

ՀԱՍՏ 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

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ 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. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.
Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Դուլյան, երկրա-հանք. գիտ.
թեկն. Խ. Տ. Միրիջանյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ա. Ռոս-
տոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ա. Ֆա-
րամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор),
член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Баг-
дасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, академик АН Арм. ССР А. А.
Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, канд. геол.-мин. наук
Р. Т. Мириджанян, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд.
геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора),
канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24 ա.

Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1984

Аж 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 1

том XXXVII

1984

СОДЕРЖАНИЕ

Б. М. Меликсетян, Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севачо-Амасийского пояса (Амасийский массив)	3
И. Х. Петросов, А. Х. Мнацаканян. Парагенезис клиноптилолит-стильбит-монтмориллонит и его генетический смысл (на примере Ноемберянского месторождения Армянской ССР)	23
С. А. Зограбян, С. О. Ачикгёзьян, Г. Г. Мирзоян, Р. А. Саркисян. Закономерности размещения и оценка перспектив оруденения Кафанского рудного района	32
Г. М. Авчян, В. В. Нагапетян. Влияние циклической нагрузки и длительного воздействия давления на магнитные параметры базальтов Гарнийского геодинамического полигона Армянской ССР	45
В. М. Геворкян, С. В. Бадалян. Изучение зависимости физических свойств руд от минерального состава и степени минерализации	52

Краткие сообщения

С. Н. Назаретян, С. Р. Асланян, А. А. Киракосян. Долговременные средние показатели сейсмичности территории Армянской ССР и сопредельных районов (по данным за 1962—1980 гг.)	61
П. В. Апциаури, А. Г. Чахмахчян. Совместное использование долгосрочных сейсмических предвестников «Рой-», «Сигма-» и «Активизация-затишье-АЗ» на примере Кавказа	69
А. Б. Маркарян. Исследование взаимодействия зданий между собой и с грунтами их оснований в натуре при сейсмических воздействиях	74
А. Г. Хангельдян. Влияние антропогенных факторов на гидрогеолого-мелиоративные условия Мецамор-Разданского массива Араратской равнины	80



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 1

Հատոր XXXVII

1981

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

- Բ. Մ. Մելիքսերյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Սևան-Ամասիայի գոտու (Ամասիայի զանգված) օֆիոլիտների հետ առնչված էկոգիտ-ամֆիբոլիտների իզոտոպա-գեոքիմիական և երկրաժամանակագրական հետազոտությունները 3
- Ի. Ք. Պետրոսով, Ա. Խ. Մնացականյան. Կլինոպտիլոլիտ-ստիլբիտ-մոնտմորիլլոնիտ պարագենեզիսը և նրա ծագումնաբանական իմաստը (Հայկական ՍՍՀ Նոյեմբերյանի հանքավայրի օրինակով) 23
- Ս. Ա. Զոհրաբյան, Ս. Հ. Աշիֆզյուզյան, Հ. Գ. Միրզոյան, Ռ. Հ. Սարգսյան, Ղափանի հանքային շրջանի հանքայնացման տեղաբաշխման օրինաչափությունները և հեռանկարների գնահատականը 32
- Հ. Մ. Ալվյան, Վ. Վ. Նանապետյան. Ցիկլային բեռնվածության և ճնշման երկարատև ներգործության ազդեցությունը Հայկական ՍՍՀ Դառնիի գեոդինամիկ փորձադաշտի բազալտների մագնիսական պարամետրերի վրա 45
- Վ. Մ. Գևորգյան, Ս. Վ. Բաղալյան. Հանքանյութերի ֆիզիկական հատկությունների կախվածության ուսումնասիրությունը նրանց միներալային կազմից և հանքայնացման աստիճանից 52

ՀԱՄԱԹՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

- Ս. Ն. Նազարեթյան, Ս. Ռ. Ասլանյան, Ա. Ա. Կիրակոսյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի և նրան հարակից շրջանների սեյսմիկության երկար ժամանակյա միջին ցուցանիշները (1962—1980 թ.թ. տվյալներով) 61
- Պ. Վ. Ալիյիբաուրի, Ա. Գ. Չախմախչյան. Երկարաժամկետ սեյսմիկ նախանշանակներ «Ռոյ-», «Սիգմա-» և «Ակտիվացում-հանդարտեցում — Ս.Հ»-ի համատեղ օգտագործումը Կովկասի օրինակով 69
- Ա. Բ. Մարգարյան. Շենքերի և շենքերի ու նրանց հիմնատակերի գրունտների միջև փոխազդեցության ուսումնասիրությունը բնական պայմաններում սեյսմիկ ազդեցությունների ընթացքում 74
- Ա. Գ. Խանգելյան. Անտրոպոգեն գործոնների ազդեցությունը Արարատյան դաշտավայրի Մեծամոր-Հրազդանի դանդաղածի հիդրոերկրաբանական-միջիորատիվ պայմանների վրա 80

УДК: 550.34.06

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН, Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭКЛОГИТ-АМФИБОЛИТОВ, АССОЦИИРУЮЩИХ С ОФИОЛИТАМИ СЕВАНО-АМАСИЙСКОГО ПОЯСА (АМАСИЙСКИЙ МАССИВ)

Детальные изотопно-геохронологические и петролого-геохимические исследования метаморфических пород—альмандиновых амфиболитов, являющихся нераздельной частью офиолитовой ассоциации, позволили установить их полиметаморфизм: средне-карбонный (330 млн. лет) прогрессивного типа ($T=680-700^{\circ}\text{C}$, $P=8-9\text{ кбар}$) в условиях низких ступеней эклогитовой фации и верхнесенонский-кампанский (80 ± 5 млн. лет), более поздний наложенный регрессивного типа—глаукофан-зеленосланцевый низкотемпературный по метабазитам океанического типа. Обсуждаются некоторые узловые вопросы полихронности Севанского пояса, возможности унаследованного развития Палео- и Мезотетиса, эпигерцинского возраста меланократового фундамента Понтийско-Закавказской островодужной системы (300 млн. лет) и времени обдукции и метаморфизма Севанского пояса.

Постановка вопроса

В последние годы комплексные геолого-петрологические и геохимические исследования офиолитовой ассоциации Севано-Амасийской ветви Анатолийско-Малокавказского пояса позволили с большой надежностью установить возраст и состав вулканогенно-кремнистой серии, показать различие их петролого-геодинамической обстановки формирования, а также длительность и многостадийность истории (от T_3 до K_2^n) развития и последующего тектонического становления [2, 3, 5, 22, 25, 31, 33, 37].

В то же время, несмотря на дискуссионный характер многих аспектов концепций автохтонного и аллохтонного офиолитообразования, появляются новые факты унаследованного развития Палеотетиса и Мезотетиса, в его сравнительно узком, Малокавказском заливе—реликте Палеотетиса [5, 6, 19, 26]. Появились публикации о различиях возраста аллохтонного и неоавтохтонного комплексов, олистостромовых блоков, радиологические данные о возрасте генерации океанической коры и ее метаморфизме в пределах офиолитовых поясов Восточного Средиземноморья [16, 25, 18, 43-44].

Исследования метаморфических пород океанической литосферы и ее морфоструктурных элементов (СОН, трансформных разломов, желобов, фундамента островных дуг) показали, что цеолитовая, зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации имеют повсеместное широкое развитие, в то время как амфиболиты высоких ступеней метаморфизма возникают только в зонах взаимодействия литосферных плит [24, 21, 30, 42].

В связи с этим важное значение приобретают геодинамические и термодинамические исследования высокобарических парагенезисов (эклогит-амфиболиты, глаукофановые сланцы), ассоциирующих с офиолитами, как индикаторов динамики эндогенных процессов.

В то же время интенсивная тектонизированность и метаморфизованность составных компонентов офиолитовых ассоциаций, аллохимический характер натриевого метасоматоза, крайне низкие содержания калия и литофильных элементов ограничивают возможности геохронологических и изотопно-геохимических исследований.

Как известно, высокобарические глиноземистые амфиболы по своим кристаллохимическим и структурным особенностям и термодинамической устойчивости *Rb-Sr* и *K-Ar* геохимических систем являются наиболее надежными и информативными при изотопно-геохимических исследованиях, а в методическом аспекте — наиболее корректными по сравнению с минеральными парагенезисами компонентов офиолитовой ассоциации. В связи с изложенным, важным является установление природы метабазитов.

Сторонники модели ограниченного раздвига континентальной коры и формирования малых океанических бассейнов Мезотетиса [2, 3, 8, 15, 31, 37], как и сторонники аллохтонной гипотезы [12, 13, 28, 36] рассматривают их как отторженцы докембрийской континентальной коры [2, 3, 4, 14, 15] и ее глубоких горизонтов [7, 8, 28, 29] и относят к низам меланократового древнего фундамента Иранской и Малокавказской плит [4, 12, 36].

Однако в последнее время вопрос о природе метабазитов высоких ступеней (альмандиновые эклогиты, амфиболиты, глаукофановые сланцы) рассматривается в аспекте термодинамики взаимодействующих литоферных плит и их геометрии в зонах субдукции и обдукции [21, 24, 35] за счет динамотермального метаморфизма океанической коры соответственно прогрессивного и регрессивного типа. Примечательной особенностью высокобарических метабазитов, имеющих фрагментарный, часто зональный характер фациальных переходов, является тесная связь с пластинами гипербазитов и серпентинитов [24], на что обращали внимание и исследователи Малого Кавказа [32, 33].

