիկ ալիքների արագության անհամասեռության մեծության, որն արտահայտվում է լայնակի ալիքների անոմալ բևեռացմամբ, գնահատված է երկրակեղևի և վերին մանտիալի լարված վիճակը: Ցույց է տրված, որ առավելագույն լարվածությունները հարում են Սևան—Աբերալի և Երևանյան խորքային բեկվածքներին, որոնք վերահսկում են հիպերբազիտների դիրքը:

Սերպենտինացման և ապասերպենտինացման երևույթների մոդելավորումը փորձասենյակային պայմաններում, որոնց առկայության մասին վկայում են բեկվածքի զոտուց վերցված և տարբեր աստիճանի սերպենտինացման ենթարկված հիպերբազիտների նմուշների մալեխալափակալի հետազոտությունների արդյունքները, ցույց տվեց բարձր ճնշման և ջերմաստիճանների պայմաններում հիպերբազիտներում փուլային անցումների հնարավորությունը, որոնք ուղեկցվում են նյութի տեսակարար ծավալի աճով:

Նկարագրված է հիպերբազիտների մետամորֆալիս փոփոխությունների հետևանք հանդիսացող լարվածությունների օջախների առաջացման մեխանիզմը:

¹ По данной теме некоторые экспериментальные данные приведены в статье А. Т. Асланяна, А. И. Левыкина, А. В. Арутюняна «Об одном возможном механизме возникновения землетрясений», ДАН Арм. ССР, т. 43, № 2, 1976.

PHASE CHANGES OF ULTRABASITES AS A SOURCE OF
STRESS ORIGIN IN THE EARTH'S CRUST AND ITS PHYSICAL
CHARACTERISTICS CHANGE

Abstract

The ultrabasites metamorphism in the Earth's crust may bring to the essential changes of rocks volume which leads to the concentration of surplus stress and changes in physical characteristics of rocks.

According to seismic waves velocities anisotropy values, which is manifested by transversal waves anomal polarization, the Earth's crust and upper mantle stressed condition is estimated on the territory of the Armenian SSR. It is shown the most intensive stresses to be connected with Sevan-Akera and Yerevanian abyssal fractures which control the ultrabasites location.

The ultrabasites serpentinization and deserpentinization processes laboratory modelling, the presence of which is confirmed by the results of magnetometric investigations of ultrabasites samples of different degree of serpentinization picked out from the fracture zone, has shown the possibility of ultrabasites phase changes under high P-T conditions accompanied by increasing of the rocks specific volume.

A stress focuses origin mechanism is described as a result of ultrabasites metamorphic changes.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г. Аномальное магнитное поле и его геологическое истолкование. В кн. «Геология Арм. ССР», т. X, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1972.
2. Граменицкий Е. И., Гаврилова С. И., Кузьмина О. А. Сравнительный анализ магнитных характеристик серпентинитов Полярного Урала и Малого Кавказа. Геология и разведка, № 5, 1979.
3. Граменицкий Е. И., Кузьмина О. А., Кудряцева Г. П., Шабалин Н. А. Изменение магнитной фракции при моделировании процесса десерпентинизации. Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Тезисы докладов X съезда, 1977.
4. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Советская геология, № 3, 1976.
5. Кузьмина О. А., Страхова Н. А. Гипербазиты как источник возникновения напряжений в земной коре и их отражение в геомагнитном поле. Геология и разведка, № 7, 1979.
6. Кузьмина О. А. Исследование процесса гидрогермального изменения оливина магнитными методами. Вестник МГУ, сер. геол., № 4, 1975.
7. Морковкина В. Ф., Маракушев Г. И., Гаврилова С. И. Преобразование серпентинитов-выражение эволюции становления литосферы. Геология и разведка, № 7, 1980.
8. Мячкин В. И. Процессы подготовки землетрясений. Наука, 1978.
9. Полшков М. К., Урупо А. К., Егоркина Г. В. Анизотропия земной коры Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. физика Земли, № 2, 1979.
10. Рикитаки Т. Предсказание землетрясений. Мир, 1979.

11. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. «Научкова думка», 1968.
12. Урупов А. К., Егоркина Г. В. Поляризация поперечных волн, регистрируемых аппаратурой «Земля» и использование её для изучения трещиноватости среды. Прикладная геофизика, вып. 102, 1981.
13. Bowen N. L., Tuttle O. F. The system $MgO-CO_2-H_2O$. Bull. geol. soc. amer., 1949, 60, № 3.
14. Bridgman P. Volume changes in the plastic stages of simple compression. J. Appl. Phys., 1949, 20.
15. Cann J. R., Vane F. J. 2 An area of the Carlsberg Ridge petrology and magnetics. Proc. Roy. Soc. A 1965.
16. Griggs D. T., Rahe D. W. The origin of deep source earthquake. In properties of matter under unusual conditions. Interscience Publisher, 1969.
17. Hess H. H. „The oceanic crust“ J. Marin Res, 14, 1955.
18. Raley G., Paterson M. 2 Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implication“ J. Geophys. Res. 1965, v. 70, № 6.
19. Crampin S., Ivans R., Ucer B., Doyle M., Davls P., Jegorklua G., Miller A. Observation of dilatancy induced polarisation anomalies and earthquake prediction. Nature, v. 286, 1980.

УДК: 551.432.56

Ф. С. ГЕВОРКЯН

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ ВНУТРИГОРНЫХ КОТЛОВИН

В статье рассматриваются научные вопросы применения системного подхода в изучении внутригорных котловин. Дается общая характеристика геоморфологических систем, определяется термин «внутригорная котловина», выявляются закономерности их строения и функционирования. Разрабатываются принципы классификации котловин. Основой деления служит соотношение разнонаправленных (денудационных и аккумуляционных) процессов. Предлагается выделить несколько динамических типов котловин: открытые, замкнутые, полуоткрытые, полужамкнутые, каскадные.

Системные идеи в настоящее время широко используются в ряде наук как важнейшая концептуальная основа для разнообразных теоретических построений и для практического применения новых научных идей и достижений. В основе системного подхода лежит идея целостности исследуемых объектов и единства их внутренней динамики. По определению одного из основоположников теории систем Людовика фон Берталанфи [1, 2], система есть комплекс элементов, находящихся во взаимодействии. Существуют и другие определения системы, которые при сохранении основных положений Л. Берталанфи различаются степенью детальности и характером отбора определяющих признаков.

Формальные системы концепции нашли применение и в географических, и геоморфологических исследованиях сравнительно недавно (см. литературу), хотя понятие системы не является чем-то принципиально новым для географического мышления. Собственно и раньше любому исследователю природных комплексов было известно, что изучаемый им объект состоит из частей и элементов. Однако в общем эти части и элементы целого изучались изолированно, исследование их совместного действия оставалось на втором плане научного познания.

Рельеф земной поверхности, развитие которой происходит в результате взаимодействия большого числа факторов эндогенного и экзогенного происхождения, полностью совпадает с понятием системы, и следовательно, полное раскрытие закономерностей формирования рельефа в целом, как отмечает А. И. Спиридонов [3], возможно только на основе системного анализа.

Трудности, возникающие при внедрении системных исследований в геоморфологии, объясняются отчасти сложностью самого системного анализа, который связан с широким использованием логического и математического аппарата общей теории систем, что недоступно пока для большинства геоморфологов. Несмотря на это, реализация системного подхода не обязательно связана с формально-математическим описанием структур. Некоторые науки могут еще не иметь развитых методов

математического описания и решения соответствующих задач. Характерной чертой системного анализа является то, что в описании системного объекта в явном виде уже указывается та предметная область, к которой принадлежит объект [14].

Внедрение системного подхода в геоморфологию вовлекает в себя новые проблемы, далеко не полностью освещенные в литературе. Это, в первую очередь, относится к самому определению сущности геоморфологической системы. Геоморфологическая система, по определению З. М. Хворостовой [18], это сложный объект, состоящий из многих взаимосвязанных элементов и рассматривается как единый организм. Понятие организма здесь употребляется в качестве организованной целостности, причем неважно, является ли рассматриваемая целостность живым организмом или относится к мертвой природе. Существенно, что организованность выражает такую упорядоченность элементов, которая «работает» на достижение определенной цели. Предполагаемая организация обязательно включает процессы саморегуляции системы.

Вкратце геоморфологическая система—это *единство структуры и динамики геоморфологического объекта, взаимодействие которых направлено к сохранению данного объекта в данной среде и пространстве.*

С точки зрения системного анализа любой комплекс элементов рельефа или их территориальные сочетания можно рассматривать как систему, если удастся установить взаимное их влияние на ход процессов их образования и эволюции [11]. Наиболее отчетливо это можно увидеть на примере внутригорных котловин.

Внутригорные котловины являются наиболее характерными и широко распространенными морфологическими типами орогенных зон; вместе с горными хребтами, массивами, плато они образуют горные системы, нагорья. До сих пор нет единого общепринятого определения термина внутригорной котловины. Дискуссионным остается и вопрос об их границах. Не вдаваясь в дискуссии отметим, что геоморфологически внутренняя котловина—это *вогнутый, котловинообразный участок в горных сооружениях. Она может быть замкнутой со всех сторон или открытой с одной, двух или более сторон. Котловина ограничена такими естественными границами (это может быть водораздел, перемычки, уступ и т. д.), внутри которых имеются определенные градиенты гипсометрических полей, векторы которых от всех сторон направлены к центру котловины и существует поверхностный и подземный перенос материальных частиц по направлению или близко к векторам градиента. Основной особенностью внутригорной котловины, как геоморфологической системы, является то, что участвующие в ее строении различные геологические структуры, формы и элементы рельефа, а также рельефообразующие процессы интегрированы и взаимодействуют друг с другом в целом так, что обеспечивают котловинность (вогнутость) данного участка земной поверхности и длительность его существования.*

Основным фактором, обуславливающим вогнутое строение земной поверхности, являются тектонические движения обратных направлений. В зависимости от этого в строении внутригорных котловин выделяются

две основные структурные единицы: днища и борта (или склоны). Более или менее отчетливо выделяются также предгорья—переходная структура. Соотношение днища с его бортом различно. Встречаются котловины, где днища развиты слабо и занимают незначительные площади в сравнении с бортами или наоборот. Указанные структуры состоят из сочетания различных форм, которые в свою очередь по ряду признаков (в основном морфогенетические) объединяются в определенные типы рельефа. Самым низкопорядковым элементом котловины, которую уже нельзя расчленить, являются *морфографические элементы рельефа*. К ним относятся: склоны, гребни и вершины хребтов, уступы, плоские или слабонаклонные поверхности, поймы, террасы и т. д. Различные сочетания и расположения этих элементов создают *форму рельефа*.

Итак, в строении внутригорных котловин участвуют пять структурных уровней: первый уровень—это морфографические элементы форм рельефа, второй—форма рельефа, третий—тип рельефа, четвертый—морфологические составляющие котловины (днища, предгорья, борты) и, наконец, пятый—сама внутригорная котловина. Указанные структурные уровни еще не являются системой. Для этого необходимо еще раскрыть их энергетическое состояние, т. е. динамику развития и функционирования.

Функционирование—это работа, которая совершается внутри котловины и приводит к возникновению различных форм рельефа и связанного с ними комплекса коррелятивных отложений. Функционирование можно рассматривать как связанные друг с другом различные виды образования, поступления, перемещения, накопления внутри котловины и вынос вещества из ее пределов.

Геоморфологическая система может функционировать только в том случае, если существует определенное количество энергии. Особое и главнейшее значение в этом деле принадлежит внутренней энергии Земли, за счет которой возбуждается мощный морфотектонический процесс, с которым связано перемещение колоссальных горных пород, создание грандиозных горных систем и впадин. В этом случае эндогенная энергия в виде возрастающего потенциала силы тяжести перемещенных вверх масс горных пород создает равную ей по величине кинетическую энергию подъема земной коры, которая расходуется затем на питание геоморфологических процессов. Интенсивность этих процессов определяется не столько абсолютным поднятием местности и плотностью горных пород, сколько разностью геопотенциалов, которая на поверхности Земли отражается в виде градиента гипсометрического поля, т. е. уклонов поверхности.

Другим главным источником рельефообразующих процессов, происходящих на поверхности земной коры и в некоторых глубинах литосферы, является солнечная энергия или иначе солнечная радиация. Основная часть солнечной энергии тратится на зарождение мощного и сложного планетарного процесса—круговорота вещества и энергии в атмосфере и гидросфере и связанных с ним различных типов экзогенных

процессов [9]. Эти процессы являются основными источниками образования и развития рельефа. Экзогенные рельефообразующие процессы можно рассматривать как морфодинамические системы. Под понятием морфодинамическая система мы понимаем разные виды разрушения вещественного состава литосферы (выветривание), перемещение разрушенных материалов (денудация) и их аккумуляцию, которые имеют ярко выраженные рельефообразующие свойства и определяют функционирование геоморфологических объектов. В основе выделения различных типов морфодинамических систем лежат определенные экзогенные процессы. Различие между ними заключается главным образом в особенностях подготовки материалов для движения и способах их перемещения и аккумуляции. Можно различать флювиальные, флювио-гляциальные, гляциальные, эоловые, криогенные, гравитационные и другие морфодинамические системы.

Необходимо отличать также доминирующие и локальные морфодинамические системы. Первая из них может охватить всю котловину или ее отдельные части, т. е. имеет сплошное площадное развитие. Локальные имеют очаговое или линейное распространение, и сфера их воздействия ограничивается в определенных участках. Они в своем роде представляют как бы вспомогательный «двигатель» для ускорения или замедления функционирования доминирующих морфодинамических систем.

Исходя из соотношения скорости тектонических движений ($\pm T$), с одной стороны, денудации (Д) и аккумуляции (А), с другой, можно выделить три основные динамические разновидности котловин:

$$(\pm T) > (A, Д); (\pm T) = (A, Д); (\pm T) < (A, Д).$$

В условиях длительного существования первого соотношения, котловина может уничтожаться и превращаться в глубокую долину (прогрессирующая система). Длительное существование третьего соотношения приводит к выравниванию грани между дном и склонами котловин и превращение ее в поверхность выравнивания (деградирующие системы). И только во втором соотношении (равновесная система) котловина может существовать как таковая.

Изучение рельефа котловин и коррелятивных рыхлых отложений показывает, что изменение скорости тектонических движений, с одной стороны, и денудации и аккумуляции, с другой, происходит не беспорядочно, а в определенной закономерности (циклично): от резкого преобладания скорости тектонических движений над скоростью денудации и аккумуляции через их равновесие и дальнейшее преобладание скорости денудации и аккумуляции над скоростью тектонических движений [7]. Именно эти соотношения рельефообразующих сил обеспечивают цикличность развития рельефа от контрастного горного до пенеплена. Новый цикл начинается опять с резкого преобладания экзогенных сил, приводящего к нарушению выровненных поверхностей и горообразованию.

Для сохранения подвижного равновесия внутригорных котловин, как системы, необходимо определенное соотношение равнонаправленных (денудационных и аккумулятивных) процессов. Исходя из этого, все внутригорные котловины можно разделить на замкнутые, открытые, полузамкнутые, полуоткрытые и каскадные.

Замкнутые котловины характеризуются четкими границами, через которые вещество и энергия не проникают извне внутрь котловины и за ее пределы. Их развитие совершается благодаря заданному количеству первоначальной энергии, сопровождается возрастанием энтропии [13]. Развитие таких котловин в конечном счете приводит либо к превращению ее в открытую котловину, либо к ее уничтожению. Примером закрытых котловин могут служить Ванская и Урмийская котловины в Армянском нагорье, Машкельская и Джазмурнанская в Иранском нагорье, Турфанская в восточном Тянь-Шане, Иссык-Кульская и т. д. *Открытые* отличаются тем, что через их границы могут осуществляться перенос вещества и энергии внутрь котловины и вынос из нее. В развитии таких котловин основную роль играет соотношение количества поступления и выноса вещества и энергии. Если внешние условия длительное время остаются постоянными, то котловина остается стабильной, возникает динамическое равновесие. Примером открытых котловин может служить Араратская котловина. Здесь благодаря транзитной реке Аракс, дренирующей котловину, поступает определенное количество вещества и энергии из других участков Армянского нагорья и рекой уносится часть поступающего вещества и энергии. К числу открытых принадлежат также Ферганская, Зайсанская и другие котловины. *Полуоткрытые* котловины отличаются тем, что из других участков в котловину не поступают вещество и энергия, но из нее выносятся. Полуоткрытой являются Севанская, Таласская (западная часть Тянь-Шаня), Алайская (в Памиро-Алае) и другие котловины. Функционирование таких котловин целиком зависит от собственной первоначальной потенциальной энергии рельефа. При стабильности внутренних и внешних условий развитие котловины приводит к ее уничтожению. В *полузамкнутых* котловинах происходит поступление энергии и вещества из других горных участков, но вынос не происходит. К числу таких котловин относятся Убсунурская, Котловина Больших озер (в северо-западной части Монголии) и др. Котловины типа *каскада* имеют широкое распространение и являются сочетанием полуоткрытых и открытых котловин, но отличаются от них тем, что являются своего рода целью котловин, динамически взаимосвязанных между собой перепадом (это могут быть сквозные долины, уступы) энергии и вещества. Классическим примером каскадной котловины может служить Среднеараксинская котловина, которая сложена из трех котловин (Араратской, Нахичеванской, Джульфинской, у которых перепадами (единственной связью) служат долина Вольчи Ворота и ущелье Неграм. Другим примером являются котловины, расположенные вдоль р. Сыр-Дарьи и ее притоков, Нарын-Ферганский, Токтогульский, Наримский и др.

Зная тип котловины, количество поступления в котловину энергии и вещества и выноса из него вещества, а также потенциальную энергию рельефа данной котловины, определяющую интенсивность денудации, можно моделировать и прогнозировать развитие котловин.

Итак, из вышесказанного следует, что внутригорную котловину можно рассматривать как геоморфологическую систему. Следовательно, при ее изучении можно применять приемы и методы структурно-системного анализа, т. е. решать как минимум следующие задачи: определить системообразующие элементы и компоненты, выявить между ними связи и отношения, установить классификационные и иерархические свойства, прогнозировать их развитие и, наконец, управлять ими.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4 X. 1980.

Ֆ. Ս. ԴԵՎՈՐԿԻԱՆ

ՄԻՍՏԵՄԱՅԻՆ ՄՈՏԵՑՈՒՄ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ՆԵՐՔԻՆ ԴՈՒՎԱՎՈՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ ՆԿԱՏՄԱՄԲ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկված են լեռնային ներքին գոգավորությունների ուսումնասիրության մեջ սիստեմային գաղափարների օգտագործման գիտական հարցերը: Տրվում է գեոմորֆոլոգիական սիստեմի ընդհանուր ընութագրությունը, «լեռնային ներքին գոգավորություն» տերմինի բնորոշումը: Բացահայտվում է գոգավորությունների կառուցվածքի և գործելու օրինաչափությունները:

Մշակվում են գոգավորությունների դասակարգման սկզբունքները: Հիմք ընդունելով տարբեր ուղղվածություն ունեցող պրոցեսների (դենուդացիայի և ակումուլացիայի) հարաբերակցությունը, առանձնացվում են գոգավորությունների հետևյալ տիպերը՝ բաց, փակ, կիսաբաց, կիսափակ և կասկադային: Լուսարանվում են նաև գոգավորությունների տարածքային բաժանման (ստորակարգության) հարցերը:

F. S. GUEVORKIAN

THE SYSTEM APPROACH TO THE INTRAMONTANE BASINS STUDY

Abstract

The scientific problems of an application the system approach to the intramontane basins study are considered in this paper. The general characteristic of geomorphological systems and the determination of „intramontane basin“ is given as well as the intramontane basins structural and functional regularities are revealed.