Обзор представлений

Среди исследователей Малого Кавказа превалировала точка зрения о докембрийском-нижнепалеозойском возрасте [4, 9, 15] метаморфических пород, связанных с офиолитами, хотя некоторые авторы, основываясь на геолого-радиологических данных (150—160 млн. лет), отстаивали их раннеальпийский возраст [23]. Специальные исследования аллохтонных блоков метаморфитов офиолитовых зон, в частности альмандиновых амфиболитов Амасийского выхода, позволили В. А. Агамалюну [7, 8] отнести их к низам разреза докембрийского кристаллического фундамента, а глаукофановые сланцы — к верхнемеловому этапу тектонического становления офиолитов. Исследованиями Г. А. Саркисяна [38] альмандиновые амфиболиты и гранат-слюдяные гнейсы (210—

150 млн. лет) отнесены к метаморфитам доофиолитового этапа—условно к докембрийскому фундаменту, а глаукофан-сланцевый метаморфизм (67—71 млн. лет), наложенный на регионально-зеленосланцевый, включается в офиолитовый этап, время которого определяется «от конца нижнего эоцена до нижней части среднего эоцена».

Согласно структурно-петрографическим исследованиям Б. Г. Лутца, А. Л. Книппера, Л. Ф. Добржинецкой и др. [28], на массиве Аджарис установлена многоактная история структурно-метаморфических процессов домеланжевого и меланжевого этапов. Указанные метаморфиты не связаны с породами офиолитовой ассоциации, являются продуктами зонального регионального метаморфизма, а их сонахождение связывается с «континентальной» геодинамикой формирования офиолитовой серии.

Совершенно справедливо В. Ф. Морковкина и др. [32] мономинеральные и алемандиновые амфиболиты и гнейсы (массив Чайкенд) считают неотъемлемой составной частью океанической коры, которые, как и габброиды, по их мнению, образуются за счет дисперсного ультрамафитового субстрата, знаменуя начало формирования континентальной коры.

По данным указанного автора, кали-аргоновый возраст гранатовых амфиболитов составляет 164 ± 16 млн. лет, а возраст глаукофана из глаукофансодержащих амфиболитов Степанаванского района— 90 ± 10 млн. лет, что близко к $K-Ar$ определениям Г. П. Багдасаряна и Р. Х. Гукасяна [10], составляющим 83—85 млн. лет, и подтверждается геологическими данными В. Т. Акопяна, А. Г. Казаряна (1961).

Детальные минералого-геохимические исследования А. С. Павленко, Р. Г. Геворкяна и Л. И. Мартиросян [34] по ультрамафитам и глаукофановым сланцам Амасийского массива в связи с проблемой их алмазности показали докембрийский возраст, резко-градиентный тектонический режим метаморфизма, отчетливую латеральную ретроградную зональность (пренил-пумпеллиитовый, зеленосланцевый, глаукофановый, амфиболитовый, коровоэклогитовый) $P-T$ условий (до 15 кбар) в фациях глаукофановых сланцев и «коровых» (алемандиновых) эклогитов.

Следует отметить, что эклогитовые амфиболиты и глаукофановые сланцы, по данным [40, 41, 44], известны и в других районах Восточного Средиземноморья, в частности в Загросском поясе и вдоль Наин-Бафтского разлома, хотя вопрос их высокобарического генезиса не изучен.

Как следует из приведенного обзора, важное значение при палеотектонических реконструкциях имеет не только возраст, но и выяснение природы метаморфических пород офиолитовых поясов, а также состав исходного субстрата.

Тектоническая позиция

При решении поставленных вопросов и выборе объекта авторы остановились на Амасийском массиве (г. Инак), обстоятельные сведения по которому приводятся в работах К. Н. Паффенгольца (1947), А. А. Габ-

риеляна (1958), А. Т. Асланяна (1958), Т. Ш. Татевосяна, (1951), С. Б. Абовяна (1982), С. Д. Соколова (1974), В. А. Агамалаяна (1973).

Общая площадь выхода метаморфических пород 3 кв. км. Аллохтонные блоки метаморфических пород Амасийского района впервые выявлены и описаны Т. Ш. Татевосяном как «эклогитоподобные сланцы».

Амасийский массив метаморфических пород представлен аллохтонным блоком среди пород офиолитовой ассоциации и ограничен от расположенного восточнее Мумуханского габбро-перидотитового массива тектоническими контактами, сложенными по С. Д. Соколову [36] и В. А. Агамалаяну [7, 8] типичной серпентинитовой тектонической брекчией (меланжем). Вся ассоциация перекрыта сенонскими и палеогеновыми известковистыми песчано-глинистыми образованиями (рис. 1). Северо-

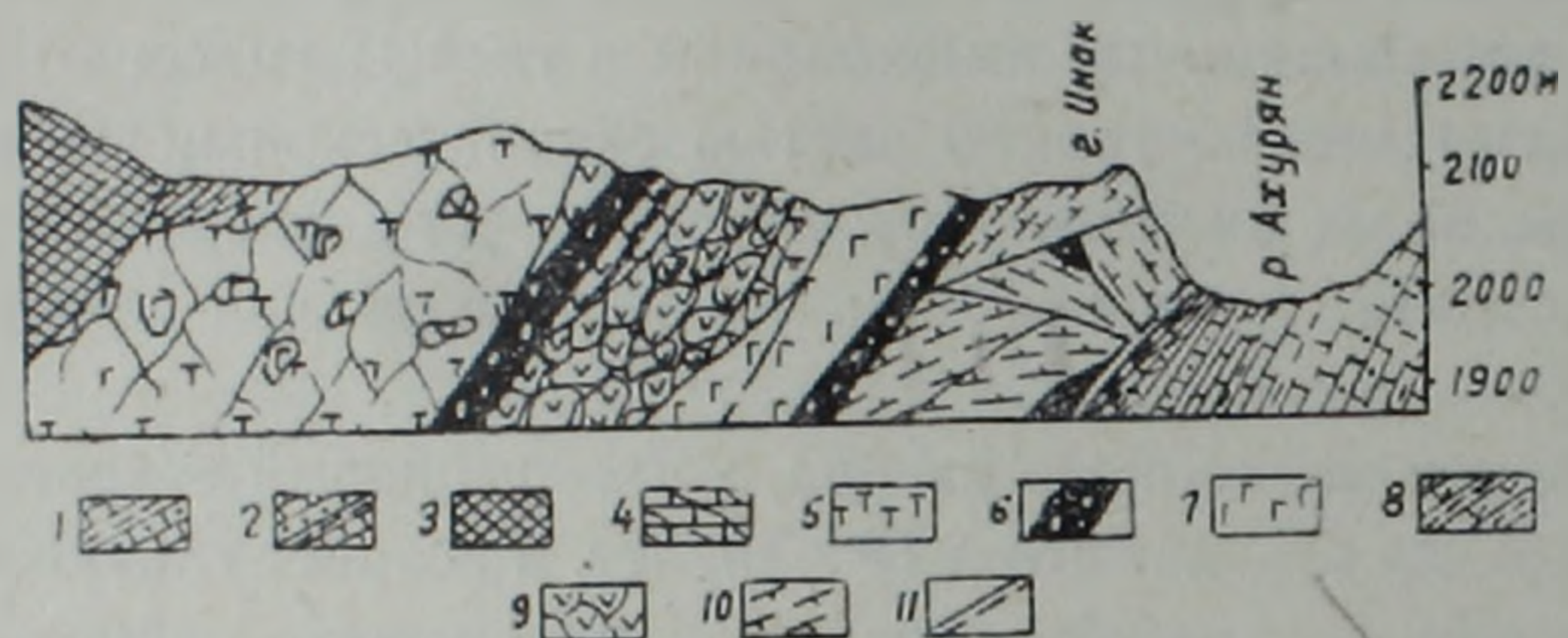


Рис. 1. Геологический разрез Базумского горста с выходами гранатовых амфиболитов г. Инак по С. Д. Соколову [36]. 1. Песчано-алеврито-глинистая толща палеогена. 2. Известково-глинисто-песчанниковая толща. Верхн. нижн. сенон. 3. Зоны гидротермально-измененных пород (ср. эоцен). 4. Зоны рассланцевания и будинажа в верхнемеловой толще. 5. Тектонизированные, серпентинизированные гипербазиты. 6. Брекчированные серпентинитовые зоны. 7. Габброиды офиолитового типа. 8. Эффузивно-радиоляритовая тектонизированная серия. 9. Подушечные эффузивы основного состава (нижн. сенон). 10. Гранатовые амфиболиты (апоэклогитовые). 11. Тектонические нарушения.

восточная тектонизированная контактовая зона, представленная черными мономинеральными амфиболитами (г. Инак) примыкает к выходу оливин-пиперстеновых габбро, хотя, по мнению Т. Ш. Татевосяна [39], здесь переход постепенный. К востоку последние переходят в альмандиновые амфиболиты с переменным содержанием граната и далее—в эпидот-амфиболитовые плагиогнейсы.

Внутри раздробленных блоков амфиболитов, представленных несколькими пластинами с автономными текстурами и элементами микро-тектоники, обнажаются участки сильно развальцованных серпентинитов, что указывает на повторные деформации. Повторные синтектонические элементы (будинаж, микроплойчатость, птизматиты) имеют СЗ субширотное простирание. Роговиковая структура в амфиболитах отсутствует. Переходы между темными мономинеральными амфиболитами, обогащенными крупными порфиробластами граната, и серыми полосчатыми полевошпат-эпидотовыми и слюдисто-амфиболовыми разностями с мелкими выделениями граната, часто резкие.

На первичный парагенезис $\text{Гр} + \text{Амф} + \text{Кли} + \text{Пл}_{36}$ (Ру, Кв) накладываются низкотемпературные парагенезисы с актинолитом, хлоритом, лумпеллитом, парагонитом, клиноцоизитом, цоизитом, глаукофаном,

кальцитом, цеолитом, связанные с явлениями поздней повторной перекристаллизации.

1. Петролого-геохимический анализ эклогитов

Важное значение при интерпретации изотопно-геохронологических результатов имеет выяснение природы метабазитов и условия «догранитного» метаморфизма.

Петрографическая характеристика. Исследованиями были охвачены все разновидности метаморфических сланцев г. Инак¹. Наиболее общей особенностью изученных альмандин-амфиболитовых метаморфитов является их гранитизированность и присутствие альмандинового граната в парагенезисе с сине-зеленой роговой обманкой и кварцем. Не останавливаясь на подробном описании гранатовых амфиболитов, данном в работе [39], приведем краткую характеристику проанализированных разновидностей.

Амфиболит пироксен-гранатовый (Ам-1000) характеризуется однородной текстурой с нематобластовой структурой матрицы. Характерный парагенезис: Амф(60%) + Кпи(5%) + Гр(6%) + Эп(18%) + Пл₃₆(7%)²; реже встречаются Хл(3%) и Кв(1%). Буро-зеленая роговая обманка замещается сине-зеленой, содержащей пойкилитовые включения кварца, рутила и преобладающего сфена. Мелкие порфиробласты граната чистые, амфибол и пироксен замещаются хлоритом.

Амфиболит гранатовый (Ам-1001). Текстура порфиробластическая, директивная, сланцевато-призматическая: Амф(74%) + Гр(20%) + Пл₃₂(5%). Характерны включения Кв + Амф в альмандине, Ап + Ру + Мт в амфиболе. Гранат часто изменен, слабозонален.

Амфиболит гранат-полевошпатовый (Ам-1002). Характерна порфиробластово-слоистая текстура; структура немато-гранобластовая. Минеральный парагенезис: Амф(42%) + Пл₂₀(16%) + Кц(28%) + Гр(10%) + (Кв(3%) ± (Мт, Ру + Хл). Клиноцоизит и цоизит образуют идиоморфные кристаллы и радиально-лучистые агрегаты.

Амфиболитовый плагиогнейс (Ам-1005). Текстура слоистая, гнейсовидная. Структура амфиболита нематобластовая, лейкократовых полос — микрокристаллобластовая. Амф(20%) + Акт(10—15%) + Гр(12%), кварц-альбитовые сегрегации мигматитового типа Кв(40%) + Аб(50%) + Хл(10%). В зонах плагиогранитизации нередко наблюдается глаукофан.

Амфиболит гранат-слюдяной (Ам-1004). Структура гранолепидобластовая. Первичный парагенезис Амф + Гр + Пл₃₆ замещается низкотемпературным: Кв + Пр + Пум + Хл + Гр ± (Сф, Ка + Му, Би, Гл). Глаукофанизация накладывается на поздний зеленосланцевый парагенезис.

Амфиболит гранат-мусковит-полевошпатовый (Ам-1005). Характерна гранолепидобластовая структура. Первичный парагенезис замещается довольно редким парагенезисом Амф + Му + Би + Аб(± КПШ, Кв, Хл, Кц, Гл). Кроме натриевого мусковита, характерны цеолит (филлипсит), калишпат, парагонит и биотит. Много рутила (до 10%) и кварца (20%), альбита (15%), мусковита (8%), остальное приходится на первичный парагенезис Ам + Гр + Пл₃₆.

¹ Отдельные образцы были любезно предоставлены Г. А. Казаряном.

² Амф-амфибол; Гр-гранат; Пл-плагиоклаз; Кпи-клинопироксен; Эп-эпидот; Кц-клиноцоизит; Кв-кварц; Ка-кальцит; Ру-рутил; Сф-сфен; Хл-хлорит; Му-мусковит; Би-биотит; Гл-глаукофан, Акт-актинолит, Ап-апатит, Мт-магнетит.

Минеральный состав. Исследование состава—свойств главных и второстепенных индекс-минералов прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма гранат-пироксеновых и гранатовых амфиболитов показало следующее.

Амфибол представлен богатой $Na-Al$ компонентом бароизитовой разновидностью, плеохроирующей в сине-зеленых тонах. Встречаются зональные кристаллы, ядра которых представлены бурым амфиболом керсутитового ряда ($N_g = 1,692 \pm 0,003$, $N_p = 1,671 \pm 0,003$, с $Ng = 12^\circ$, $-2V = 72^\circ$), который полностью замещается основной разновидностью сине-зеленой ($N_g = 1,669 - 1,682$, $N_p = 1,646 - 1,678$, с: $Ng = 20^\circ$, $-2V = 64^\circ$) роговой обманкой, а по краям глаукофаном (с: $Ng = 15$, $-2V = 52^\circ$, $N_g = 1,640$, $N_p = 1,630$).

Рассчитанные кристаллохимические формулы и коэффициенты a_{Al} , a_{Ca} и a_{Ti}^3 позволили отнести амфибол к ряду паргасит (гастингсит)-чермакит, рассчитать компонентный состав: чермакит—20-22%, гастингсит-65%, глаукофан—14-16%. Характерны высокая титанистость (1,35—1,75% TiO_2), глиноземистость (13—18%) при постоянном преобладании Al^{IV} (1,95—2,35) над Al^{VI} (0,75—1,1 ф. ед.), повышенной магнезиальности ($f = 40-50\%$), высокой степени окисленности железа ($K_{ок} = 0,65$) и кальциевости $Ca/(Ca + Na + K) = 0,6-0,7$. Высокое содержание чермакитового минала указывает на высокие температуры (650—700°C), а гастингситового (паргаситового) минала—на повышенные давления. На диаграмме В. В. Закруткина (1972) по соотношению TiO_2 и $Al^{IV} - Al^{VI}$ изученные амфиболы попадают в поле гранулитовой фации.

Гранат образует порфиробласты, достигающие 2—2,5 см. Слабозонален. Показатель преломления $N = 1,806-1,809$. По данным рентгеноструктурного анализа, $a_0 = 11,542 \text{ \AA}$. Гранаты из амфиболитов отличаются от низкотемпературных высокомарганцевистых гранатов глаукофановых сланцев [34] и на диаграмме парагенетических типов гранатов, по В. В. Закруткину (1972), Н. В. Соболеву (1974) занимают пограничное поле между гранатами из эклогитов и гранулитов. Имеющиеся в литературе химические анализы [1, 32, 34, 39] и приведенные в табл. 1 данные указывают на принадлежность изученных гранатов к кальциевым альмандинам с компонентным составом: альмандин—36—53%, пироп—24—28,5%,grossуляр—11,6—13,2%, андрадит—9,4—17,7%, Ti -андрадит—1,8—5,7%. Примечательно, что и в метаморфизованных гипербазитах Мумухан-Красарского массива, в лежащем боку которого обнажаются гранатовые амфиболиты, по [1, 34] также присутствует гранат альмандин-пиропового состава (Альм—44,5, Пир—32,8, Анд—15,5, Сп.—1,8, Гросс—15,4). Низкое альмандин/пироповое отношение в эклогит-амфиболитах 1,3—2,2 и перидотитах—1,35, повышенное содержание grossуляра, 12—15% указывают на высокие температуры (650—700°C) и высокое давление (7—9 кбар) низкой степени эклогитовой фации. Как в амфиболе, так и в гранате проявлены следы повторных деформаций.

Клинопироксен наблюдается в виде изометричных, часто реликтовых выделений в тесном срастании с сине-зеленой роговой обманкой. Обычно бледно-зеленый, со слабым плеохроизмом и варьирующими оптическими константами ($2V = 50-62^\circ$, $c : Ng = 38-42$, $N'_g = 1,720$, $N'_p = 1,686$). По имеющимся химическим анализам [34], средний состав его отличается высокой глиноземистостью, титанистостью и магнезиальностью (табл. 1) со следующим компонентным составом: Ди—66%, Гед—18%, Черм—13%, Жад—3%. По химизму он относится к клинопироксенам высокого давления и попадает в поле гранулитовой фации [32, 34]. Аналогичный клинопироксен, но с 4,5% жадеита описан В. Ф. Морковкиной [32] из гранатовых амфиболитов массива Чайкенд и А. С. Павленко, Р. Г. Геворкяном [34] из глаукофановых сланцев района с. Амасия. Все эти особенности и повышенный чермакит-жадеитовый индекс указывают на принадлежность клинопироксена к разности, переходной к омфациту, характерной для Р-Т условий повышенных давлений и температур [32].

Белая слюда, входящая в необычный парагенезис с альмандином и сине-зеленым амфиболом, согласно рентгенометрическим данным¹, относится к диоктаэдрической модификации $2M_1$ ($c \cdot \sin \beta = 19,88 \text{ \AA}$, $b_0 = 9,08 \text{ \AA}$, $d_{0010} = 19,89 \text{ \AA}$) с 23—25% парагонитового минала, характерной для довольно высоких температур (550—600°C).