The principles of basins classification are worked out. The correlation of differently directed processes (denudation and accumulation) is assumed as a basis for division. It is suggested to distinguish following types of basins as open, closed, half-open, half-closed and cascade ones. The basins territorial division (hierarchy) problems are considered.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бергаланфи Л. Общая теория систем—критический обзор. В сб.: «Иссл. по общей теории систем». «Наука», М., 1969.
2. Бергаланфи Л. История и статус общей теории систем, В сб.: «Системные исследования», «Наука», М., 1973.
3. Борсук О. А. Системный подход к анализу речных сетей. «Количественные методы изучения природы». Вопросы географии, сб. 98, «Мысль», М., 1975.
4. Борсук О. А., Симонов Ю. Г. Морфосистемы, их устройство и функционирование. Системные исследования природы. «Вопросы географии», Сб. 104, «Мысль», М., 1977.
5. Борсук О. А., Спасская И. И. Некоторые аспекты приложения системного анализа в геоморфологии. В сб.: «Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии», М., 1976.
6. Геологический словарь. Том I и II, «Недра», М., 1973.
7. Кишменская О. В. О геоморфологической системе. В сб.: «Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии северной Азии», «Наука», Новосибирск, 1976.
8. Кишменская О. В. К вопросу о классификации геоморфологической системы. В сб.: «Геоморфологические формации Сибири», Новосибирск, 1978.
9. Кривошук А. Е. Рельеф и недра земли. «Мысль», М., 1977.
10. Ретеюм А. Ю. Физико-географическое районирование и выделение геосистем «Количественные методы изучения природы». Вопросы географии, вып. 98 «Мысль», М., 1975.
11. Симонов Ю. Г. Анализ геоморфологических систем. В сб.: «Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии», М., 1976.
12. Солнцев В. И. О трудностях внедрения системного подхода в физическую географию. Системные исследования природы. «Вопросы географии», Сб. 104, «Мысль» М., 1977.
13. Спиридонов А. И. О некоторых теоретических проблемах геоморфологии. «Геоморфология», № 2, 1974.
14. Тютин В. С. О подходах к построению общей теории систем. В кн.: Системный анализ и научное значение. «Наука», М., 1978.
15. Ханвелл Дж., Ньюсон М. Методы географических исследований. Вып. 2 (физическая география). Изд. «Прогресс», М., 1977.
16. Харвей Д. Научное объяснение в географии. Изд. «Прогресс», М., 1974.
17. Хворостова З. М. О системном подходе к изучению геоморфологической формации. В сб.: «Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии северной Азии», «Наука», Новосибирск, 1976.
18. Хворостова З. М. К определению понятия «геоморфологические формации». Ближайшие задачи их изучения с применением элементов системного подхода. В сб.: «Геоморфологические формации Сибири», Новосибирск, 1978.
19. Шукин И. С. Общая морфология суши. т. I. Москва, 1934.
20. Энциклопедический словарь географических терминов. Изд. «СЭ», М., 1968.
21. Cholley A. Morphologie structurelle et morphologie climatique. „Ann de Geographie“, № 317, 1950.
22. Chorley R. J. Geomorphology and general systems theory. „U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 500-b“, 1962.
23. Chorley R. J., Kennedy B. A. Physical geography. A systems approach. London 1971.
24. Conacher A. J. Open systems and dynamic equilibrium in Geomorphology (Comment). „Austral. Geogr. Stud.“. v. 7, № 2, 1969.
25. Howard A. D. Geomorphological systems-equilibrium and dynamics. „Am. J. of Science“, v. 263, № 4, 1965.
26. Oller C. D. Open systems and dynamic equilibrium in Geomorphology. „Austral. Geogr. Stud.“ v. 6, № 2, 1968.
27. Strahler A. N. Dynamic basis of geomorphology. „Geol. Soc. Amer. Bull.“, v. 63, 1952.

УДК: 550.8+551.7(084.2)(479.25)

К. Р. КАГРАМАНОВ

О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ ОКТЕМБЕРЯНСКОЙ СВИТЫ

(в связи с проблемой нефтегазоносности Октемберянской депрессии)

В Октемберянской депрессии, расположенной в юго-западной части Араратской котловины, отложения октемберянской свиты (олигоцен?) имеют широкое развитие. Они обнажаются на левобережье р. Аракс, на участке впадения в нее р. Ахурян и вскрыты многочисленными скважинами. Свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю—песчано-глинистую, среднюю—глинистую и верхнюю—песчано-глинистую. Последняя распространена, главным образом, в северной части Октемберянской депрессии.

В связи с тем, что основной объем поисково-разведочного и структурного бурения был сосредоточен в южной части депрессии, то свита изучена наиболее полно в нижней её части. Гидрогеологические исследования нижней песчано-глинистой подсвиты были проведены на территории, охватывающей, главным образом, Октемберянскую и Севабердскую структуры, в скважинах 7-р, 12-р, 13-р, 14-р, 47-к, 49-к и 1-оп. Опробованные песчаные горизонты характеризуются весьма низкой водообильностью, дебиты пластовой воды не превышают нескольких кубов в сутки. Воды гидрокарбонатнонатриевые. Содержание *I* и *Br* невысокое: первый компонент не превышает 22 мг/л, второй—45 мг/л. Минерализация вод изменяется от 4,5 до 17,8 г/л (табл. 1). Наблюдается тенденция к увеличению минерализации с глубиной залегания пластов и горизонтов. Однако отмечается некоторое отклонение от общей закономерности. Это видно по изменению минерализации вод первого песчаного горизонта в кровле нижней песчано-глинистой подсвиты. Так, если в скв. 13-р и 7-р (Октемберянская структура) на глубинах около 750 м минерализация вод составляет 4,5 и 5,8 г/л, то в скв. 1-опорной (Севабердская структура) на глубине 1600 м она достигает 6,6 г/л. В то же время в скв. 47-к (1450 м), расположенной примерно на одинаковом расстоянии от указанных структур, была получена пластовая вода с минерализацией 13,8 г/л. Построенная схематическая карта (рис. 1) изменения минерализации вод первого песчаного горизонта показала, что при приближении к указанным площадям, особенно к Октемберянской структуре, происходит резкое снижение минерализации вод в два и более раз.

Чем можно объяснить такое «опреснение» вод? Прежде всего обращает на себя внимание то, что исследуемый горизонт является газонос-

Минерализация подземных вод октемберянской свиты

Свита	Под-свита	Горизонт	№№ скв-н	Фильтр м	Минерализация г/л
Октемберянская	Верхняя песчано-глинистая		1-оп	619-629	116,0
			"	757-763	118,7
			"	830-875	49,8
			"	894-898	17,4
			"	931-954	19,1
			"	948-1017	10,3
			"	161-1268	13,4
			32-р	1052-1064	70,1
			2-р	1128-1152	99,2
			"	1370-1383	97,6
		"	1430-1418	122,9	
	Нижняя песчано-глинистая	I	13-р	79-772	4,5
		"	7-р	718-777	5,8
		"	49-к	1053-1065	7,1
		"	47-к	1434-1474	13,8
		I+II	12-р	775-982	5,3-6,9
		II	7-р	848-874	7,2
		"	7-р	913-965	6,3
		II	14-р	1567-1752	8,4
		I	1-оп	1575-1636	6,6
"		"	1663-1698	17,8	
"	"	1739-1760	13,0		
"	"	1777-1779	9,8		

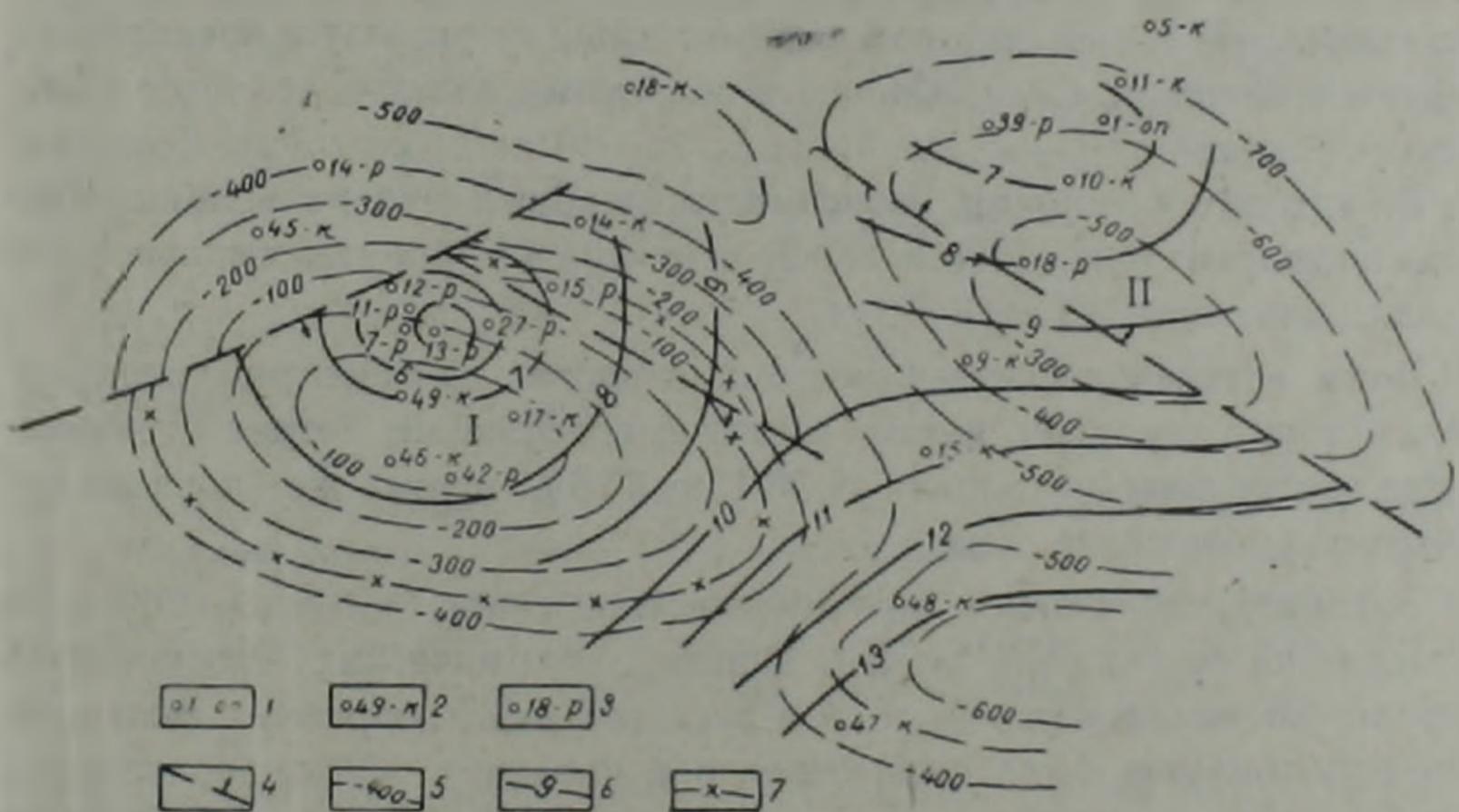


Рис. 1—Схематическая карта изменения минерализации пластовых вод первого песчаного горизонта нижней песчано-глинистой подсвиты октемберянской свиты: I—Октемберянская структура; II—Севабердская структура; 1—опорная скважина, 2—структурная скважина; 3—поисково-разведочная скважина; 4—тектоническое нарушение; 5—изогины по кровле нижней песчано-глинистой подсвиты октемберянской свиты; 6—линия равной минерализации вод; 7—предполагаемая граница газовой залежи.

ным. При опробовании его из скважин 13-р и 7-р были получены притоки газа соответственно 45 и 5,7 тыс. м³/сут. Уменьшение минерализации вод в газовой залежи по сравнению с минерализацией окружающих её

того же типа пластовых вод, можно объяснить прежде всего условиями образования газовых залежей. При миграции углеводородов в газообразном состоянии вместе с ними перемещаются пары воды, которые, попадая в область низких давлений, вследствие ретроградных явлений выпадают и, смешиваясь с пластовыми водами, снижают их минерализацию. Подобное явление, видимо, имеет место и на Севабердской структуре, где при проводке скважин 1-оп и 39-р в октябрьянской свите наблюдались газопроявления.

Результаты опробования показали, что воды нижней песчано-глинистой подсвиты регионально газонасыщены. По компонентному составу растворенные в воде газы относятся к метановым или метано-азотным. Содержание метана изменяется от 99,80 до 58,70%; $C_2H_6 + TУ$ достигает 1,8%.

Подземные воды верхней песчано-глинистой подсвиты октябрьянской свиты исследованы в скважинах 1-опорной, 32-р, 2-р (Герань совхоз) и 5-р. Вызванные притоки воды из опробованных пластов и горизонтов характеризуются невысокой водообильностью. Дебиты их варьируют от десятков до нескольких кубов в сутки. Воды, как правило, относятся к хлоркальциевому типу, а по минерализации—к соленным и крепким рассолам. Результаты опробования широкого диапазона верхней подсвиты (1268—619 м) в 1-опорной скважине указывают на увеличение минерализации вод вверх по разрезу от 10—13 до 116—118 г/л (табл. 1). Видимо такое изменение в характеристике вод обязано влиянию соленосной толщи, которая залегает выше по разрезу в пределах исследуемой площади. Содержание *I* в подземных водах колеблется в широких пределах—от 1—3 (скв. 1-оп) до 15—40 мг/л (скв. 2-р). Содержание *Br* находится в прямой зависимости от общей минерализации. Наибольшая концентрация (498 мг/л) *Br* отмечена в зонах максимальной минерализации вод (118 г/л).

Воды верхней песчано-глинистой подсвиты повсеместно газонасыщены. Газы в основном метано-азотные; содержание метана увеличивается сверху вниз по разрезу от 36,4 до 87,6%, в том же порядке отмечается уменьшение азота.

Рассматривая в целом октябрьянскую свиту, следует обратить внимание на её тепловой режим. Знание геотермических особенностей недр играет немаловажную роль в решении ряда вопросов. Большинство термозамеров было осуществлено в пределах Октябрьянской и Севабердской структур и главным образом в интервале от 1000 до 2000 м ниже устья скважин. Анализ полученных данных свидетельствует о непостоянстве геотермических градиентов в исследуемом районе. Максимальное значение геотермического градиента для указанного интервала зафиксировано на Октябрьянской структуре, оно равно 2,8°C/100 м. При удалении от данной площади в направлении Севабердской структуры градиент вначале снижается до 1,83°C/100 м, а затем повышается до 2,3°C/100 м. Снижение геотермического градиента до величины 1,73°C/100 м отмечено в северо-западном направлении к скв. 14-р. По-

строения охематическая карта геизотерм на глубине 1500 м (табл. 2, рис. 2) показывает тепловое поле, максимум которого расположен на Октябрьской структуре. Нам представляется, что максимальное значение температур здесь в известной степени связано с влиянием газовых залежей, играющих роль «шубы», затрудняющих рассеивание тепла снизу вверх. Интервал газонасыщения нижней песчано-глинистой под-

Таблица 2

Изменение температуры с глубиной

Глубина замера, м	№ скв.	Температура, °С						
		1-оп	7-р	14-р	42-р	47-к	49-к	46-к
1000		40,0	45,6	42,0	40,3	42,0	45,5	43,3
1500		57,5	62,1	55,7	56,8	58,5	62,0	59,8

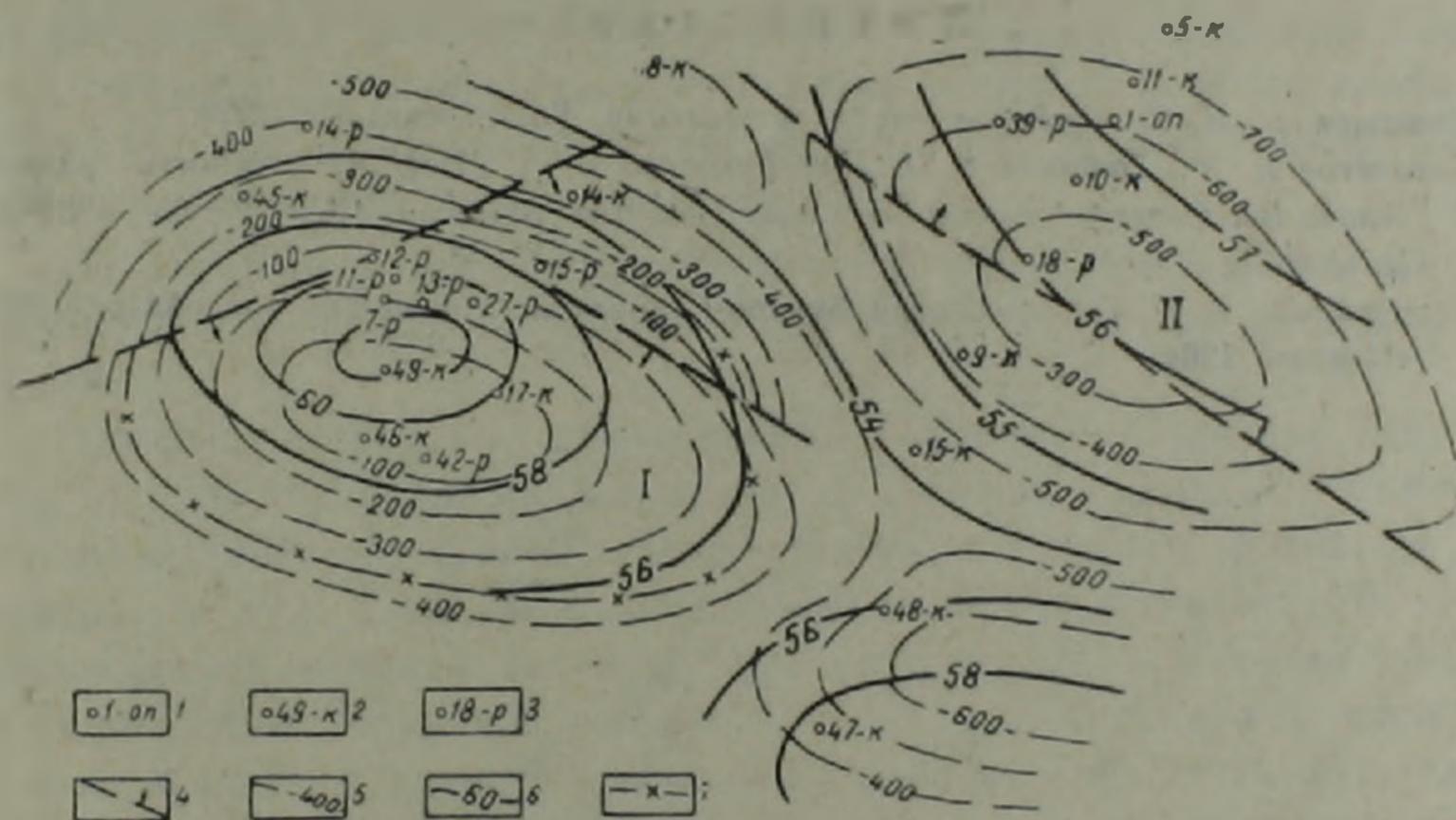


Рис. 2—Схематическая карта геизотерм на глубине 1500 м: I—Октябрьская структура; II—Севабердская структура; 1—опорная скважина; 2—структурная скважина; 3—поисково-разведочная скважина; 4—тектоническое нарушение; 5—изогипса по кровле нижней песчано-глинистой подсвиты октябрьской свиты; 6—изотерма; 7—предполагаемая граница газовой залежи.