Хлорит, ассоциирующий с гранатом и $\text{Пр} + \text{Ка} + \text{Пум} + \text{Аб}$ ($\pm 2\text{л}$), по данным рентгенометрического анализа и оптическим константам ($Nm = 1,605$, $Ng - Np = 0,004$), относится к пикнохлориту ($b_0 = 9,258 \text{ \AA}$; $d_{001} = 14,2$; $d_{060} = 1,51$) с высоким содержанием Al^{IV} (2,2 ф. ед. от суммы $Si + Al = 8$) и высокой магнезиальностью ($\Sigma Fe = 2,5$ ф. ед. от $\Sigma Fe + Mg = 12$).

По оптическим константам и аномальным интерференционным цветам первого порядка в описываемых амфиболитах выделяются клиноциозит ($2V = +88^\circ$, $Ng - Np = 0,008$), цоизит ($2V = 50-56^\circ$, $Ng - Np = 0,012$) и очень редко эпидот ($2V = +78$, $Ng - Np = 0,020$).

Цеолит, судя по рентгенограмме (интенсивные линии d/na 7,2; 6,1; 3,6; 2,98), относится к филлипситу.

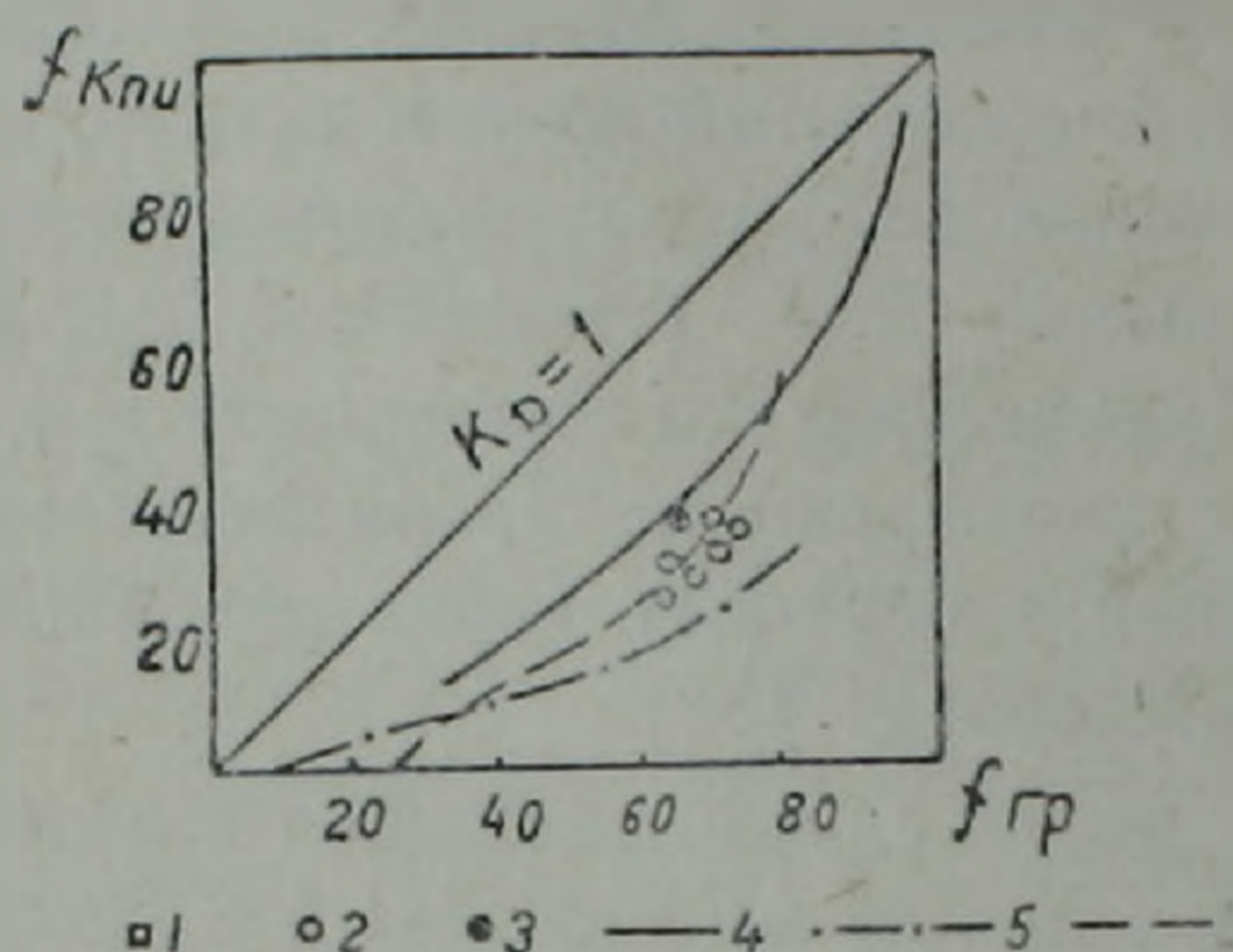
Плагноклаз совместно с кварцем постоянно присутствует в гранатовых амфиболитах, но содержание их варьирует. В первичном парагенезисе он соответствует андезину ($N = 34-36\%$ Ан), а в кварц-полевошпатовых сегрегациях представлен низким альбит-олигоклазом (10—12% Ан). Из более редких минералов, встречающихся в зонах бластомилонитизации изученных метаморфитов, следует отметить пиральспитовый марпанцевистый гранат, средний компонентный состав которого, по данным [34], Пир—11%, Альм—65%, Сп—5,6%, Гросс—15,4%.

¹ Все рентгенометрические анализы выполнены Э. Х. Хуршудян, а высокоточные спектральные анализы—М. Я. Мартиросяном в лабораториях ИГН АН Арм.ССР.

Андр—3% и глаукофан в виде кайм и отдельных призматических зерен с характерным плеохроизмом в лавандово-синих тонах, а также кальцит, пренит, пумпеллиит.

Термодинамические условия метаморфизма. По составу слагающих минералов изученные гранатые амфиболиты относятся к эклогитам типа «В» по Винклеру¹. Присутствие клинопироксена позволяет их именовать каринотивными или альмандиновыми эклогитами или эклогитовыми амфиболитами.

Рис. 2. Диаграмма фазового соответствия равновесного распределения в Кпи-Гр. 1. Гранатые амфиболиты массива Чайкенд [32]. 2. Гранатые амфиболиты Амасийского массива. 3. Ортоамфиболиты Цахкуняц. 4. Гранулитовая фация. 5. Эклогитовая фация. 6. Линия равновесия гранатых амфиболитов с. Амасия.



Анализ сосуществующих минеральных парагенезисов амасийских альмандиновых эклогитов по диаграммам фазового соответствия Л. Л. Перчука [35] дает следующие величины: $K_{Mg}^{Амф-Гр} = 650 - 680^\circ\text{C}$; $K_{Ca}^{Амф-Пл(34)} = 630 - 670^\circ\text{C}$; $K_{Mg}^{Амф-Кпи} = 750 - 780^\circ\text{C}$, что составляет в среднем $T_{ср} = 690 - 700^\circ\text{C}$. В качестве геобарометров использованы диаграмма Н. В. Соболева [30, 35], глиноземистость амфиболов [17, 35], а также диаграмма равновесного распределения Mg и Ca между гранатом и клинопироксеном Л. Л. Перчука [35] — $K_D^{Mg} (0,19)$ и $K_D^{Ca} (0,33)$, соответствующего давлению порядка $P_d = 8 - 9$ кбар. (рис. 2). Указанные условия близки к условиям низкой ступени эклогитовой фации при высоком $P_{фл.}$ По данным В. Ф. Морковкиной [32], альмандиновые эклогиты массива Чайкенд (Аз. ССР) в пределах Севано-Акеринской зоны по условиям метаморфизма оценены близкими величинами: $T = 630^\circ\text{C}$, $P_d = 6,8$ кбар.

Наложенный поздний метаморфизм проявлен в условиях низких температур ($T = 300 - 350^\circ$) и варьирующего давления ($P_d = 2 - 2,5$ кбар), с достигающими локально максимальных значений ($P_{общ} = 7 - 9$ кбар).

Важным следствием из факта существования минеральных парагенезисов высоких и низких температур, умеренных и низких давлений является вывод об их совмещенности и быстрой смене термодинамических условий метаморфизма в связи с процессами надвигообразования и выжимания офиолитового тектонита, накладывающегося как на перидотиты, так и на альмандиновые metabазиты и протекающего в услови-

¹ Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Мир, 1979.

ях постоянно высокого потенциала натрия в ювенильном флюиде (плагиогранитизация, альбитизация, глаукофанизация).

Варьирующий состав амфибола, повышение щелочности к периферии, понижение титанистости, компенсирующееся обильным выделением рутила, противоречивые взаимоотношения с гранатом и явления будинирования, замещение реликтового омфацитового пироксена гастинситом и другие факты указывают на апоэклогитовый характер альмандиновых амфиболитов, образовавшихся при более высоких давлениях и подвергшихся позднее плагиогранитизации и низкотемпературному метаморфизму.

Петро-геохимические особенности. Все разновидности альмандиновых амфиболитов, независимо от парагенезисов наложенного диафтореза, содержат гранат. Поэтому химическому и спектральному анализу были подвергнуты все образцы, предназначенные для изотопно-геохимических исследований (табл. 1). Предыдущими исследователями [28, 34] подчеркивалась повышенная литофильная специализация как пород офиолитовой ассоциации, так и «коровозклогитовых» метаморфитов — базифицированных фрагментов сиалической коры.

Несмотря на объективные трудности интерпретации петрохимической и геохимической информации, сопоставление изученных metabазитов с базальтоидами океанических морфоструктур позволяет их интерпретировать более однозначно. Подобные попытки были предприняты и ранее [28, 29].

Химический анализ и рентгеноспектральная расшифровка состава лантаноидов показывают $\Sigma TR_2O_5 + Y = 200$ г/т, при этом отсутствует *Eu*-аномалия ($1,4$ г/т $Eu/Eu^* = 0,5$), а $La/Yb = 11-27$ (табл. 2, аналитик Ключков В. В., ИМГРЭ). Несмотря на некоторую неоднородность химического состава амфиболитов, отмечается низкая калиевость и общая повышенная натриевая щелочность, недосыщенность кремнеземом, повышенная титанистость и железистость, что приближает их к щелочным оливиновым базальтам интрадуговых океанических бассейнов и океанических островов с марианит-бонинитовой и исландиговой тенденцией эволюции. Об этом же свидетельствуют низкие, но несколько повышенные по сравнению с океаническими абиссальными толентами концентрации литофилов *Rb* ($4-18$ г/т), *Sr* ($48-150$ г/т), *Ba* ($10-30$ г/т), *Li* ($1,8-2,4$ г/т), радиоактивных *Th* ($1,4-2,5$ г/т), *U* ($0,5-1,2$ г/т) элементов. Характерны высокие концентрации *Cr* ($50-280$ г/т), *Ni* ($24-38$ г/т), *Sc* ($32-56$ г/т), низкие отношения Rb/Sr ($0,05-0,07$), Th/U ($2,4-3,0$), V/Cr ($0,7-1,75$), повышенные отношения K/Rb ($968-711$), Ti/Zr ($70-130$), Ni/Co ($1-1,5$). Из халькофильных элементов высоки содержания *Cu* и *Zn*. Все эти особенности указывают на близость изученных пород к базитам океанических островов, в отличие от фрагментов амфиболитов низкой степени метаморфизма Севано-Акеринского пояса, относящихся, по данным Лутца Б. Г. и Книппера А. Л. [28], к островодужным толентам.

Океаническая принадлежность изученных metabазитов подчеркивается и довольно низкими первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, равны-

Таблица 1

Химические составы метаморфизованных альмандиновых амфиболитов, плагиогнейсов и слагающих минералов (в вес %)

	Метаморфические фации					Минералы					
	А—1000 Амфиболит (+Гр+Кпи)	А—1001 Гранатовый амфиб. (±Пл)	А—1005 Гранат-эпидот. амфиб. (±Пл)	А—1003 Кварц-хлорит плагиоклаз. гнейс	А—1003а Глаукофано- вый (Эп—Гр— Хл—Гл+Амф)	Сине-зеленая роговая обманка		Альмандиновый гранат		Плагио- клаз	Клино- пирок- сен ср/зн. [34]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	41,56	43,13	52,24	52,49	63,70	38,06	44,06	42,72	44,90	59,18	47,02
TiO ₂	1,35	2,24	1,15	0,94	0,94	1,75	1,35	2,71	0,81	3,24	0,95
Al ₂ O ₃	17,68	12,60	18,41	19,98	14,55	17,66	12,05	19,32	19,38	19,93	6,48
Fe ₂ O ₃	4,86	11,50	6,80	6,10	7,95	18,11	13,54	8,46	4,08	0,81	5,72
FeO	11,77	6,71	4,79	5,25	2,33	8,76	6,13	15,71	21,21	0,49	—
MnO	0,19	0,32	0,21	н. обн.	0,09	0,61	—	—	—	—	0,16
MgO	9,22	12,01	3,86	3,91	2,11	7,34	10,66	6,91	5,35	2,78	14,63
CaO	9,82	9,08	5,96	5,90	4,97	4,67	9,31	3,89	4,08	5,88	23,80
Na ₂ O	2,20	2,30	3,89	1,80	3,70	0,95	2,60	0,70	0,22	5,80	0,35
K ₂ O	0,49	0,38	0,36	0,31	0,22	1,10	0,58	0,42	0,17	0,80	0,01
H ₂ O	0,31	0,05	0,28	0,18	0,02	0,67	—	—	—	0,24	—
P ₂ O ₅	—	0,05	0,08	0,06	0,09	0,05	—	0,11	0,17	0,22	0,44
п. п. п.	1,31	0,39	2,50	2,89	0,23	1,03	0,40	0,08	0,36	0,64	—
Сумма	100,76	100,77	100,53	99,81	100,91	100,71	100,68	101,03	100,73	100,01	99,56
f _{общ.}	6,1	73	79	74	82	a _{Si} = 0,294	0,183	Альм. 36,4	53,2	Ан.—33,8	Ди.—66
f'	56	36	55	57	52	a _{Ca} = 0,401	0,356	Пи 28,5	24,2	Аб.—60,5	Ге—18
$\frac{CaO}{Al_2O_3}$	0,55	0,77	0,33	0,30	0,34	a _{VI} ³ = 0,517	0,425	Гр 11,6	13,2	Ор.—5,7	Чер.—13
Ca	0,78	0,77	0,59	0,73	0,56	f = 64,80 %	4,48	Анд 17,7	9,4	—	Жад.—3
Ca+Na+K								Тл-Анд 5,7			

Продолжение таблицы 1
Содержание редких элементов (г/т)

1	2	3	4	5	6	7. 8	9. 10	11	12
Be	1,0	1,0	1,2	2,0	2,0	2,0	3,3	3,0	1,2
Li	1,8	2,4	1,8	2,4	3,0	1,8	—	5,0	6,0
Rb	4,2	3,6	4,2	7,6	10	2,0	—	15	—
Sr	60	50	100	150	175	130	30	250	50
Ba	18	10	15	30	20	20	160	30	—
V	210	230	250	320	100	270	240	15	160
Cr	280	132	50	32	18	180	24	—	120
Ni	38	23	24	24	18	18	32	—	240
Co	24	18	18	24	18	18	35	—	60
Cu	180	130	240	48	32	130	230	32	120
Zn	420	150	420	160	300	420	240	10	200
Pb	1,0	1,0	3,2	3,2	1,8	3,2	11	3,6	—
Mo	0,7	0,5	1,0	1,0	1,0	1,0	21	1,5	—
Ag	0,056	0,056	0,056	0,056	0,072	0,056	0,4	—	—
Zr	132	160	82	100	54	32	120	18	60
Sc	56	32	42	32	24	56	140	5	42
La	40	32	54	18	10	100	100	60	20
Ce	142	156	145	142	130	142	160	120	40
Yb	2,4	3,2	2,4	1,8	1,8	13	18	5,6	2,4
Y	7,5	10,0	32,0	10	18	7,5	76	12	5,0
B	10	12	15	12	12	8,0	4,1	—	10
Th	1,4	2,4	—	—	1,2	—	3,6	—	—
U	0,5	1,0	—	—	0,8	—	1,2	—	—
K/Rb	968	876	711	338	222	1577	—	422	—
Rb/Sr	0,07	0,07	0,04	0,05	0,06	0,02	—	0,06	—
V/Cr	0,75	1,74	5,0	10	5,5	1,5	10	—	1,3
La/Yb	16,6	10	27	10	5,5	7,7	5,5	10,7	8,3
Ti/Zr	76,7	105	105	70,5	130	410	170	1360	117

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов, г/т

№	П о р о д а	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣTR
A—1001	Эклогит-амфиболит	2,9	4,8	2,9	1,4	1,3	5,3	1,0	19,6

ми 0,7051, что близко к базальтам и амфиболитам офиолитовых зон и океанических бассейнов (0,704—0,7065), но несколько выше базальтов глубоководных желобов, СОХ—0,7020—0,7035 [24].

II. Результаты изотопно-геохронологических исследований

Все разновидности изученных метаморфических пород от собственно альмандин-эклогитовых до низкотемпературных зеленосланцевых парагенезисов были подвергнуты K-Ar и Rb-Sr изохронному датированию.

Аналитическая методика

Для Rb-Sr изохронного датирования использовались штучные образцы пород весом 0,5 кг, которые после измельчения сокращались квартованием на делителе Джонса до средних проб весом 15 г. Последние ис-

тировались в пудру в механической агатовой ступке и из них отбирались аликвоты для анализа.

Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок стандартной методикой изотопного разбавления с использованием в качестве трассера рубидия, обогащенного 95% изотопом ^{84}Sr . Как при определении рубидия, так и стронция, образцы разлагались смесью плавиковой и хлорной кислот, причем трассеры вводились до разложения. Разделение стронция производилось на ионнообменной колонке с катионитом *Dowex-50*.

Содержания *Sr* и *Rb* в холостых опытах составляли соответственно 0,3 и 0,09 мкг.

Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1309 в однолучевом режиме со ступенчатой разверткой масс-спектрометров по магнитному полю.