свиты на Октябрьской структуре возможен в пределах от 750 до 1800 м [2]. Этот факт вполне объясним, если учесть, что теплопроводность газоносных пород значительно ниже водонасыщенных [1]. Подобные явления были отмечены на Газлинском [3] и Зеагли-Дарвазинском газовых месторождениях.

Таким образом, водоносную систему октябрьской свиты можно подразделить на два водоносных комплекса: нижний и верхний. Нижний водоносный комплекс входит в состав нижней песчано-глинистой подсвиты. Водоупором служат глины глинистой подсвиты октябрьской свиты. Верхний—в состав верхней песчано-глинистой подсвиты.

Водоупором могут служить как верхняя глинистая часть разреза названной подсвиты, так и соленосная толща и сарматские отложения.

В связи с литологической невыдержанностью разреза октябрьянской свиты и весьма низкой водообильностью опробованных пластов воды выделенных водоносных комплексов практически безнапорные и вследствие этого, видимо, не оказывают сколько-нибудь заметного влияния на тепловой режим исследуемой территории.

Воды водоносной системы октябрьянской свиты регионально газонасыщены. Более высокой упругостью растворенных газов характеризуются воды нижнего водоносного комплекса.

В целом гидродинамические и геотермические условия октябрьянской свиты свидетельствуют о существовании в её недрах залежей газа, а возможно и нефти.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10. XI. 1980.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. Гостоптехиздат, 1959.
2. Карапетян А. М., Танашян М. Е., Тер-Гукасова В. К. Нефтегазоносность разреза отложений Октемберянского прогиба. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1971.
3. Корценштейн В. Н. Гидрогеология Бухаро-Хивинской газонефтеносной области. Изд. «Недра», 1964.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 553.445/446(479.25)

М. А. КУКУЛЯН

ЦИНКЕНИТ И СЕМСЕЙИТ В РУДАХ МАРДЖАНСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРМЯНСКАЯ ССР)

Марджанское полиметаллическое месторождение, расположенное в Сисианском районе Армянской ССР, сложено вулканогенным комплексом среднего эоцена. Оруденение приурочено к линейно вытянутым структурам близмеридионального простирания, которые прослеживаются на расстоянии до 1000 м. Руды месторождения представлены весьма своеобразным вещественным составом, в которых широким развитием пользуются сульфоантимониты свинца—характерные минеральные выделения для близповерхностных низкотемпературных месторождений золото-полиметаллических формаций.

Из сульфоантимонитов свинца в рудах Марджанского полиметаллического месторождения наиболее интересными являются цинкениит и семсейит.

Цинкениит встречается существенно в сурьмяных (Гардара, Таджикская ССР; Кутна Гора, Чехословакия), в сложных сурьмяно-полиметаллических (Вольфсберг, ФРГ; Оруро, Боливия; Дарасун, Восточное Забайкалье и др.), а также в свинцово-цинковых (Адлерсбах, ФРГ) месторождениях, в последних—если присутствует антимонитовая стадия. Он образует ассоциации с антимонитом, но не совместим в пространстве и во времени с галенитом, так как является наиболее бедным свинцом сульфоантимонитом свинца и не может выделяться вместе с галенитом [3, 5, 6], хотя, в отдельных случаях, вокруг зерен галенита можно встретить реакционную кайму замещения, сложенную цинкениитом [1]. В месторождениях Армении цинкениит был описан в рудах Золдского золоторудного и Азатекского сурьмяно-полиметаллического месторождений [2, 4].

Семсейит образуется в аналогичных типах месторождений, однако в отличие от цинкениита образует противоположные последнему парагенезисы, т. е. он выделяется в тесной ассоциации с галенитом, образуя сферические агрегаты [5]. Некоторые авторы отмечают образование семсейита в ассоциации с антимонитом [3].

Эти два минерала в Зангезурском рудном районе были нами обнаружены впервые¹.

¹ Наличие семсейита в рудах Марджанского месторождения предполагалось Р. Р. Шахбазяном и С. А. Арутюняном.

Цинкени́т ($Pb Sb_2 S_4$) в рудах Марджанского месторождения образует самостоятельные прожилки мощностью 1—1,5 см, а также часто выделяется в пустотах в виде войлокообразных слутанно-волоконистых скоплений, которые имеют форму лепестков размером до 2 см² по площади. В прожилках цинкени́т образует радиально-лучистые агрегаты в жильной массе. Иголочки вытянуты на 5—6 мм, а в войлокообразных

Таблица 1

Химический состав цинкени́та и семсейита из руд Марджанского месторождения (%%)

Элемент \ Минерал	Цинкени́т		Семсейит	
	Марджанское м-ние	теор. состав	Марджанское м-ние	теор. состав.
Pb	35,80	35,75	53,12	53,10
Sb	42,08	42,06	27,74	27,73
S	22,12	22,25	19,14	19,17
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

Анализы выполнены в ВИМСе

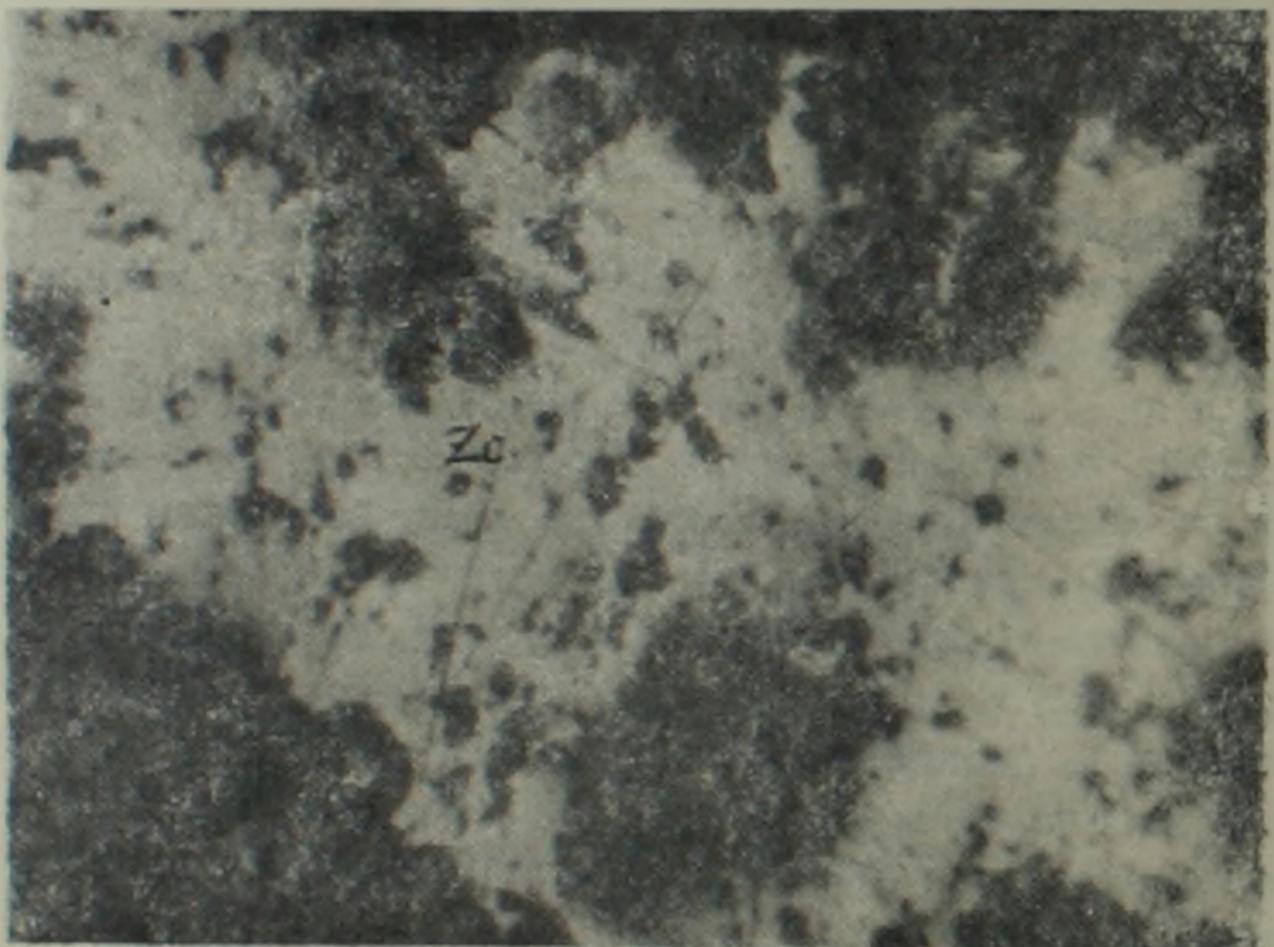


Рис. 1. Цинкени́т. В центре заметно двуотражение. Полир. шлиф. Увел. 150х.

скоплениях представлены теснейшим переплетением волосообразных кристалликов длиной до неохотких миллиметров и толщиной отдельных индивидов порядка сотых долей мм. Макроскопически цинкени́т стальню-серою цвета с металлическим блеском. Черта серовато-черная. В прожилке обнаруживает неровный излом. Химический состав цинкени́та, рассчитанный по формуле $Pb Sb_2 S_3$ почти полностью совпадает с теоретическим составом (табл. 1).

В полированном шлифе в отраженном свете для цинкениита из руд Марджанского полиметаллического месторождения характерно слабое двуотражение от чисто белого до серовато-белого (рис. 1). Отражательная способность заметно ниже чем у галенита и равна приблизительно 43—36%. В скрещенных николях наблюдаются отчетливые эффекты анизотропии; цветовые эффекты—от серовато голубого до коричневатого, угасание прямое, спайность по удлинению кристаллов.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и относительная интенсивность наиболее характерных линий на дебаграмме «минерала со структурой типа цинкениита»
Fe—антикатод, $D=57,3$ мм

№№ п/п	J	d_e/n	№№ п/п	J	d_e/n
1	4	3,72	6	5 ш	1,976
2	3	3,48	7	5 ш	1,813
3	10	3,38	8	3	1,372
4	4	3,28	9	3	1,340
5	8 ш	2,747	10	3	1,384

Анализ выполнен в ВИМСе, аналитик Сидорова Г. И.

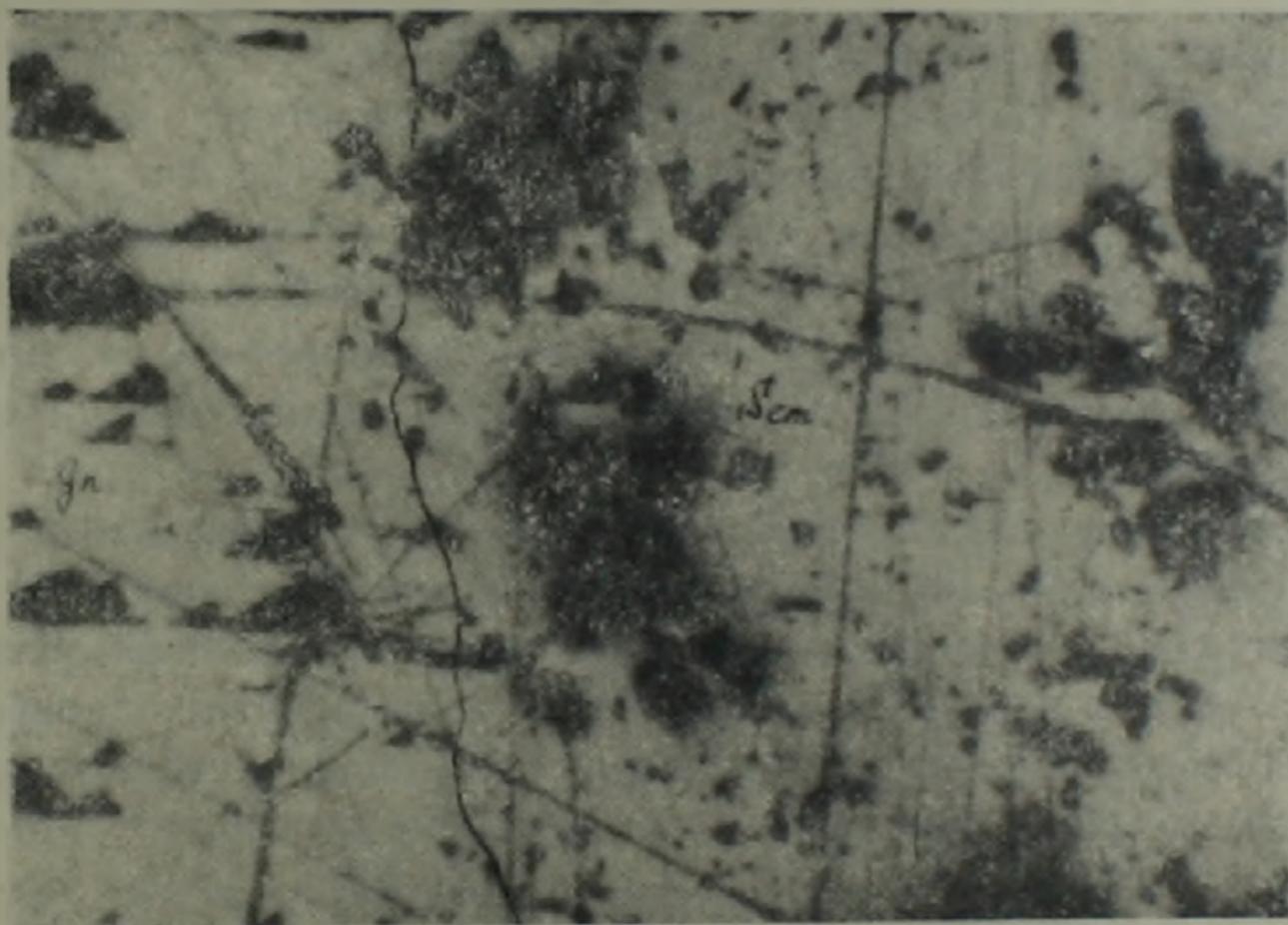


Рис. 2. Сrostки галенита и сeмсейита (в центре). Полир. шлиф Увел. 150х.

Так как цинкениит является сравнительно редким минералом для свинцово-цинковых месторождений и его диагностика только оптическими методами не дает полной уверенности в его определении, исследуемый образец был передан в рентгеноструктурную лабораторию ВИМСа, где однозначно был определен как цинкениит.

В друзовых пустотах мелкокристаллического кварца в тесных обрастаниях с цинкениитом обнаруживается другой сулфоантимонит свинца.

который аналогично цинкениту образует спутанно-волокнистый агрегат, и при непосредственном сравнении их под биноклем отличается от первого очень слабым бронзовым оттенком. Проведенный рентгенографический анализ определил его как «минерал со структурой типа цинкениита», наиболее характерные линии Дебая которого приведены в табл. 2.

Некоторые различия дебаеграммы и цвета «минерала со структурой типа цинкениита» и собственно цинкенитом, видимо, можно объяснить высоким содержанием мышьяка в первом. Следовательно, его можно назвать мышьяксодержащим цинкенитом.

Проведенный приближенно количественный спектральный анализ показал повышенные содержания характерных для цинкениита элементов примесей: $Fe—0,014$; $Cu—0,108$; $Ag—0,06$; $As—1,44$; $Zn—0,252$, которые, по-видимому, изоморфны с основными минералообразующими элементами.

Семсейит ($Pb_9 Sb_8 S_{21}$) в рудах Марджанского месторождения распространен в ограниченном количестве. Он образуется в тесной ассоциации с галенитом, буланжеритом и плагионитом в виде реакционной каймы замещения вокруг зерен галенита; встречается также как самостоятельное выделение в полях галенита (рис. 2), а также в жильной массе на контакте галенита и кварца. Размеры зерен этого минерала колеблются в пределах $0,01—0,08$ мм. В полированном шлифе отражательная способность семсейита несколько выше, чем у цинкениита и приблизительно равна таковой галенита ($R—44\%$), двуотражение слабое, наблюдается с трудом по краям зерен, в иммерсии становится отчетливее. В скрещенных николях, как в воздухе, так и в масле эффекты анизотропии отчетливые, угасание прямое, внутренние рефлексии не наблюдаются. Процентное содержание минералообразующих элементов в семсейите из руд Марджанского полиметаллического месторождения практически не отличается от теоретического состава, рассчитанного по формуле $Pb_9 Sb_8 S_{21}$ (табл. 1).

Нами наблюдается характерная особенность образования цинкениита и семсейита в общем процессе выделения минералов ряда $Pb—Sb—S$. Семсейит, как богатая свинцом разновидность сульфoантимонитов свинца, образуется в ассоциации с галенитом и выделяется одновременно с ним, или сразу после галенита, цинкениит же—бедная свинцом разновидность того же ряда, образует самостоятельные выделения. Это зависит, видимо, от концентрации в растворе катиона Pb^{2+} , аниона $[Sb_2 S_3]^{2-}$ а также значения окислительно-восстановительного потенциала среды [1]. Однако вопрос о времени и условиях выделения сульфoантимонитов в процессе рудообразования является весьма сложным и требует более детальных исследований.

В заключение автор хочет выразить глубокую благодарность за помощь в определении редких сульфoантимонитов свинца—цинкениита и семсейита кандидату геолого-минералогических наук Е. В. Рябовой.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Амирян Ш. О., Фармазян А. С.* Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
2. *Григорян Г. О.* О некоторых закономерностях и условиях образования свинцово-сурьмяных руд. Геохимия, № 1, 1960.
3. *Минералы.* Справочник. Т. 1, Изд. АН СССР, М., 1960.
4. *Сагателян Э. А.* Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
5. *Чвилева Т. Н.* К находке цинкениита в месторождении Гардара. Труды Мин. музея АН СССР, Изд. «Наука», 1966.
6. *Чвилева Т. Н.* Минералогическая характеристика и диагностика сульфоантимонитов свинца. «Наука», М., 1973.