Рубидий наносился на ионизатор трехленточного источника ионов в виде сульфата, а стронций—на испаритель в виде нитрата. Регистрация ионных токов производилась на цифровом вольтметре (Щ-1513). Для всех образцов были выполнены прямые измерения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые нормализовались к величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$. Для контроля правильности измерения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ анализировался межлабораторный стандарт Массачусетского Технологического института, США (Эймер и Аменд, карбонат стронция; партия № 492327). Среднее значение этого отношения, полученное в наших опытах, составило 0,7086, что отличается от общепринятого значения 0,7080 на 0,1%.

Коэффициенты вариации, характеризующие внутрилабораторную ошибку воспроизводимости определения отдельных *Rb—Sr* геохронометрических параметров, оценивались на основании разброса результатов параллельных анализов, с привлечением данных аналитического архива. Они составляют: $^{67}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ —3%, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —0,13%.

Содержание радиогенного ^{40}Ar определялось методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера аргона, содержащего ~95% изотопа ^{38}Ar . Изотопные отношения $^{38}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ измерялись на масс-спектрометре МИ-1301 двухлучевым компенсационным методом с применением трехщелевого двухколлекторного приемника ионов. Содержания калия в пробах определялись пламенно-фотометрическим методом. Погрешность определения *K—Ar* возраста из-за низкого содержания в анализируемых образцах как калия, так и радиогенного аргона, составляет ± 7 —10%.

При вычислении возрастов использовались константы распада, рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии.

Рубидий—87, $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$

Калий—40. $\lambda_k = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$

$\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

Таблица 3

Rb—Sr изотопно-аналитические данные валовых проб
метаморфических пород Амасийского района

№ обр.	Название породы	Rb мкг/г	Sr мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr атомные отношения	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr атомные отношения
1001	Эклогитовый амфиболит	18,22	47,95	1,10	0,7098 0,7103
1000	Гранатовый амфиболит	3,67 4,02	51,15	0,22	0,7058
1002	Полевошпат-амфиболитовый сланец	7,08	47,22 48,05	0,43	0,7078
1003	Амфиболит	4,10 4,10	19,74	0,60	0,7081
1004	Амфибол-слюдистый сланец	13,17 12,04 13,28	145,19	0,26	0,7051 0,7064
1005С	Эпидот-глаукофан-хлорит-амфиболовый сланец	2,90 3,04	145,71 143,43	0,06	0,7053 0,7060

Таблица 4

Результаты *K—Ar* абсолютного датирования
метаморфических пород Амасийского района

№ обр.	K, %	A ⁴⁰ рад. мг/г	% радиогенного аргона	Возраст в млн. лет	Среднее значение
1004	0,60 (2)	3,26 (3)	27,3; 28,6; 24,9	78±6	80±5 верхний сенон (кампан-маастрихт)

Обсуждение результатов

Рубидий-стронциевое датирование. Для *Rb-Sr* датирования было исследовано 6 образцов, представляющих все петроминералогические разновидности эклогитовых амфиболитов, в той или иной степени подвергшихся позднему регрессивному низкотемпературному метаморфизму. Результаты аналитических измерений приведены в таблице 3 и представлены на диаграмме (рис. 3) в координатах Николайсена [45]: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr (абсцисса)—⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (ордината). Обработка изотопных данных простым методом наименьших квадратов приводит к уравнению регрессии.

$$y = (0,7051 \pm 0,003) + (0,00469 \pm 0,00060) x,$$

где указанные ошибки коэффициентов прямой регрессии соответствуют одному стандартному отклонению (1σ). Различия и вариации составов анализированных проб, как и отклонения экспериментальных точек от прямой, не превышающие аналитическую погрешность измеренных параметров, позволяют найденную линейную зависимость рассматривать как изохрону, соответствующую возрасту 330±42 млн. лет и первичному отношению ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,7051.

В соответствии с изохронной моделью, полученный изотопный возраст можно интерпретировать как возраст исходного субстрата, так и его преобразования (метаморфизма).

Нам представляется, что метаморфизм в условиях высоких давлений и температур низких ступеней эклогитовой фации, полностью уничтоживший структурные и минералогические ассоциации первоначаль-

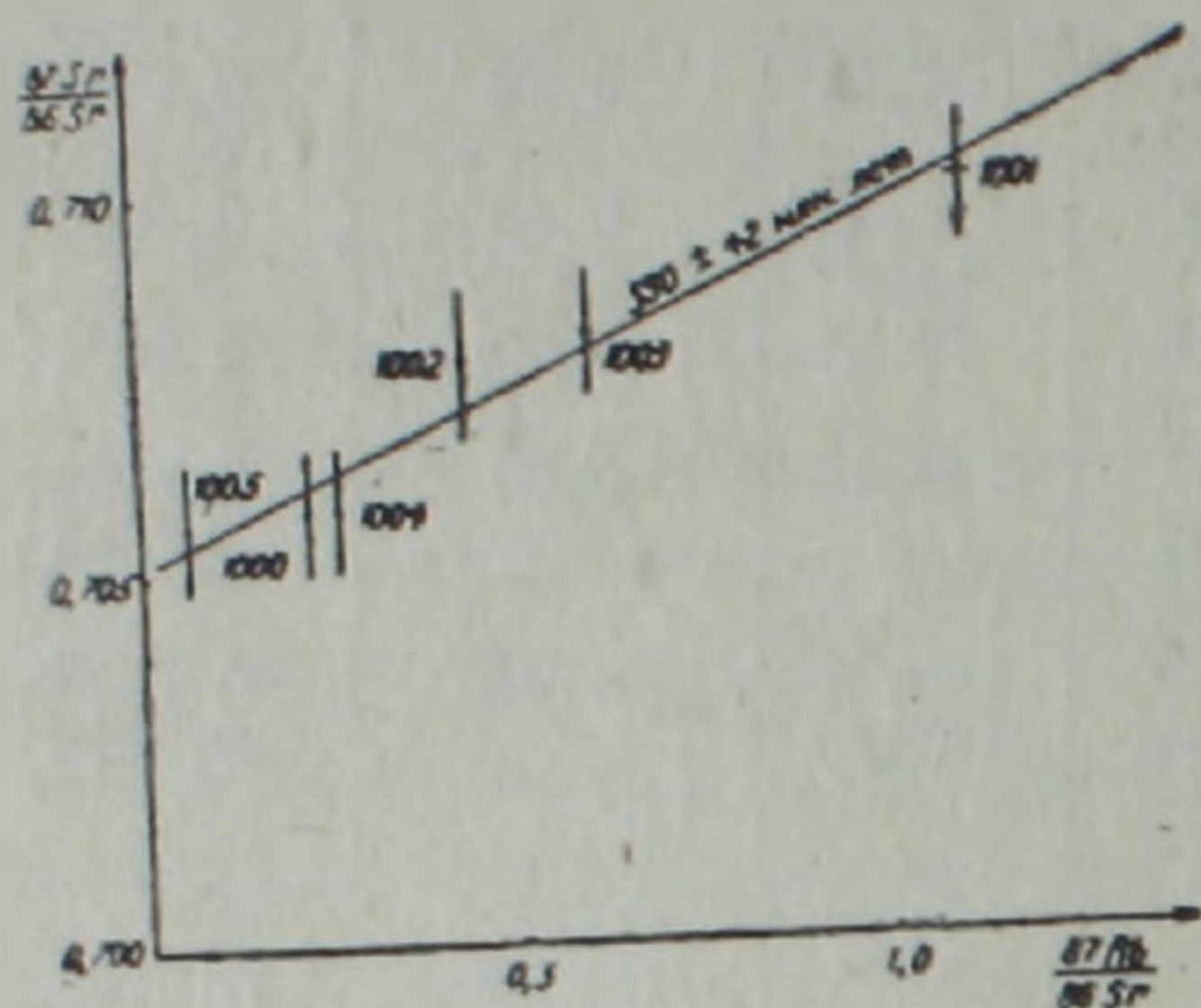


Рис. 3. Rb—Sr изохронная диаграмма для валовых проб метаморфических пород Амасийского района.

ных океанических базальтовых пород и приведший к возникновению новых структур и минеральных парагенезисов, должен несомненно привести также к исчезновению (утрате) первичной геохимической специализации исходного субстрата.

В связи с изложенным мы полагаем, что установленная изохрона отражает время гомогенизации изотопов стронция в ходе метаморфизма. Учитывая неопределенность датировки (± 42 млн. лет), следует констатировать, что метаморфизм

пород происходил в верхнепалеозойское (средний карбон)—герцинское время. Дополнительным аргументом может служить то обстоятельство, что аналогичные значения возраста были получены ранее для метаморфических пород фации зеленых сланцев Ахумского выхода (*Rb-Sr* изохроны 293 ± 7 млн. лет; *K-Ar* возраст 288—307 млн. лет), обнажающихся в смежной Сомхето-Карабахской геотектонической зоне.

Калий-аргоновое датирование. Для *K-Ar* датирования были отобраны три образца, в различной степени испытавшие поздний зеленосланцевый метаморфизм. Значение *K-Ar* изотопных возрастов намного меньше *Rb-Sr* изохронного возраста этих же пород и соответствует верхнему сенону—границе кампан-маастрихта (табл. 4). Достоверность возраста, как и реальность датируемого геологического события, у нас не вызывает сомнения.