УДК: 627.81 : 628.17(479.25)

Г. С. МЕТРЕВЕЛИ, И. Г. ПЛОТКИНА, Н. В. ДАВТЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПОТЕРЬ ИЗ ГОРНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ ВОДНОБАЛАНСОВЫМ МЕТОДОМ

(на примере Апаранского водохранилища)

Учет и более рациональное использование водных ресурсов, предусмотренное проектом плана экономического и социального развития Советского Союза в XI пятилетке и в период до 1990 г., является необходимым условием дальнейшего развития экономики горных и предгорных районов, отличающихся спецификой климатических и геологических условий.

Поэтому в отдельных районах Закавказья, Северного Кавказа и Средней Азии, экономическое развитие которых лимитируется речным стоком, наиболее эффективное использование последнего достигается при помощи водохранилищ, иногда сооружаемых в местах с неблагоприятными геологическими условиями.

Некоторые из них, как например, Цалкское и Апаранское водохранилища, сооружены в зонах распространения трещиноватых вулканических пород и поэтому фильтрационные потери из них настолько значительны, что соизмеримы с основными членами баланса воды.

Определение расхода просачивающейся из Апаранского водохранилища воды необходимо для расчета водного баланса водоема и обоснования целесообразности поиска ее подземной трассы и выходов на поверхность.

Апаранское водохранилище создано перекрытием р. Касах плотной у с. Артаван. Объем водоема—90 млн. м³, из которых полезны 84 млн. м³; высота колебания уровня в среднем равна 19,2 м, а в отдельные годы возрастает до 28,4 м (1976 г.). Оно опорожняется в вегетационный сезон и поэтому уровни, при которых глубина воды в приплотинной части водоема больше 10 м, сохраняются с марта по октябрь.

Средний годовой приток в водохранилище составляет 132 млн. м³, наибольший—189 млн. м³ (1976 г.), а наименьший—111 млн. м³.

Водоохранилище, несмотря на его относительно небольшой объем, способно решать важную водохозяйственную задачу тем, что сокращает ирригационные попуски из Севана, в среднем на 37 млн. м³ и дополнительно орошает более 7500 га сельхозугодий. Предполагается увеличение поливных площадей за счет экономного потребления регулируемого стока.

Определение баланса воды с необходимой точностью до последнего времени не удавалось из-за отсутствия надежных расчетных данных о величине фильтрационных потерь (Φ) из чаши.

Для расчета Φ и установления ее связи со средним месячным уровнем водохранилища, известное уравнение [1] водного баланса было решено относительно Φ следующим образом:

$$\Phi \pm H = \Sigma \Pi - (\Sigma P + \Sigma A) \quad \text{наполнение} \quad (1)$$

$$\Phi \pm H = \Sigma P - (\Sigma \Pi + \Sigma A) \quad \text{опорожнение.} \quad (2)$$

Здесь $\Sigma \Pi$ —суммарный приток по рекам Касах (в/п Варденис), Гехарот (в/п Арагац), Туджур (в/п Туджур), Кучак (в/п Кучак) и Мравян (в/п Мравян), а также с бокового водосбора площадью 90 км², сток с которого вычисляется по эмпирической зависимости (2) и осадки на зеркало; ΣP —суммарный отток, слагающийся из ирригационных пусков и холостых сбросов (в/п Артаван) и испарения с зеркала; ΣA —сумма аккумуляционных компонентов; H —невязка баланса, т. е. случайная ошибка его расчета, математическое ожидание которой равно нулю.

По уравнениям (1) и (2) были вычислены месячные объемы $\Phi \pm H$ за период 1968—1979 гг. При этом сток по рекам Туджур, Кучак и Мравян, до сооружения на них водомерных постов, определялся как боковая приточность водоема по эмпирической зависимости (2).

Для исследования вида зависимости расхода фильтрационных потерь (Q_{Φ}) от среднего месячного уровня водохранилища (\bar{h}), месячные объемы $\Phi \pm H$ были выражены в расходах, а затем при помощи регрессионного анализа на ЭВМ ЕС-1022 были вычислены коэффициенты уравнения регрессии и построена соответствующая ему кривая зависимости $Q_{\Phi \pm H} = f(\bar{h})$.

Однако было заметно, что группа точек, соответствующая данным наблюдений в период ледостава, располагалась обособленно от группы точек, соответствующих данным наблюдений за неледоставный период.

Поэтому расчетные результаты за неледоставный и ледоставный периоды были сгруппированы в самостоятельные выборки, по которым вычислены коэффициенты уравнений регрессии (3) и (4) и построены соответствующие кривые зависимости $Q_{\Phi \pm H} = f(\bar{h})$ (см. рис. 1).

Уравнение регрессии для неледоставного периода имеет вид:

$$Q_{\Phi \pm H} = \left(7,955 \frac{\bar{h}}{10^2} - 143,106 \right)^2, \quad (3)$$

а для ледоставного периода

$$Q_{\Phi \pm H} = \left(12,122 \frac{\bar{h}}{10^2} - 218,664 \right)^2. \quad (4)$$

Различные направления кривых I и II обусловлены флуктуационными изменениями уровня водохранилища и гидростатической дав-

ления под ледовым покровом, связанными с его периодическим, вынужденным вскрытием.

В связи с тем, что математическое ожидание невязки равно нулю, по мере возрастания количества наблюдений (n), построенная по ним кривая $Q_{\Phi \pm n} = f(\bar{h})$ будет смещаться относительно системы координат до совпадения с кривой $Q_{\Phi} = f(\bar{h})$, так как

$$\lim_{n \rightarrow N} \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\Phi \pm n})_i}{n} = \lim_{n \rightarrow N} \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\Phi})_i}{n} \quad (5)$$

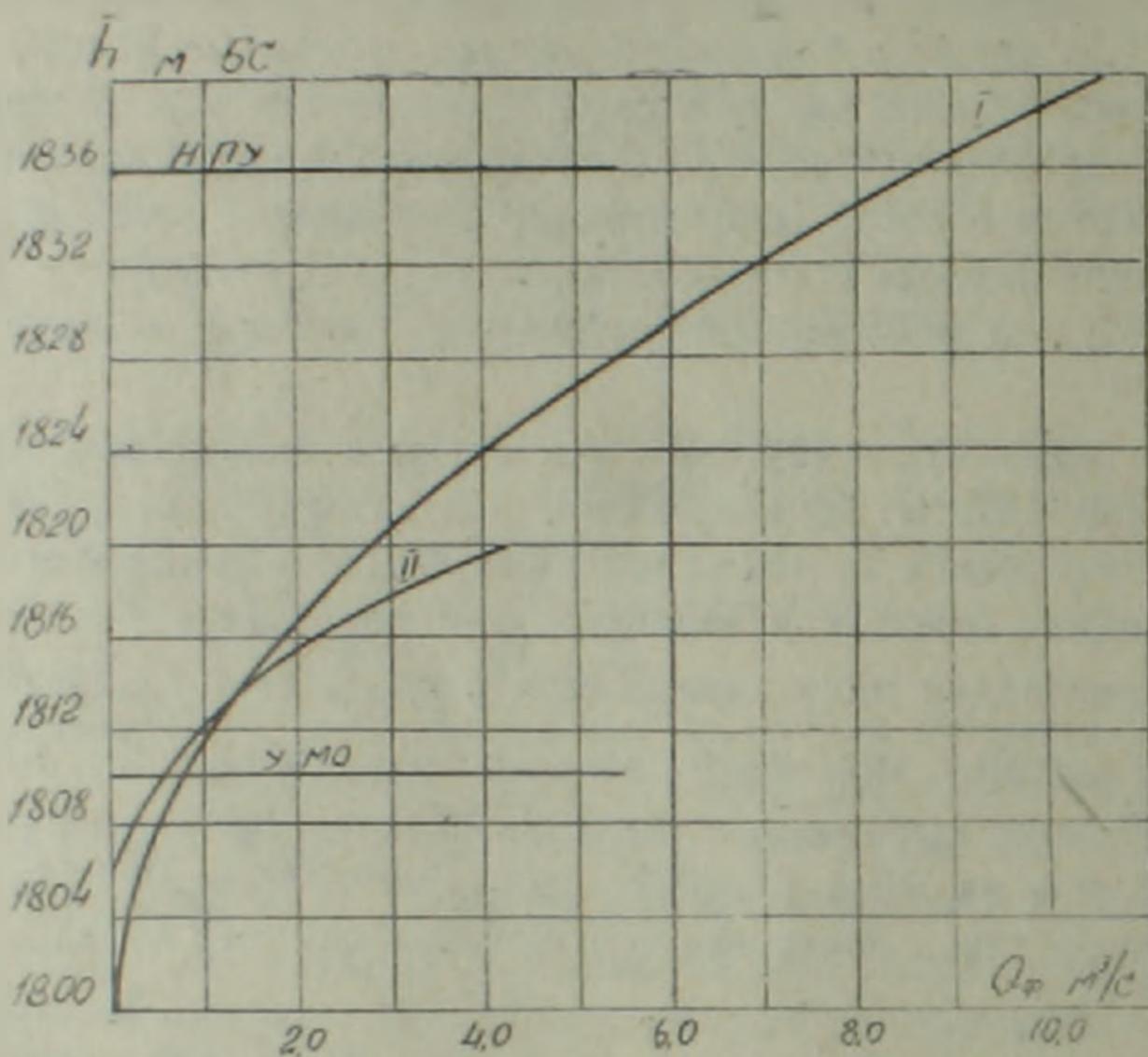


Рис. 1.1 Кривые зависимости $Q_{\Phi} = f(\bar{h})$ Апаранского водохранилища для неледоставного (I) и ледоставного (II) периодов.

Кривые I и II построены соответственно по 58 и 41 значениям $Q_{\Phi \pm n}$. Следовательно, среднее процентное отклонение математического ожидания $Q_{\Phi \pm n}$ относительно Q_{Φ} не превышает 2,5% и поэтому пользоваться предлагаемыми кривыми в практических целях допустимо.

При помощи зависимости $Q_{\Phi} = f(\bar{h})$ вычислены балансы воды Апаранского водохранилища за 1968—1979 гг. и установлено, что средняя годовая величина фильтрационных потерь достигает 78,5 млн. м³, т. е. 59,5% годового объема регулируемого водохранилищем стока. В отдельные годы, в зависимости от уровня водохранилища, фильтрационные потери колеблются от 103 (78% регулируемого стока) (1969 г.) до 51,1 млн. м³ (39%) (1979 г.).

Внутригодовой ход фильтрационных потерь совпадает с колебанием среднего месячного хода уровня водохранилища. Они наиболее значительны в июне и минимальны в январе (табл. 1).

Таблица I

Средние месячные величины фильтрационных потерь из Апэранского водохранилища, млн. м³

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
\bar{h} , см	1811,75	1812,41	1813,32	1822,90	1828,77	1829,30	1825,75	1819,28	1814,01	1811,87	1811,87	1812,08
Q_{ϕ} , м ³ /с	0,90	1,05	1,27	3,62	5,60	5,80	4,54	2,62	1,37	1,00	1,02	0,98
W , млн/м ²	2,41	2,54	3,40	9,38	15,00	15,03	12,16	7,02	3,55	2,68	2,64	2,62

Предполагается, что часть фильтрационных вод в виде родников выклинивается в ущелье р. Касах, в пределах г. Аштарака. Однако подземный путь и место выхода большей части фильтрационных вод пока не установлены.

Определение зависимости $Q_{\phi} = f(\bar{h})$ позволяет вычислить с необходимой точностью полезную часть регулируемого Апаранским водохранилищем стока, установить более точные нормы ирригационных попусков и считать целесообразным поиск подземного пути и место выклинивания фильтрующихся из водоема вод.

Тбилисский государственный
университет,
УГКС Армянской ССР

Поступила 1.IV.1981.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Наставления и руководства гидрометростам и станциям. Вып. 7, ч. V, Гидрометеониздат, Л., 1956

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.837.21

Л. Н. АНДРОНОВА, А. В. ХОДЗЕВИЧ

ВЛИЯНИЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА ПОВЕДЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Как известно, большая часть изучаемых площадей в Армянской ССР покрыта лавовыми образованиями, которые для электроразведки на постоянном токе являются экраном. В этом случае существенное преимущество имеют методы, использующие переменные электромагнитные поля, поскольку они обладают большей глубиной и позволяют изучать отложения под высокоомными породами.

На установке для моделирования, созданной в ЛГУ на кафедре физики Земли, изучалось поведение компонент электромагнитного поля и импедансов над структурами, имитирующими выход фундамента на дневную поверхность и различные положения его в проводящем вмещающем слое. Также были исследованы структуры, моделирующие соляной купол. Варианты моделей представлены на рис. 1.

Непроводящие структуры были выполнены из мрамора с $\rho > 10^4$ ом.

Все измерения проводились при двух поляризациях падающего поля: в случае трехмерных неоднородностей при I и II поляризациях поля (I—электрический вектор параллелен центральному профилю измерений—ось x, II—электрический вектор перпендикулярен центральному профилю измерений). Для осесимметричных трехмерных структур компоненты тензора импеданса Z_I и Z_{II} , вычисленные при I и II поляризациях, полностью характеризуют электрические свойства среды.

При рассмотрении области выхода на поверхность высокоомного фундамента наиболее сильные искажения возникают в компонентах поля при I поляризации. Электрическая и магнитная компоненты уменьшаются по мере приближения к высокоомной границе вследствие обтекания током высокоомного препятствия. По этой же причине вблизи непроводящей границы происходит уплотнение тока при II поляризации и увеличение электрической и магнитной компонент [1].

Поскольку аномалия в магнитной компоненте меньше, чем в электрической, характер искажений в значениях импеданса в основном определяется поведением электрической компоненты. При I поляризации перед высокоомным поднятием возникает область заниженных значений импеданса, а при II поляризации импедансы вблизи высокоомной границы завышены, и тем больше, чем шире структура.

Все сказанное находит отражение в поведении кривых зондирования $\rho_I = 0,2 T Z_I^2$ и $\rho_{II} = 0,2 T Z_{II}^2$ (рис. 2а). Кривые зондирования (шифр кривых обозначает поляризацию и местоположение точки зондирования) значительно отличаются от теоретических кривых для горизонтально однородного двухслойного разреза. На кривых ρ_I при I поляризации появляются широкие минимумы, дающие ложное представление о присутствии хорошо проводящего слоя в фундаменте.

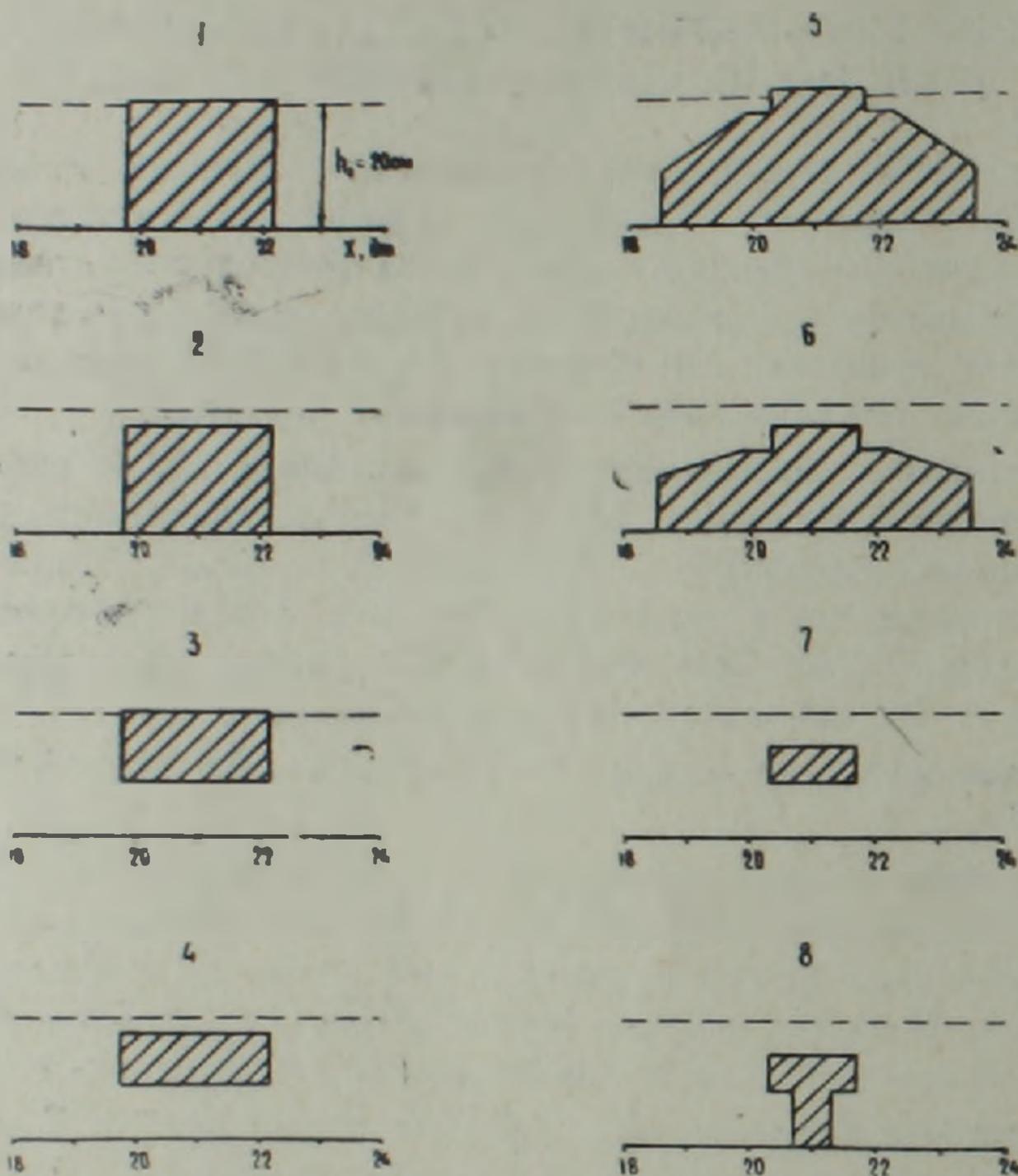


Рис. 1 Типы изучаемых моделей. h_1 —глубина проводящего слоя.

На рис. 2б представлены кривые зондирования в случае выхода фундамента на поверхность и при наличии проводящего слоя небольшой мощности над фундаментом.

При рассмотрении кривых импеданса наиболее резкие изменения наблюдаются при I поляризации.

Для модели 1 характерно резкое уменьшение значений импеданса вблизи непроводящей границы вследствие обтекания током высокоомного поднятия, а для модели 2 значения импеданса завышены и четко отмечаются края структуры. При II поляризации аномалия в поведении импеданса хорошо отражает местоположение и величину неоднородности. В области профилирования ($\lambda/h_1 > 8$) относительная величина неоднородности $\Delta h/h_1$ (Δh —величина поднятия, h_1 —мощность вмещающего

однородного слоя) хорошо оценивается по относительной величине амплитуды аномалии импеданса [2].

Кривые зондирования над структурой имеют низкочастотную асимптоту, идущую под углом, немного большим 63° , и заметно смещены в сторону малых длин волн относительно теоретической кривой для горизонтально-однородного двухслойного разреза с мощностью проводящего вмещающего слоя.

На рис. 2в проводится сравнение поведения импедансов и кривых зондирования для моделей 2 и 4. В области низких частот уменьшение амплитуды структуры приводит к уменьшению относительной амплитуды аномалии импеданса как при I, так и при II поляризациях. Причем более существенное уменьшение происходит при I поляризации.

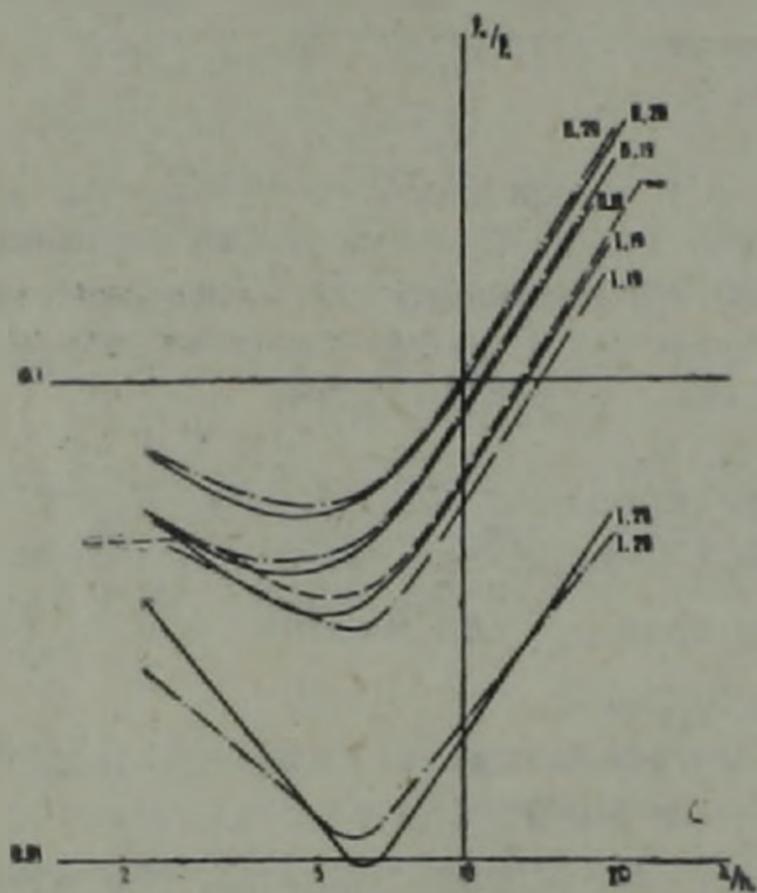


Рис. 2а

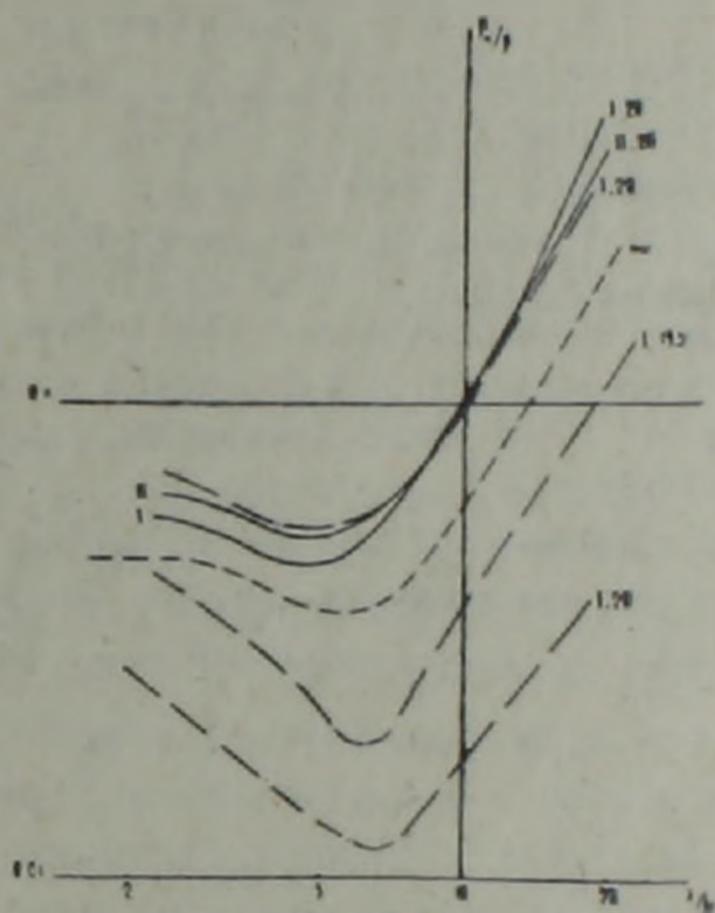


Рис. 2б

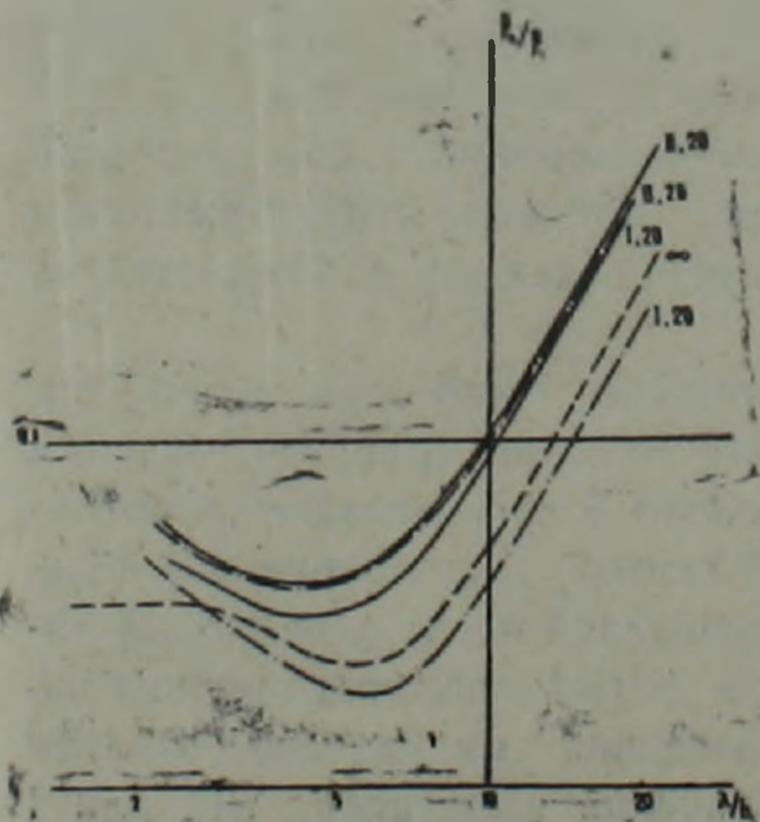


Рис. 2в

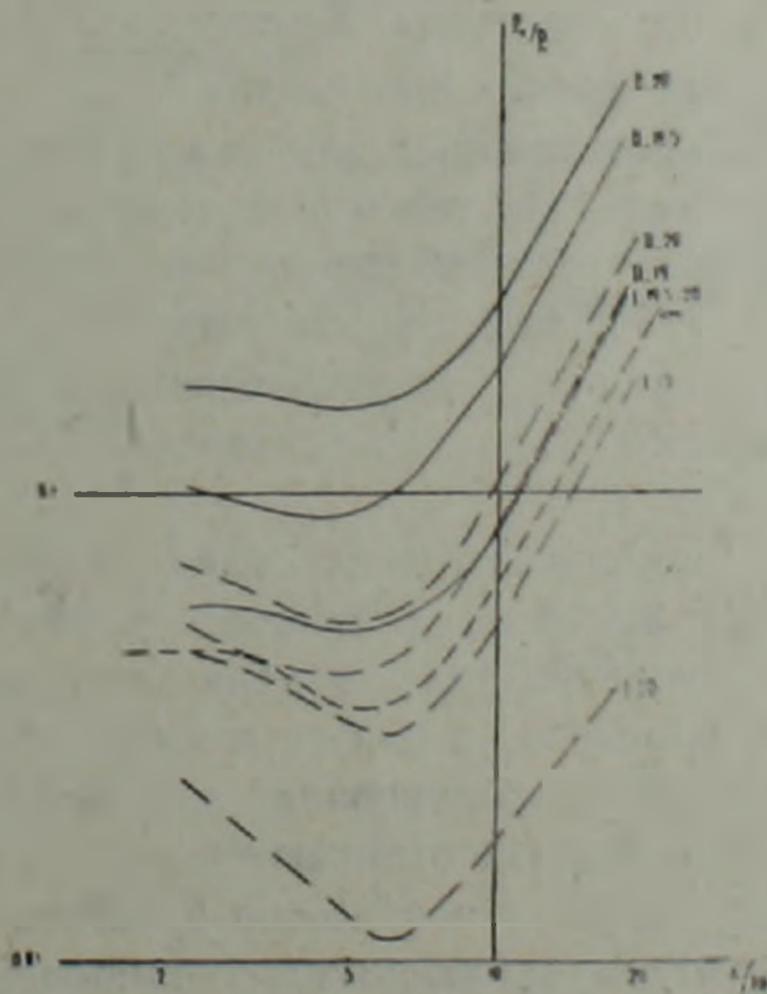


Рис. 2г

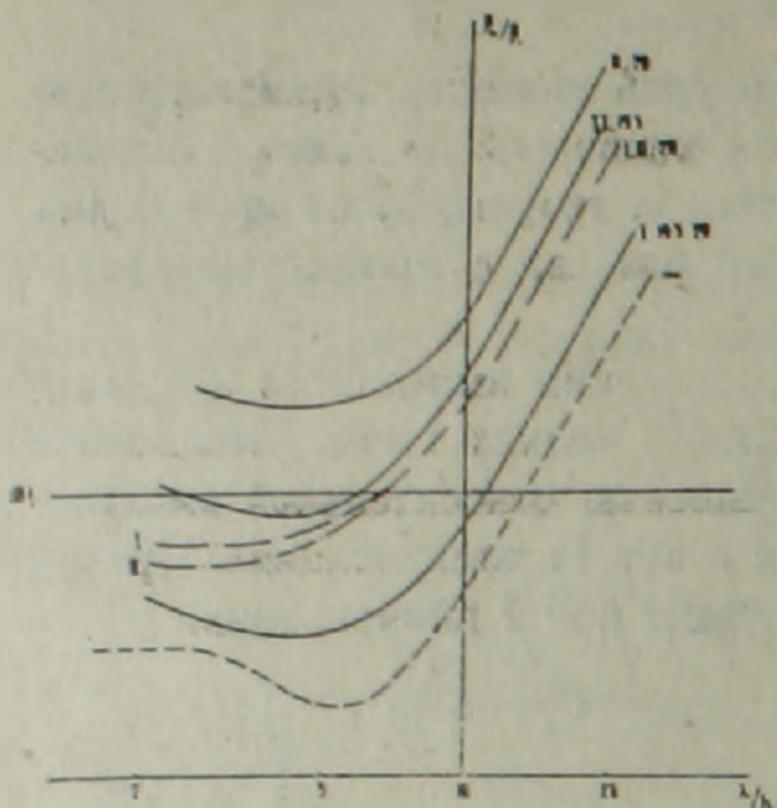


Рис. 2а

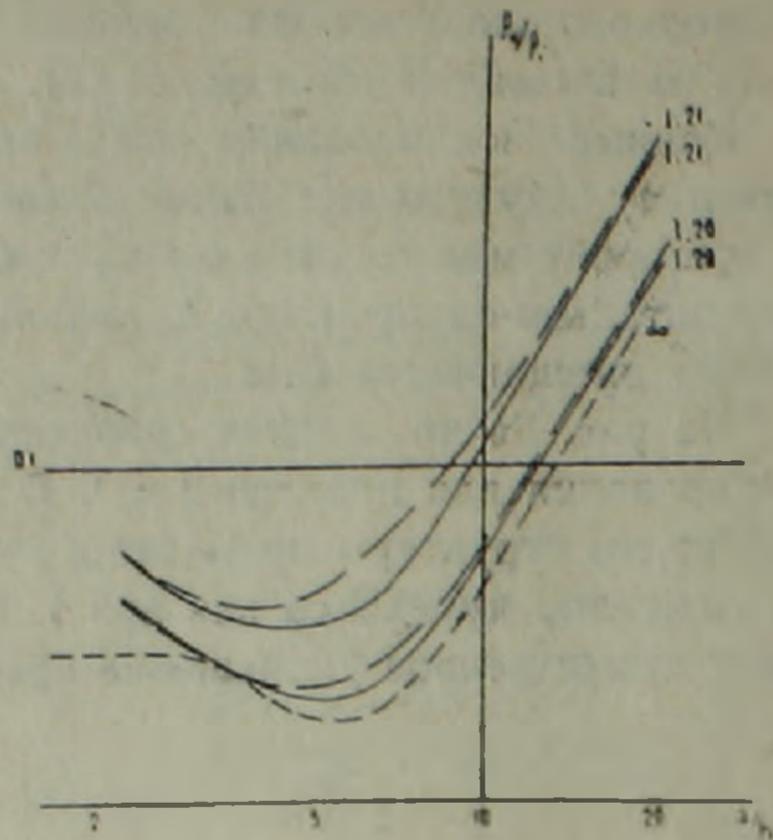


Рис. 2е

Рис. 2. Поведение кривых зондирования при I и II поляризациях над моделями: а) 1 (штрих-пунктир) и 3 (сплошные), б) 1 (штрих-пунктир) и 2 (сплошные); в) 2 (сплошные) и 4 (штрих-пунктир); г) 1 (штрих-пунктир) и 5 (сплошные); д) 5 (сплошные) и 6 (штрих-пунктир); е) 7 (сплошные) и 8 (штрих-пунктир). Пунктир—теоретическая кривая зондирования, λ —длина волны в проводящем слое.

Кривые зондирования для I и II поляризации близки друг к другу в области высоких частот, кроме точки зондирования, находящейся вблизи края структуры. В этой точке кривая ρ_{\perp} для модели 4 идет гораздо ниже аналогичной кривой для модели 2.

На рис. 2г представлены кривые зондирования и импедансов для моделей 1 и 5. С ростом ширины поднятия амплитуда аномалии в значениях импеданса увеличивается, причем увеличение ширины структуры приводит к более существенному увеличению амплитуды аномалии при II поляризации. Кривые зондирования ρ_{\parallel} для модели 5 идут гораздо выше кривых для модели 1.

Более сложная картина наблюдается при I поляризации. В случае вертикальной стенки поднятия вследствие обтекания структуры током возникает область заниженных значений импеданса (модель 1).

В модели 5 ширина поднятия гораздо больше и высокоомная граница имеет более пологий характер. Поэтому обтекание структуры током занижает значения импеданса, но не так резко, как это наблюдается на модели 1.

При рассмотрении моделей 5 и 6 интересно было проследить как влияет выход на поверхность высокоомного поднятия (рис. 2д). Кривые зондирования при I поляризации для модели 5 претерпевают наименьшее изменение и близки к теоретической кривой. Для модели 6 поведение кривых зондирования для обеих поляризаций носит одинаковый характер. Кривые отличаются друг от друга только в области высоких частот. То же самое можно отметить в поведении импедансов. Вблизи структуры наблюдаются повышенные значения импеданса как для I поляризации, так и для II.

На рис. 2е представлены кривые зондирования для моделей 7 и 8. При рассмотрении этих моделей, которые имитируют соляной купол без «ножки» и с «ножкой», основное внимание уделялось влиянию «ножки». Как видно из характера поведения кривых зондирования и импедансов, их значения при I поляризации над структурами совпадают, т. е. влияние «ножки» при данных параметрах структур не отмечается.

Таким образом, исследования неоднородностей с различными параметрами и различным положением их в проводящем вмещающем слое показали, что аномалии импедансов и поведение кривых зондирования имеют сложный характер.

1. В случае выхода высокоомного фундамента на поверхность при I поляризации возникает перед высокоомным поднятием область заниженных значений импеданса (модели 1, 3, 5), причем эта область растет, если высокоомная граница имеет вертикальную стенку.

2. С ростом ширины поднятия (модели 1 и 5) амплитуда аномалии в значениях импеданса увеличивается, особенно при II поляризации.

3. Уменьшение амплитуды структуры (модели 2 и 4) приводит к уменьшению относительной амплитуды аномалии импеданса как при I, так и при II поляризации, причем это справедливо в области низких частот.

4. При II поляризации для модели 2 аномалия в поведении импеданса хорошо отражает местоположение и величину неоднородности.

5. При рассмотрении моделей 7 и 8 можно отметить, что влияние «ножки» у соляного купола отсутствует при данных параметрах структур.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм. ССР,
ЛГУ, кафедра физики Земли

Поступила 16. I. 1981.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андропова Л. Н., Ковтун А. А. Влияние высокоомных выступов фундамента на поведение магнитотеллурического поля. В кн.: «Вопросы геофизики», вып. 25, Л., 1975.
2. Добровольская М. А., Ковтун А. А. Поведение магнитотеллурического поля на поверхности горизонтально-неоднородных сред. В кн.: «Вопросы геофизики». Вып. 23, Л., 1973.

УДК: 553.3/4 : 550.837.21

Г. М. ПЕТРОСЯН, А. В. МАНУКЯН, С. Ю. БАЛАСАНЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
В ПРИСУТСТВИИ ДИЭЛЕКТРИКА

На стадиях разведки и эксплуатации рудных месторождений важнейшей геологической задачей является прослеживание и корреляция рудных тел. Обнаружение проводящих тел и корреляция пересечений, принадлежащих проводящим телам, являются привычными задачами применения методов подземной электроразведки на постоянном токе. Непроводящие же тела—кварцевые и карбонатные жилы, дайки остаются вне сферы применения подземной электроразведки, хотя актуальность геологической задачи вовсе не отпадает. Для вовлечения непроводящих объектов в круг решаемых задач, необходимо знать закономерности распределения электрического поля в присутствии непроводящих тел. Не приходится говорить о решении прямой задачи для диэлектрика, который не может быть заряжен, хотя, строго говоря, диэлектрик, помещенный в электрическое поле, поляризуется.

При проведении лабораторного моделирования жильные образования аппроксимируются пластинкой. Нами выполнены модельные работы для выявления закономерностей распределения поля точечного источника (ТИ) постоянного тока в присутствии вертикально расположенной прямоугольной пластинки-диэлектрика. При физическом моделировании, как известно, измерения следует проводить как в присутствии объекта, так и без него. Нами проведено площадное измерение потенциала поля вначале без пластинки в баке размерами $200 \times 156 \times 110$ см, заполненном обводненным кварцевым песком с $\rho_1 = 84$ ом.м. Затем в песок вертикально была помещена пластинка из органического стекла толщиной 1,5 мм, длиной 30 см и высотой 40 см; верхняя кромка ее находилась в плоскости измерений потенциала. Источник тока был заземлен на поверхности песка рядом с объектом, второй питающий электрод и приемный электрод N отведены в разные углы бака в «бесконечность», а измерения проводились с перемещением электрода M приемной линии по прямоугольной сети 2×2 см, по перпендикулярным пластинке профилям.