Учитывая большую миграционную способность радиогенного ^{40}Ar при низкотемпературном прогреве ($T = 300\text{--}350^\circ\text{C}$), при котором *Rb-Sr* система устойчива, следует допустить, что *K-Ar* датировки фиксируют время позднего зеленосланцевого метаморфизма, связанного с тектоническим становлением офиолитового комплекса.

Следует заметить, что имеющиеся в литературе по Севано-Акеринскому офиолитовому поясу данные относительно возраста зеленосланцевого и глаукофанового метаморфизма, в частности, по Степанаванскому району—83—85 [10] и 90 ± 10 млн. лет [32] и СВ побережью оз. Севан—67—71 млн. лет [38] однозначно укладываются в полученный нами интервал—70—80 млн. лет. Интерес представляют данные L. E. Ricou [43], по амфиболитам Анатолийского пояса—90—80 млн. лет, Desmos and M. Delaloye [44] по *K-Kr* изохронной датировке экзоти-

ческих амфиболитов низких ступеней и голубых сланцев из офиолитов Ирана соответственно 77 и 81 млн. лет.

Заключение

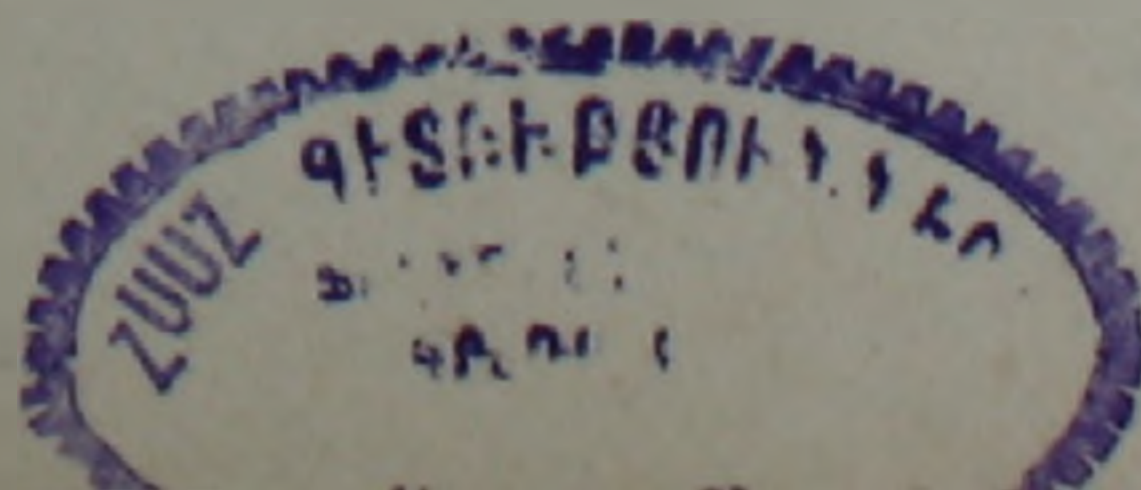
Сложность процессов происхождения метабазитов высокой степени метаморфизма (особенно мигматизированных) офиолитовых зон континентов и отсутствие их в океанических структурах с одной стороны, с другой — сходство состава амфиболитов низкой степени офиолитовых зон и океанических структур, подстилающихся пластинами серпентинизированных гипербазитов, затрудняют палеотектонические реконструкции [21, 24].

Однако полученный в последние годы новый фактический материал по изотопно-геохронологическим, петрологическим, геолого-структурным исследованиям как Анатолийско-Севанского пояса, так и фундамента смежных юрско-неокомских и мел-палеогеновых структурно-формационных зон тем не менее позволяет в порядке обсуждения провести некоторые геодинамические реконструкции.

Гетерогенность метаморфоз (метабазитов) Севано-Акеринской зоны подчеркивается сонахождением фаций высокого и низкого давления, что исключает их генетическое родство. Возможно, учитывая результаты изотопно-геохимических исследований *ранний* (330 млн. лет), палеозойский меланократовый фундамент представлен метаморфизованными метабазитами, офиолитами, претерпевшими метаморфизм высоких давлений и повышенных температур с альмандин-*Na*-амфиболовым парагенезисом. Состав граната близок к составу: 36—53% альмандина, 24—33% пиропы, 12—15%grossуляра, 10—18% андрадита и 2—5% спессартита, а состав амфибола варьирует от обыкновенного керсутита до гастингсита и глаукофана с повышенной натриевой щелочностью, титанистостью и железистостью. Более *поздний* (110—80 млн. лет) офиолитовый фундамент альб-верхнемелового комплекса представлен габбро-перидотитами, габбро, высоко- и низкотитанистыми вулканитами, родингитами, амфиболитами и зеленосланцевой и наложенной глаукофановой низкотемпературной фациями.

Герцинокий метабазитовый комплекс океанической коры Палеотетиса одновременно является кристаллическим основанием Понтийско-Сомхето-Агдамской островодужной системы, возраст фундамента (кора переходного типа) которой, по данным [6, 11], составляет 300 млн. лет, а филлиты вмещают небольшие тела апопироксенитов [8].

Не вдаваясь в рассмотрение дискуссионных проблем тектоники Кавказа и Закавказского массива относительно взаимоотношений герцинских и альпийских структур — сквозного унаследованного развития океанических бассейнов Палео- и Мезотетиса, подчеркнем лишь достоверно установленные факты: проявление герцинского магматизма и метаморфизма, перерыв в осадконакоплении в шельфе Гондваны [6, 13, 26], досреднекарбонный возраст обдукции палеозойских офиолитов в Анато-



лийской ветви [19, 26, 43] и Дзирульском массиве [19], биостратиграфические и палеомагнитные данные [6, 26].

Анализ указанных фактов по Анатолии и Ирану, проведенный А. Т. Асланяном и М. А. Сатианом [2, 3], позволил обосновать более ранний возраст формирования Северо-Анатолийско-Севанского линейamenta, относящийся к триасу, а возможно и верхнему палеозою (?).

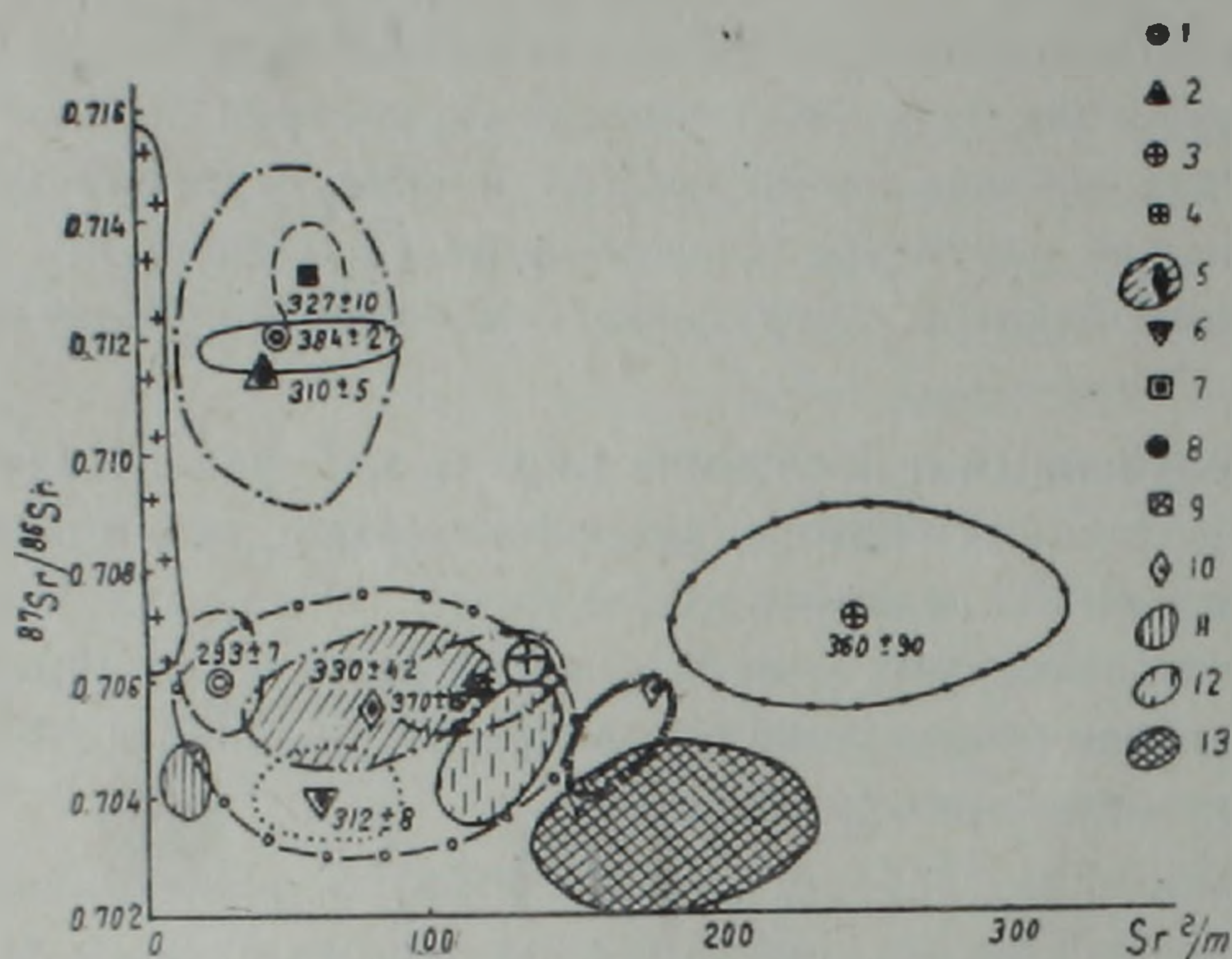


Рис. 4. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержания Sr ($\text{г}/\text{г}$) для метаморфических пород (С—К₂) герцинского цикла офиолитовой серии Тетиса и базитов и метабазитов океанических морфоструктур. 1. Метаморфические породы р. Ахум; 2. Филлиты Дзирульского массива. 3. Граниты Храмского массива. 4. Лейкограниты Цахкуняцкого выступа. 5. Гранатовые амфиболиты с. Амасия. 6. Порфиroidы Агверанской серии, Цахкуняцкий выход. 7. Филлиты, слюдистые сланцы Зангезурского выступа. 8. Филлиты Агверанской серии, Цахкуняцкий выход. 9. Гранито-гнейсы Сараланджского типа, Цахкуняцкий выход. 10. Габбро-амфиболиты Севанской офиолитовой зоны, по данным Егорова О. К. (1977). 11. Перидотиты океанов. 12. Амфиболиты океанов. 13. Базальты океанов и СОХ. 14. Габбро офиолитов, в т. ч. о. Кипр (Троодос). 15. Серпентинизированные гипербазиты о. Кипр.