При выполнении работы соблюдено условие «точечности» электродов. С помощью специального нехитрого приспособления из картонного листа обеспечена одинаковая глубина заземления электрода M на всех точках наблюдений. На площади, ограниченной изолинией «60» и пластинкой, замеры потенциала не проведены. Путем пробных измерений

и подбора определена площадь наблюдений, где эквипотенциальные линии без объекта представляют собой систему окружностей с центром в точке А.

Анализ плана изолиний потенциала и графиков суммарного и аномального потенциала позволил выявить некоторые закономерности распределения поля точечного источника в присутствии пластинки-диэлек-

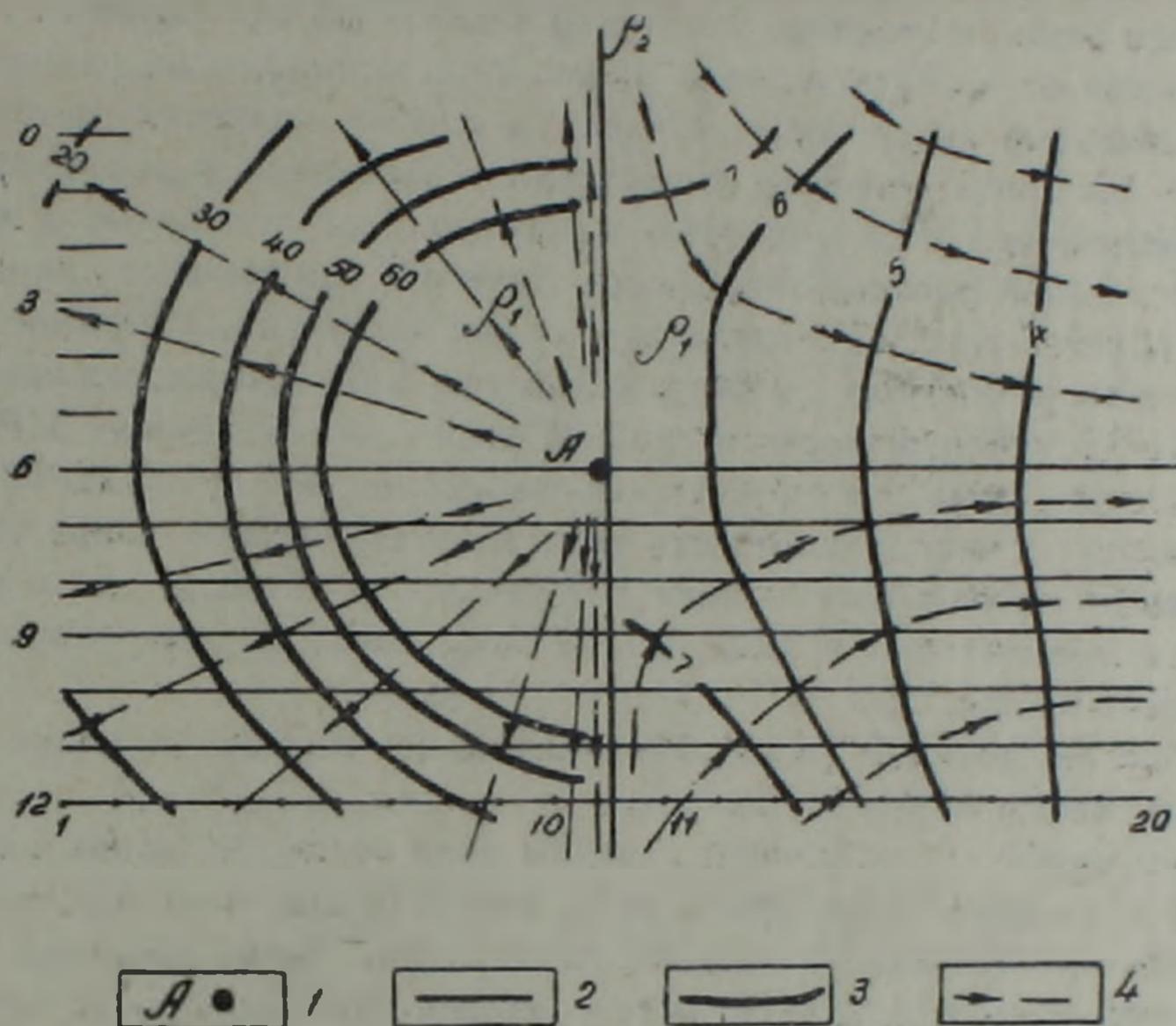


Рис. 1. Электрическое поле точечного источника в присутствии прямоугольной вертикальной пластинки-диэлектрика. Значения $U \times 10^2$ мв/са. Вертикальная нумерация—номера профилей, горизонтальная—пикетов. 1—точечный источник постоянного тока, 2—верхняя кромка пластинки с $\rho_2 \gg \rho_1$, 3—эквипотенциальные линии, 4—токовые линии.

трика. Эквипотенциальные линии в присутствии объекта характеризуются резкой асимметрией относительно ТИ по форме и значениям потенциала (рис. 1). В левой половине площади наблюдений линии близки по форме к окружности с центром в точке А, со значениями от 2000 до 6000 и более мв/са. В правой половине линии равного потенциала вблизи пластинки как бы втянуты в нее, а по мере удаления от объекта выравниваются и переходят в прямые линии, при значениях от 400 до 700 мв/са. В нашем случае картина поля гораздо сильнее искажается, чем при проводящем пласте, и характеризуется увеличением напряженности поля левее от объекта, где расположен ТИ, и ослаблением напряженности в противоположной стороне.

Известно, что форма эквипотенциальных поверхностей и напряженность поля меняются соответственно искажению токовых линий и изменению плотности тока. Расчет электрических полей в неоднородных средах проводится с учетом и граничных условий: потенциальная функция на поверхности раздела не терпит разрыва; должна соблю-

даться непрерывность нормальной составляющей вектора плотности тока J_n при переходе из одной среды в другую.

В нашем случае картина сложнее. Ток в непосредственной близости от пластинки течет вдоль ее плоскости и частью огибает пластинку снизу и по бокам, а плотность тока в левом полупространстве увеличивается. В правом полупространстве плотность тока уменьшается, в особенности ближе к середине пластинки. Однако удаленные от A вправо и влево от пластинки точки наблюдения попадают на разные эквипотенциальные поверхности. Отсюда и слабые значения потенциала правее пластинки, которые соответствуют значениям в левой половине при достаточном удалении точек наблюдений от источника, и выполаживание линий равного потенциала. Заметим, что токовые линии справа от объекта (рис. 1) отклонены к краям пластинки, а плотность тока здесь, судя по увеличению напряженности у краев, выше, причем в сторону ПР12 напряженность несколько выше, чем в сторону ПРО, так как источник помещен с некоторым смещением в сторону ПР12. В левом полупространстве плотность тока и соответственно напряженность поля выше напряженности поля источника без объекта, хотя эквипотенциальные линии и в этом случае сохраняют форму окружностей с центром в точке A .

В целом, токовые и эквипотенциальные линии на плане искажаются, меняя форму и значения.

Нарушение симметричной картины поля наглядно видно и по графикам суммарного потенциала (рис. 2-а). По левым ветвям наибольшие значения потенциала наблюдаются по центральному профилю 6, проходящему через источник. По мере удаления профилей от ТИ интенсивность постепенно спадает, а наименьшие потенциалы измерены по профилю 12. Общим для графиков является возрастание потенциала в сторону источника и объекта, причем значения по всем профилям выше фоновых по центральному профилю 6, в случае без объекта. Правые же ветви интересны обратной картиной: значения убывают от ПР12 к ПР6, изменяются в небольшом интервале и затем выравниваются. Они слабее фоновых значений не только по центральному профилю, но и по крайнему ПР12.

По параллельным пластинке и одинаково удаленным влево и вправо от ТИ профилям картина поля, естественно, неодинакова. Если по левому профилю значения потенциала многократно выше фоновых, а максимум вытянут, то по правому профилю значения одинаковы и слабее фоновых.

На рис. 2-б приведен график аномального потенциала по ПР12. Левая его ветвь в положительной области, правая — в отрицательной, величина аномального потенциала убывает по мере удаления электрода M от ТИ.

При исследовании распределения потенциала по профилям, перпендикулярным плоскости вертикальной пластинки, установили, что местонахождение объекта соответствует пикетам, где наблюдается равенство потенциала при симметричном расположении ТИ относительно пластинки по обе стороны от нее. Равное значение хорошо фик-

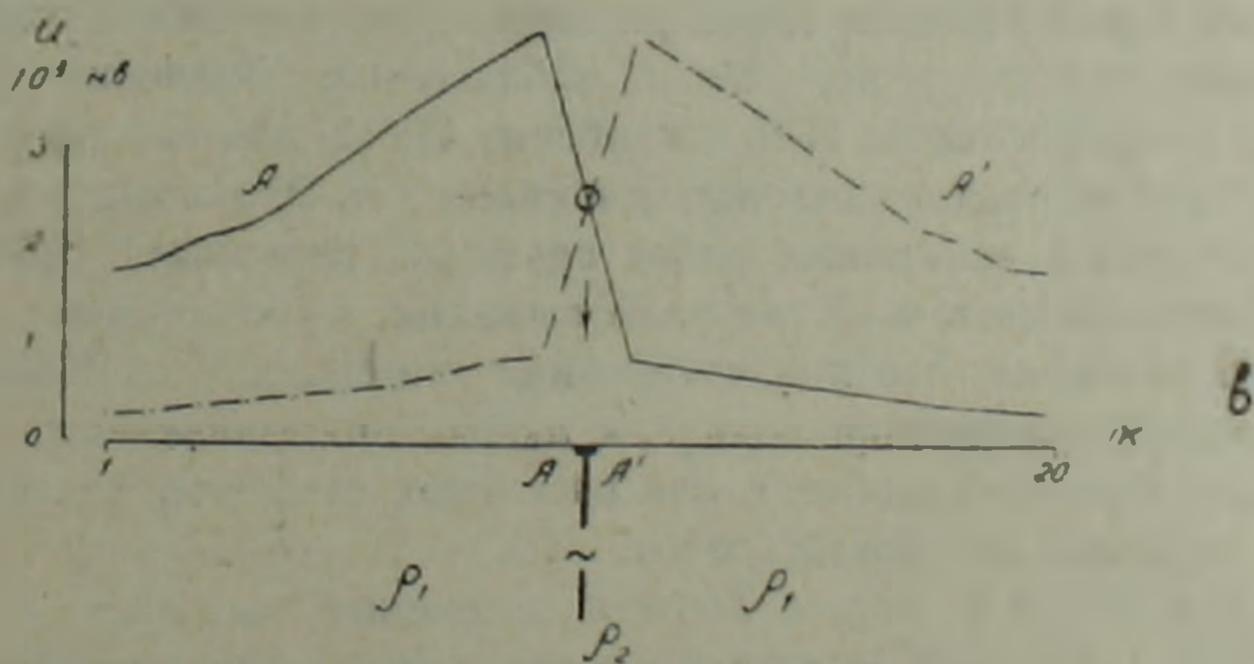
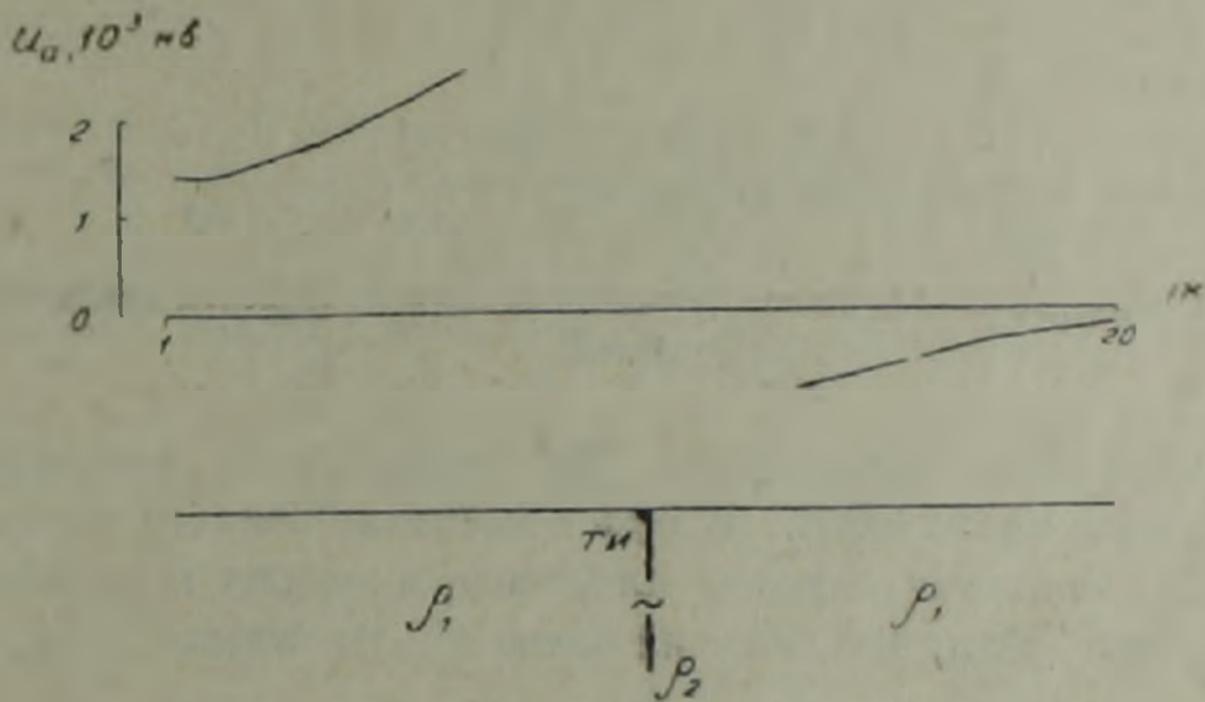
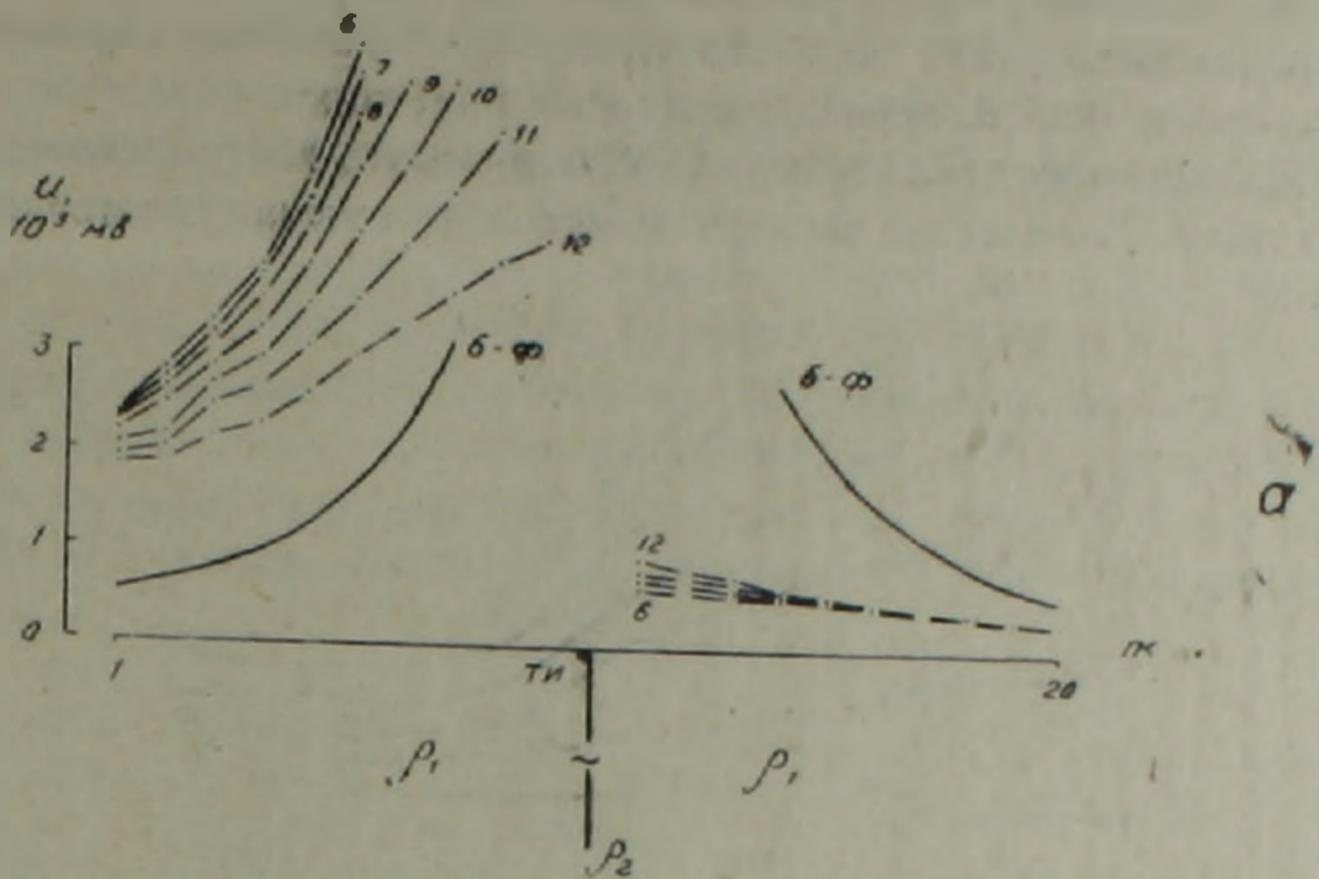


Рис. 2-а. Графики потенциала в присутствии пластинки. Индексы кривых—номера профилей, б-ф.—график в отсутствии пластинки.

Рис. 2-б. График аномального потенциала по профилю 12.

Рис. 2-в. Графики потенциала по профилю 12 от симметрично расположенных относительно пластинки источников А и А'.

сируется перекрестием графиков потенциала, аналогично т. н. рудному перекрестию графиков комбинированного электропрофилеирования. Иллюстрацией к сказанному может служить, например, пара графиков суммарного потенциала по ПР12 (рис. 2-в). Сказанное справедливо и для других профилей, перпендикулярных пластинке.

Попытаемся количественно охарактеризовать коэффициентом асимметрии поля K искажение электрического поля точечного источника пла-

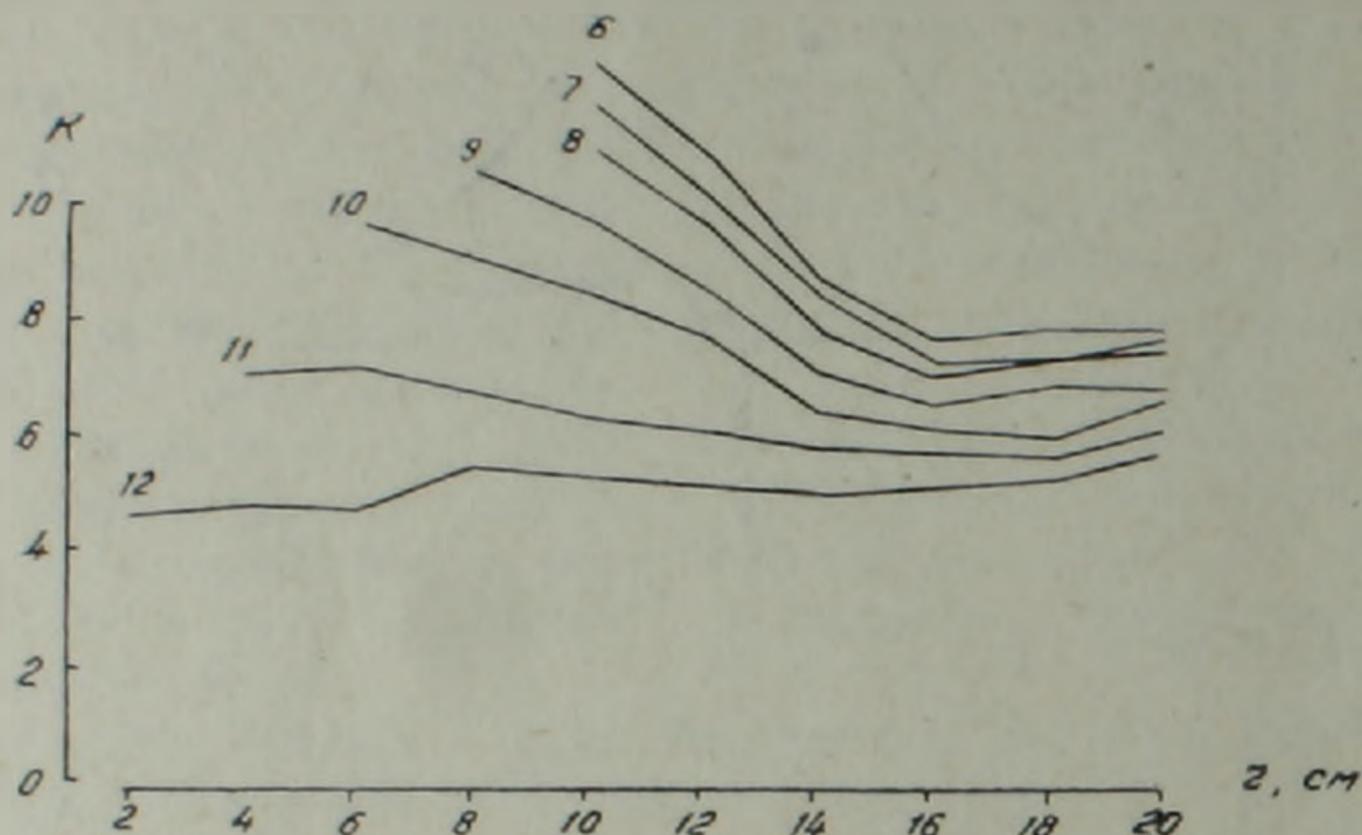


Рис. 3. Графики значений коэффициента асимметрии поля K . Индексы графиков—номера профилей.

стинкой-диэлектриком, которое, как уже говорилось, выражается в асимметрии поля. Коэффициент K есть отношение величин суммарного потенциала по перпендикулярному пластинке профилю в равноудаленных от источника точках наблюдений влево (U_1) и вправо (U_2), по обе

стороны от пластинки, то есть $K = \frac{U_1}{U_2}$. На рис. 3 представлены в гра-

фической форме значения K при различных расстояниях от источника A до равноудаленных от него точек наблюдений. Значения K уменьшаются от центрального ПР6 к крайнему ПР12, для которого величина K уже почти одинакова при всех r и спада нет. Это значит, что в условиях описанных модельных работ профиль пересекает объект при $K > 4$, хотя значения $4 > K > 1$ тоже вызваны присутствием объекта в поле ТИ. Добавим, что при измерениях потенциала ТИ без объекта коэффициент асимметрии поля для любых прямолинейных профилей равен или близок единице, а для расчетных графиков по прямолинейным профилям это прямая $U=1$.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Поле точечного источника в присутствии прямоугольной вертикальной пластинки-диэлектрика характеризуется резкой асимметрией относительно ТИ и плоскости объекта.

2. Аномальный потенциал положителен в той половине полупро-

странства, ограниченной пластинкой, где расположен источник, и отрицателен в противоположной половине.

3. По перпендикулярным пластинке профилям перекрестие графиков потенциала от симметрично расположенных относительно пластинки источников совпадает с местонахождением объекта.

4. Количественной характеристикой суммарного поля может служить коэффициент асимметрии поля.

В заключение отметим, что описанные модельные исследования — лишь начальная стадия изучения распределения электрического поля в присутствии непроводящего объекта. В дальнейшем необходимо продолжить моделирование, а также разработать методику полевых работ и способы интерпретации данных применительно к поискам и корреляции непроводящих тел — жил и даек, широко развитых на рудных месторождениях.

Управление геологии Армянской ССР,
Ордена Трудового Красного Знамени
Ереванский государственный университет,
Читинский политехнический институт.

Поступила 27. III. 1981.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Авдевич М. М., Фокин А. Ф.* Электромоделирование потенциальных геофизических полей, Недра, Л., 1978.
2. *Родионов П. Ф.* Электроразведка методом заряда. Недра, М., 1971.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.837.6(479.25)

Д. С. ГРИГОРЯН, А. Д. ШАХНАЗАРЯН

ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГЛУБИННОГО
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
В ВЕДИНСКОМ РАЙОНЕ АРМЯНСКОЙ
ССР (С. УРЦАДЗОР)

Рассмотрены результаты глубинного магнитотеллурического зондирования в Вединском районе Армянской ССР (с. Урцадзор). Приводятся сведения об обнаруженных в земной коре высокопроводящих зонах.

Глубинное магнитотеллурическое зондирование в Вединском районе Армянской ССР (с. Урцадзор) произведено с помощью магнитотеллурической лаборатории МТЛ-71 и магнитоэлектрической вариационной станции «ИЗМИРАН-5». Измерялись составляющие электромагнитного поля H_x , H_y , E_x , E_y в широком диапазоне периодов от 10 сек до нескольких часов. В связи с тем, что основные региональные структуры Армении имеют субширотное простирание, представляем только продольную кривую ρ_{xy} (рис. 1).

На кривой ρ_{xy} четко выделяются несколько восходящих и нисходящих ветвей. Результаты формальной интерпретации кривой ρ_{xy} приведены в таблице 1.

Качественный анализ данных зондирования в интервале периодов более 900 сек показывает, что проводимость третьего проводящего горизонта более чем 3800 мО, ибо на периодах более 900 сек, при хорошо выраженных магнитных составляющих, электрические составляющие затухают (максимальная амплитуда вариаций менее 5 мВ).

Полученные нами низкие значения удельного сопротивления в области длинных периодов, по-видимому, являются результатом искажающих факторов в данном регионе.

Высокая проводимость выделенных зон не позволила получить данные по более глубоким горизонтам. Таким образом, в рассматриваемом районе нам удалось выделить только три хорошо проводящих слоя на глубинах 4,5, 10,5 и 18 км.

Чернявский Г. А. и Яникян В. О., по данным магнитотеллурических зондирований вдоль профиля V—V, пересекающего территорию Армении с севера на юг [4], выделяют локализованные проводящие зоны, расположенные на глубинах 10—15, 20—40 и 60—100 км.

Интересно отметить, что проводящие зоны на глубинах 20—40 км и 60—100 км выделены в тех пунктах, где их нет на меньших глубинах,

а там, где выделены проводящие зоны на глубинах 10—15 км, вторичные перегибы на кривых ρ , не получены. Поэтому не исключена возможность выделения проводящих зон и под слоями, отмеченными на глубинах 10—15 км, при расширении диапазона наблюдаемых периодов.

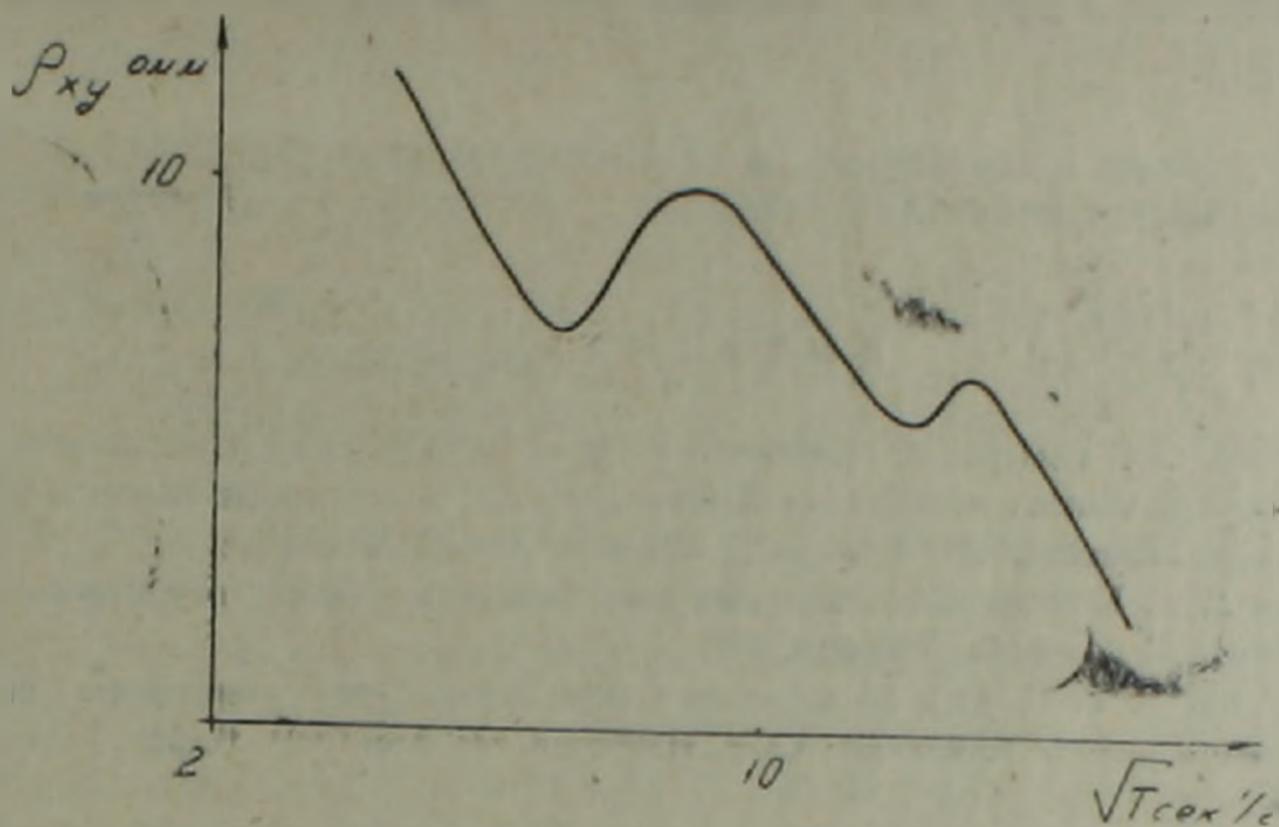


Рис. 1. Кривая GMTЗ в пос. Урцадзор.

Таблица 1

№№ п/п	Глубина залегания проводящего слоя в км	Суммарная продольная про- водимость проводящего слоя в мО
1	2	3
1	$H_1 = 4,5$	$S_1 = 460$
2	$H_2 = 10,5$	$S_2 = 1800$
3	$H_3 = 18$	$S_3 = 3800$

Проводящие зоны на глубине 25 и 50—55 км выделены нами также и в других районах Армянской ССР (пос. Мадина, Мартунинский район, пос. Кечут, Азизбековский район). В Кафзномском районе (пос. Кармракар) проводящие горизонты выделяются только на больших глубинах порядка 300 и 800 км и имеют, очевидно, другую природу.

Обнаруженные на территории Армении проводящие горизонты на глубинах 50—80 км соответствуют по глубине зоне частичного плавления или дегидратации [2, 4]; зону же, отмеченную на глубине порядка 20 км, можно представить в виде единого лажколитообразного тела высокой проводимости, вытянутого вдоль зоны с аномально повышенным тепловым потоком [3].

Это тело можно ограничить с юга-востока пос. Кармракар (Кафанский район), граница же с северо-запада будет уточнена в дальнейшем. Предполагаем, что именно это тело вызывает магнитовариационную аномалию, выделенную нами в 1977—1980 гг. вдоль меридионального

профиля между селами Гехаркуник и Горс. Возможно это большой магматический очаг, от которого отходят апофизы на глубинах 10—15 км и может быть на 4,5 км.

Существование магматических очагов, расположенных этажами, предполагается и другими авторами по магнитным и геологическим данным [1].

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 27.V.1981.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бадалян М. С. О возможной причинной связи геотермического и магнитного полей в области новейшего вулканизма Армянской ССР и некоторые вопросы их интерпретации. Известия АН Арм. ССР, Наука о Земле, № 2, 1976.
2. Гугунава Г. Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Медниереба, Тбилиси, 1981.
3. Мириджанян Р. Т. О природе аномально повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1974.
4. Чернявский Г. А., Яникян В. О., Мириджанян Р. Т. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1980.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 549 : 537 : 536

Р. М. СИРУНЯН, Р. И. ИСААКЯН, В. А. ЧАНТУРИЯ, А. Л. САГРАДЯН,
С. А. АБРАМЯН, Н. Г. ЧАЛАБЯН, М. Т. БОЯДЖЯН

ОЦЕНКА РЕАКЦИОННОЙ СПОСОБНОСТИ МИНЕРАЛОВ
ПО ИЗМЕРЕНИЮ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И
ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА

Измерения электропроводности (σ) и термоэлектрического потенциала (α) производятся для определения концентрации носителей свободных электронов и дырок, содержащихся в кристаллической решетке минералов. При оценке возможной связи и влияния отношений носителей заряда свободных электронов и дырок (n_e/n_p) на адсорбционную и флотационную активность минералов использован метод, разработанный И. Н. Плаксиным, Р. Ш. Шафеевым, В. А. Чантурия [1, 2].

Измерения σ и α сульфидных минералов: халькопирита, пирита, галенита, сфалерита выполнены на установках (рис. 1,2) [3]. При сохранении общих принципов определения электропроводности и термоэлектрического потенциала, описанных в литературе, в отличие от них, в наших схемах влияние переходного сопротивления, а также воздушных промежутков между зернами минералов (при измерении электропроводности) устраняется контролированием заданной степени их уплотнения омметром и применением тока высокой частоты. Измерительная чашечка—электрод увеличена до 25 мм, вместо применяемой—8 мм.

В результате этого, явления, связанные с контактами, не оказывают влияния на точность результатов измерений.

Для получения воспроизводимых результатов в измерительной части установки, при измерении термоэдс, встречно по компенсационной схеме включена хромель-копелевая термопара, которая учитывает изменение температуры чашечки—электрода в течение опыта и автоматически вносит поправку в показания потенциометра. Установка для определения электропроводности (рис. 1) состоит из измерительной ячейки (2), помещенной между неподвижным столиком (1) и микрометрическим винтом (3). Измерительная ячейка представляет собой насадку, состоящую из хромированных металлических дисков, из которых один насаживается и закрепляется на неподвижный нижний столик, а другой—закрепляется на конце микрометрического винта. Кольцо из оргстекла надевается на нижний металлический диск.

В ячейку (3) насыпается исследуемый минерал, крупностью—0,1+
+0,074 мм.

Измерительная ячейка (2) питается током высокой частоты (5 мГц) от высокочастотного генератора типа Г4-1А (4). При помощи микрометрического винта (3) микрометра определяется высота слоя минерала в измерительной ячейке (2).

Для определения величины тока, замеряется напряжение вольтметром типа В-3-5 (5), затем при помощи переключателя (10), тем

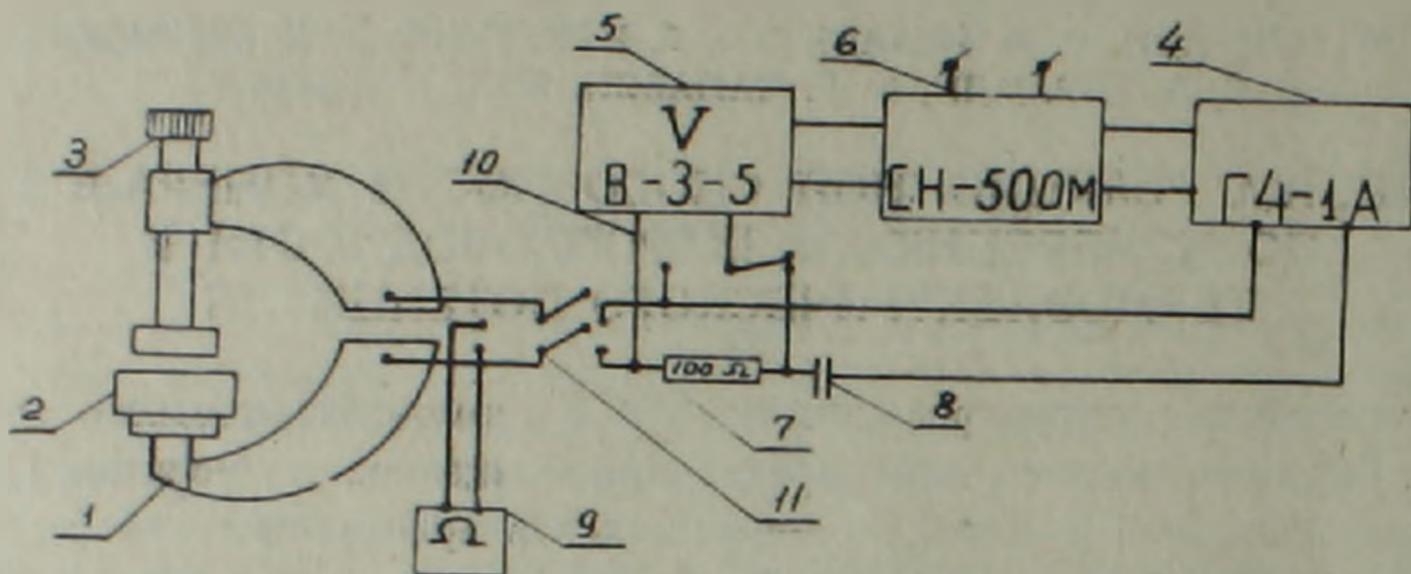


Рис. 1. Принципиальная схема измерительной установки для измерения электропроводности.

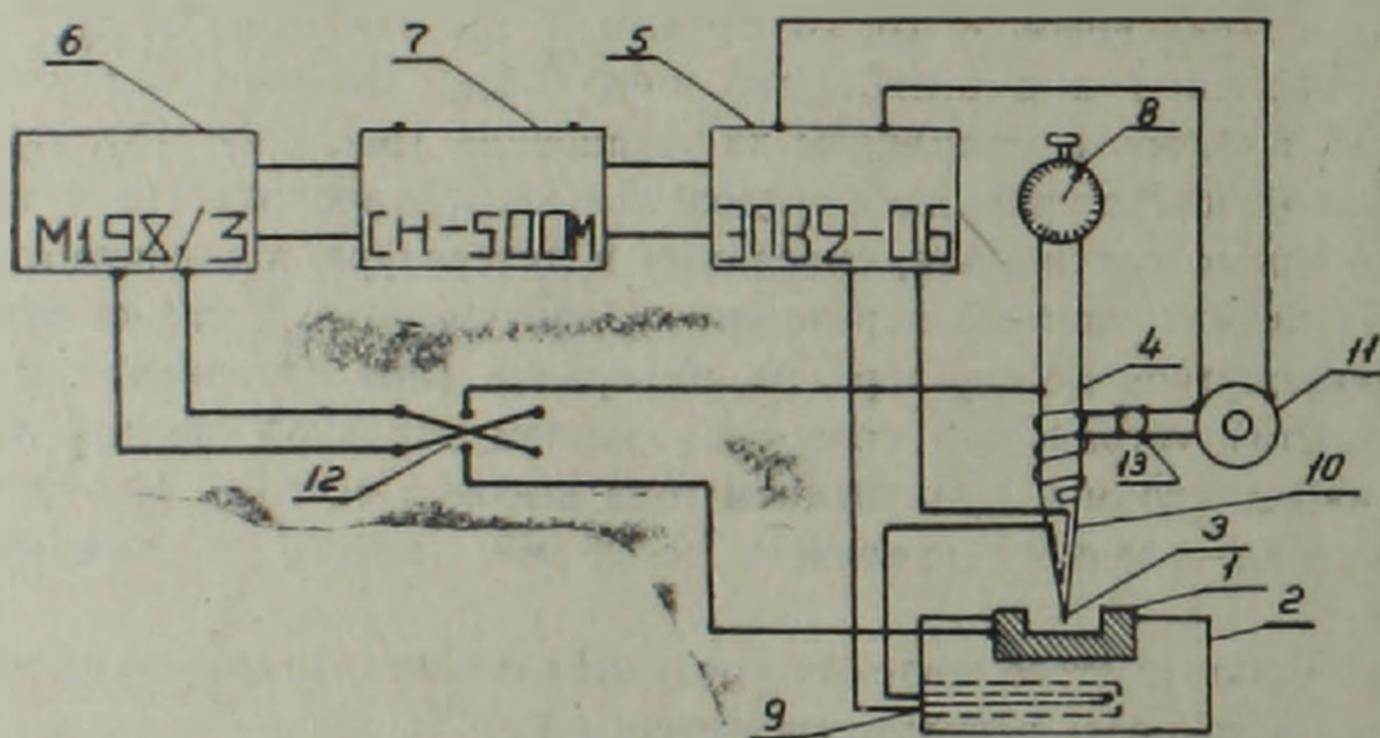


Рис. 2. Принципиальная схема установки для измерения термоэлектрического потенциала: сульфидных минералов.

же вольтметром (5) замеряется падение напряжения на резисторе, равном 100 ом (7). Затем, по формуле Ома, определяется величина тока, проходящего через измерительную ячейку.

Измеряя силу тока I и напряжение V , вычисляется сопротивление

$$R = \frac{V}{I \cdot 10^{-3}} \quad (1)$$

Определив R , рассчитывается σ .

$$\sigma = \frac{1}{\rho}, \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}, \quad (2)$$

а, следовательно, и электропроводность минерала.

Расчет σ производится следующим образом. Известно, что удельное сопротивление

$$\rho = R \frac{S}{l}, \quad (3)$$

$$l = l_2 - l_1, \quad (4)$$

где l_1 —положение микрометра без минерала;

l_2 —положение микрометра с минералом;

l —высота слоя минерала или расстояние между электродами;

S —площадь соприкосновения образца, см^2 .

Установка для измерения термоэлектрического потенциала (рис. 2) состоит из чашечки—электрода для исследуемого минерала (1), изготовленной из хромированной латуни, ввинченной в алюминиевый радиатор (2), с карманом для компенсационной хромель-копелевой термопары (9); термошупа (3), изготовленного из хромированной латунной трубки, внутри которой находится хромель-копелевая термопара (10).

Термошуп (3) нагревается бифилярно намотанным хромель-никелевым проводом нагревателя (4). Измерение и регулировка температуры производится электронным потенциометром ЭПВ2-06 (5). Отсчет возникшего термоэлектрического потенциала производится прибором микро-амперметр-вольтметр М 198/3.

Переключатель (12) дает возможность производить определение как при «дырочной», так и электронной проводимости минералов.

Изменение температуры чашечки—радиатора, в течение всего опыта, учитывается компенсационной хромель-копелевой термопарой (9).

Нагрев бифилярной обмотки (4) осуществляется стабилизирующим током, подаваемым от стабилизатора типа СН-500М (7), напряжение которого регулируется трансформатором ЛАТР-2 (II), чем достигается постоянство нагрева термошупа.

Исследуемый минерал помещается в чашечку-электрод (1); по достижении заданной температуры—180—220°C, термошуп опускается, устанавливается номинальное давление (275 г), контролируемое положением стрелки индикатора (8).

Замер разности потенциалов между холодным и горячим концом столбика минерала, насыпанного в чашечку, производится спустя 1—2 мин на приборе М 198/3 (6).

Коэффициент термоэлектродвижущей силы рассчитывается по формуле

$$\alpha = \frac{\Delta V}{\Delta T}, \quad \text{мкВ/}^\circ\text{C}, \quad (5)$$

где ΔV —возникшая эдс;

ΔT —разность (перепад) температуры.

После экспериментального определения σ и α рассчитываем концентрацию носителей электронов и дырок в см^3 минерала. Для расчетов используются формулы (1, 2):

для определения электропроводности

$$\sigma = e(n_e \mu_e + n_p \mu_p), \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}, \quad (6)$$

для определения термоэлектрического потенциала

$$\alpha = \frac{k}{\sigma} \left\{ \left[\frac{2(2\pi mKT)^{3/2}}{h^3 n_e} \right] - \frac{2(2\pi mKT)^{3/2}}{h^3 n_p} \right\} \text{ вольт/град} \quad (7)$$

или

$$\alpha = \frac{KAM}{\sigma} (n_e + n_p) \text{ вольт/град}, \quad (8)$$

где σ — удельная электропроводность; α — коэффициент термоэдс; μ — подвижность носителей электрического заряда; n_e — число электронов; n_p — число дырок; e — заряд электрона ($1,6 \times 10^{-19}$ кулона); m — масса электрона ($9,11 \times 10^{-28}$ г); K — постоянная Больцмана ($1,38 \times 10^{-16}$ эрг/град); T — абсолютная температура; h — постоянная Планка ($6,62 \times 10^{-27}$ эрг/с); A — постоянная, зависящая от характера рассеяния электронов в решетке минерала.

Из этих зависимостей видно, что

$$n_e + n_p = f(\sigma) \quad (9)$$

и

$$n_e - n_p = f(\alpha). \quad (10)$$

От совместного решения этих уравнений и подстановки числовых значений констант формулы приобретают вид:

$$n_{(e, p)} = \frac{260 \cdot 10^{18} \sigma + 1,45 \alpha \cdot \sigma \cdot 10^{-6} \cdot 10^{23}}{116 \mu_{(e, p)}} \quad (11)$$

и

$$n_e + n_p = \frac{6,25 \cdot 10^{18} \sigma}{\mu}. \quad (12)$$

Пример расчета показателей на халькопирите Шаумянского месторождения сводится к следующему:

$$\sigma = 3,97 \cdot 10^{-3} \quad \alpha = -3,99$$

$$n_{(e, p)} = \frac{260 \cdot 10^{18} \cdot 3,97 \cdot 10^{-3} - 1,45 \cdot 3,99 \cdot 3,97 \cdot 10^{-3} \cdot 10^{-6} \cdot 10^{23}}{116 \cdot 10^3} = 8,88 \cdot 10^{12}$$

$$(n_e + n_p) = \frac{6,25 \cdot 10^{18} \cdot 3,97 \cdot 10^{-3}}{10^3} = 24,81 \cdot 10^{12}$$

$$n_e = 15,93 \cdot 10^{12}$$

$$n_p = 8,88 \cdot 10^{12}$$

$$n_e/n_p = 15,93 \cdot 10^{12} : 8,88 \cdot 10^{12} = 1,79.$$

По экспериментальным результатам (табл. 1) установлено, что большинство исследуемых сульфидных минералов обладают электронной проводимостью, т. е. основными носителями электрического заряда

Таблица 1

Химический состав и экспериментальные результаты замеров и вычислений ϵ , α , n_p , n_r (ϵ —извлечение минералов в концентрат при беспенной флотации в трубке Халлимонда)

Минерал, месторождение	Химический состав, %										ϵ о.м ⁻¹ · см ⁻¹	α · мкв град	Тип про- водимости	Принятая подвиж- ность	n_p нос/см ³	n_r нос/см ³	n_p/n_r	%, %
	Zn	Cu	Fe	Pb	S	Cd	Au, г/т	Ag, г/т	Te	Se								
<i>Халькопирит</i>																		
Шаумян	—	32,87	30,38	—	36,43	—	—	—	—	—	$3,24 \times 10^{-3}$	98,46	п	1000	$13,39 \times 10^{12}$	$6,86 \times 10^{12}$	1,95	68,5
Маднеули	—	32,04	32,73	—	37,98	—	3,99	21,70	0,0039	0,023	$2,73 \times 10^{-3}$	90,91	п	1000	$11,25 \times 10^{12}$	$5,81 \times 10^{12}$	1,94	69,2
Шамлуг	—	30,30	31,28	—	37,10	—	—	—	—	—	$2,52 \times 10^{-3}$	54,97	п	1000	$10,27 \times 10^{12}$	$5,48 \times 10^{12}$	1,87	70,5
Дастакерт	—	34,41	30,49	—	36,54	—	—	18,9	—	—	$3,23 \times 10^{-3}$	36,68	п	1000	$13,10 \times 10^{12}$	$7,09 \times 10^{12}$	1,85	70,6
Шаумян	1,35	32,74	29,60	0,4	35,98	0,0133	28,80	956	0,0474	0,00184	$3,97 \times 10^{-3}$	3,99	п	1000	$15,93 \times 10^{12}$	$8,88 \times 10^{12}$	1,79	72,6
<i>Пирит</i>																		
Алаверди	—	—	47,68	—	52,0	—	1,04	5,0	—	—	$7,10 \times 10^{-4}$	122,86	п	100	$2,96 \times 10^{13}$	$1,48 \times 10^{13}$	2,0	55,0
Шамлуг	—	—	47,01	—	52,94	—	—	—	—	—	$6,59 \times 10^{-4}$	76,93	п	100	$2,71 \times 10^{13}$	$1,41 \times 10^{13}$	1,92	56,5
Маднеули	—	—	45,13	—	53,87	—	—	—	—	—	$8,19 \times 10^{-4}$	61,16	п	100	$3,35 \times 10^{13}$	$1,77 \times 10^{13}$	1,89	58,0
Кафан	—	—	48,23	—	52,97	—	—	—	—	—	$8,44 \times 10^{-4}$	49,70	п	100	$3,43 \times 10^{13}$	$1,84 \times 10^{13}$	1,86	58,2
Маднеули	—	—	45,13	—	53,87	—	—	—	—	—	$1,45 \times 10^{-3}$	40,01	п	100	$5,88 \times 10^{13}$	$3,18 \times 10^{13}$	1,85	59,5
Маднеули	—	—	45,13	—	53,87	—	—	—	—	—	$3,98 \times 10^{-4}$	13,28	п	100	$1,60 \times 10^{13}$	$0,89 \times 10^{13}$	1,80	61,5
Шаумян	0,56	0,80	48,23	0,63	52,97	0,00598	14,4	382,3	0,0129	0,00218	$5,52 \times 10^{-4}$	32,37	р	100	$1,26 \times 10^{13}$	$2,19 \times 10^{13}$	0,575	63,8
<i>Галенит</i>																		
Гюмушлуг	—	—	—	84,94	9,44	—	0,2	0,2	0,0005	0,0002	$8,64 \times 10^{-5}$	142,46	п	600	$6,03 \times 10^{11}$	$2,97 \times 10^{11}$	2,030	30,0
Шаумян	0,40	0,12	—	84,70	8,83	0,0062	112,3	3258,4	0,1888	0,0359	$9,78 \times 10^{-5}$	122,17	п	600	$6,78 \times 10^{11}$	$3,41 \times 10^{11}$	1,99	46,0
Турланское	—	—	—	85,6	8,73	—	0,2	0,2	0,0005	0,0002	$9,93 \times 10^{-5}$	161,11	р	600	$4,04 \times 10^{11}$	$6,30 \times 10^{11}$	0,641	57,0
Миргалимсай	—	—	—	85,52	8,56	—	0,2	0,2	0,00146	0,0002	$1,40 \times 10^{-4}$	91,59	р	6,0	$5,50 \times 10^{14}$	$9,08 \times 10^{11}$	0,606	62,0
<i>Сфалерит</i>																		
Газма	59,98	—	—	—	32,03	0,30	0,41	16,40	н/о	н/о	$8,78 \times 10^{-6}$	0,5	р	700	$2,81 \times 10^{10}$	$5,03 \times 10^{10}$	0,559	74,0
Шамлуг	62,92	—	—	—	33,0	0,26	0,41	9,2	н/о	н/о	$8,99 \times 10^{-6}$	0,5	р	700	$2,88 \times 10^{10}$	$5,15 \times 10^{10}$	0,559	76,0
Маднеули	65,10	—	—	—	32,8	0,18	н/о	3,5	0,0002	0,0002	$8,41 \times 10^{-6}$	0,5	р	700	$2,69 \times 10^{10}$	$4,82 \times 10^{10}$	0,558	75,2
Шаумян	60,10	0,46	—	0,60	31,67	0,478	14,50	307,0	0,0212	0,0025	$9,04 \times 10^{-6}$	0,5	р	700	$2,89 \times 10^{10}$	$5,18 \times 10^{10}$	0,558	75,6

в них являются электроны. Встречаются минералы и с дырочной проводимостью.

Сопоставление зависимостей между соотношением концентраций носителей заряда электронов к дыркам сульфидных минералов, с их флотационной активностью в области рН 7,2—7,4, т. е. близкой к изоэлектрической точке, показало следующее:

	n_e/n_p	ϵ , %
халькопирит	1,95—1,79	69,0—72,6
пирит	2,0—0,575	55,0—63,8
галенит	2,03—0,606	30,0—62,0
сфалерит	0,559	74,0

В соответствии с ранее проведенными работами [3] показано, что с повышением отношения n_e/n_p для минералов в большинстве случаев наблюдается закономерное уменьшение извлечения при флотации.

Объяснение этому явлению дано в работах И. Н. Плаксина, Р. Ш. Шафеева, В. А. Чантурия [1, 2, 4] и нашло отражение в наших. Наличие свободных электронов в объеме минерала повышает электрохимический потенциал в отрицательную сторону, затрудняя переход электронов из жидкой фазы в твердую, т. е. влияет на адсорбцию анионов ксантогената на поверхности минерала. Наличие же свободных электронных вакансий (дырок) в поверхностных слоях минерала облегчает электронные переходы из жидкой фазы и способствует более прочной адсорбции реагента, а отсюда и повышению извлечения металла при флотации.

Таблица 2

Влияние восстановителя и окислителя на соотношение концентраций свободных носителей зарядов и их флотационное извлечение (минералов из руды Шаумянского месторождения; концентрация растворов реагентов—1%)

Минерал	Тип проводимости	Минерал, не обработанный реагентом		Минерал, обработанный раствором $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$		Минерал, обработанный раствором $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$	
		n_e/n_p	ϵ	n_e/n_p	ϵ	n_e/n_p	ϵ
Халькопирит	п	1,95	68,5	1,90	69	1,85	70,0
Пирит	р	0,575	63,8	2,20	42	2,0	55,0
Галенит	п	1,99	46,0	0,57	69	2,35	25,0
Сфалерит	р	0,558	75,6	2,4	20	—	—

В случае повышения концентрации свободных электронов происходит торможение анионов ксантогената вследствие затруднения перехода электронов анионов жидкой фазы пульпы в решетку минерала.

Свежеобнаженная поверхность сульфидного минерала, не подвергнутая воздействию кислорода, не адсорбирует анионы ксантогената из водного раствора. Это явление объясняется наличием избытка электронов на свежеобнаженной поверхности минерала, препятствующим адсорбции анионов ксантогената, что подтверждается измерениями электродного потенциала минерала, почти всегда отрицательного относительно водородного электрода. Только после воздействия кислорода на поверх-

ность, электродный потенциал начинает изменяться в положительную сторону, т. е. создаются благоприятные условия для адсорбции анионов ксантогената.

Изучение флотационных реагентов: восстановителя ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$) и окислителя ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) на соотношение n_e/n_r и e при их действии на поверхность минералов показало закономерность, приведенную в табл. 2.

Таким образом, вновь подтверждается ранее выведенное положение о возможности путем регулирования соотношения свободных носителей зарядов, добиться необходимых условий осуществления флотации одних минералов и депрессировать флотацию других.

Заключение

Полученные результаты экспериментального исследования и сопоставления n_e/n_r на поверхностные свойства минералов подтвердили правильность принятой теоретической концепции о действии реагентов на поверхности минерала, с учетом явлений, протекающих на границе раздела фаз минерал-раствор.

Арминпроцветмет

Поступила 18. III. 1980.

ЛИТЕРАТУРА

1. Плаксин И. Н., Шафсев Р. Ш., Чантурия В. А. VIII международный конгресс по обогащению полезных ископаемых. Л., 1968.
2. Плаксин И. Н. Обогащение полезных ископаемых. Избр. труды АН СССР, Наука, М., 1970.
3. Саградян А. Л. Обогащение руд Армении «Айастан», Ереван, 1973.
4. Чантурия В. А., Шафеев Р. Ш. Химия поверхностных явлений при флотации. Недра, М., 1977.

ԱՊԿԱԿԱՆ ՏՏԻ ԳԻՏՄԱԿՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱԻ ՏԵԽԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՄԱԿՆԵՐ 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.

Выходят 6 раз в год. Цена годового комплекта 5 руб. 40 коп.

Технический редактор Л. А. АЗИ БЕКЯН

Сдано в набор 16.09. 1982 г. Подписано к печати 6.XII. 1982 г. ВФ 04698.

Бумага № 1. 70x108/16. Высокая печать. Печ. лист. 5,63. Уся. печ. лист. 7,88.

Учет.-изд. 6,54. Тираж 470. Заказ 1010. Издат. 5789.

375019, Ереван, Барекамутян, 24-а. III эт., т. 27—95—194

Издательство АН Арм.ССР, Ереван—19, Барекамутян 24-г.

Типография Издательства Академии наук АрмССР, Ереван-19, Барекамутян, 24.