Следует отметить, что полученные ранее А. Л. Книппером [25], Т. Аб. Гасановым цифры абсолютного возраста K—Ar методом [16], а также находки в экзотических глыбах и конгломератах Севано-Акеринского пояса фауны верхнедевонского и пермского возрастов, а также данные по небольшим аллохтонным блокам габбро-диабазов— 291 ± 3 млн. лет, слюдисто-хлоритовым сланцам— 207 ± 4 млн. лет, как и данные Г. А. Саркисяна по гранат-слюдистым сланцам— 210 млн. лет [38], согласуются с представлениями о гетерохронности отдельных компонентов Севано-Акеринской шовной офиолитовой зоны.

Опубликованные в последние годы результаты Rb—Sr изохронных датировок, в том числе и по территории Армении, в частности домезозойских гранитоидов Храмского [20], филлитов Дзирульского [20], Ахумского [11], Цахкуняцкого [11] и Зангезурского выступа фундамента, удивительно сходны по Rb—Sr датировкам и низкому (океаническому) тренду стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4), что позволяет утверждать в целом более широкое развитие герцинского метаморфизма и гранито-

образования во внутренних жестких консолидированных блоках эпибайкальского фундамента, размещенных между Северо-Анатолийско-Севанским и Запросским офиолитовыми швами.

Анализ аналогичных данных по Северной Анатолии, Ирану (Эльбурс, Решт, Сабзевар) и Копет-дагу [43, 26, 40], где установлены фрагменты и герцинских офиолитов, указывает на проявление, хотя и в меньших масштабах, герцинского орогенеза [13, 26], сформировавшего к концу палеозоя (средний-поздний карбон) кору переходного типа.

Такой вывод в последнее время находит все больше сторонников и подтверждается радиогеохронологическими данными для области северного Тетиса, претерпевшей унаследованное развитие от среднего-верхнего палеозоя до мезозоя [6, 19, 26, 43].

На основании вышеизложенных изотопно-геохимических и геохронологических данных, а также анализа проблемы герцинского этапа развития Малого Кавказа и соседних регионов, можно сделать следующие выводы, требующие, бесспорно, дополнительных и более широких исследований:

1. Меланократовый фундамент Понтийско-Закавказской островодужной системы и его фрагменты в составе Анатолийско-Севанского офиолитового шва имеют, вероятно, герцинский возраст.

2. Севанский пояс, как граничная офиолитовая структура между мегаблоками с эпигерцинским и эпибайкальским возрастом консолидации фундамента является полихронным (PZ_2 и K_2), что, возможно, обусловлено вторичным растяжением.

3. Развитие океанических бассейнов Палеотетиса и Мезотетиса вдоль его северной ветви шло унаследованно.

4. Вдоль северной окраины эпибайкальской континентальной окраины Иранско-Малокавказской субплатформы, в пределах Малого Кавказа, Анатолии и Ирана, хотя и в меньших масштабах, проявлен герцинский магматизм и плутонометаморфизм.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 15. VIII. 1983.

Р. И. ՄԵԼՈՔՐԱՏՅԱՆ, Դ. Պ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ

ՍԵՎԱՆ-ԱՄԱՍԻԱՅԻ ԴՈՏՈՒ (ԱՄԱՍԻԱՅԻ ԶԱՆԳՎԱԾ) ՕՖԻՈԼԻՏՆԵՐԻ ՀԵՏ
ԱՌՆԶՎԱԾ ԷԿԼՈԳԻՏ-ԱՄՖԻԲՈԼԻՏՆԵՐԻ ԻԶՈՏՈՊԱ-ԴԵՌԵԻՄԻԱԿԱՆ ԵՎ
ԵՐԿՐԱԺԱՄԱՆԱԿԱԳՐԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Օֆիոլիտային առոցիացիաների հետ սերտորեն կապված մետամորֆային ապարների՝ ալմանդինային ամֆիբոլիտների մանրակրկիտ իզոտոպա-ժամանակագրական և պետրոլոգա-գեոքիմիական հետազոտությունները հնարավորություն ընձեռեցին հաստատելու դրանց պոլիմետամորֆիզմը՝ միջին կարրոնի ժամանակաշրջանում (330 մլն. տարի առաջ) պրոգրեսիվ տիպի ($T=680^{\circ}$ —

700°C, $P=8-9$ կբար) էկլոգիտային ֆացիայի պայմաններում և վերին սենոն-կամպանի ժամանակաշրջանում (80 ± 5 մլն. տարի առաջ), որն ավելի ուշ է, վրադրված և ռեգրեսիվ տիպի՝ առաջացած օվկիանոսային տիպի մետաբազիտների հաշվին ցածր ջերմաստիճաններում գլաուկոֆան-կանաչքարային ֆացիայի պայմաններում: Քննարկված են Սևանի գոտու պոլիբրոնոթյանը, Պալեո-և Մեզոթետիսի դարգաղման ժառանգվածության հնարավորությանը, Պոնտոս-Փոքրկովկասյան կղզաղեղային համակարգի հիմքի էպիհերցինյան հասակին (300 մլն. տարի) և Սևանի գոտու օբդուկցիայի և մետամորֆիզմի ժամանակին վերաբերվող հանգուցային հարցերը:

B. M. MELIKSETIAN, G. P. BAGHDASARIAN, R. Kh. GHUKASIAN

ISOTOPIC-GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL INVESTIGATIONS OF ECLOGITE-AMPHIBOLITES ASSOCIATED WITH OPHIOLITES OF SEVAN-AMASIAN BELT (AMASIAN MASSIF)

Abstract

Isotopic-geochronological and petrological-geochemical detailed investigations of metamorphic rocks i. e. almandine amphibolites which are the indivisible part of the ophiolitic association allow us to ascertain their polymetamorphism – Middle Carbonian (330 *mln* years) of a progressive type ($T=680-700$ °C, $P=8-9$ *ktar*) in conditions of eclogite facies w grades as well as Upper Senonian-Campanian (80 ± 5 *mln* years) later superposed one of a regressive type i. e. glaucophane-green-schist low temperature one formed by oceanic type metabasites. Some main problems of the Sevan belt polychronous origin, the Paleo- and Mesothetis inheritance development possibility, the Pontian-Transcaucasian island arc system basement epihercynian age (300 *mln* years) as well as the time of Sevan belt obduction and metamorphism are considered.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1982.
2. Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
3. Асланян А. Т., Сатиан М. А. Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1982.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.
5. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, № 4, 1977.
6. Адамия Ш. А., Аспиндзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа. Сб. Проблемы геодинамики Кавказа. «Наука», 1982.
7. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. «Мат-лы докл. II регион. петрографического совещания по Крыму, Кавказу, Карпатам», Тбилиси, 1973.

8. Абовян С. Б., Агамалян В. А., Асланян А. Т. и др. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1980.
9. Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Известия АН Арм.ССР, сер. геол. и геол. наук, № 5—6, 1957.
10. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и др. Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Армянской ССР. Тр. X. сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, М., 1962.
11. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Казирян Н. Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Армянская ССР). К—Ar и Rb-Sr методами. Наука, М., 1978.
12. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. Наука, М., 1981.
13. Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д. и др. Позднепалеозойско-ранне-мезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции). Сб. Проблемы геодинамики Кавказа. Наука, М., 1982.
14. Габриелян А. А. Сейсмотектоника Армении. Изд. «Луйс», Ереван, 1981.
15. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
16. Гасанов Т. Аб. О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Геотектоника, № 3, 1979.
17. Глебовицкий В. А., Седов Н. С. и др. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центр. Памир). Наука, 1981.
18. Геворкян Р. Г., Вегуни А. Т. Геохимические различия континентальной и океанической коры в пределах Армении. Известия вузов, Геология и разведка, № 11, 1980.
19. Гамкрелидзе И. П. Мобилизм и проблема тектоники Кавказа. Сб. Проблемы геодинамики Кавказа, Наука, М., 1982.
20. Горохов И. М., Рубинштейн М. М. и др. Применение Rb—Sr метода для датирования некоторых домезозойских пород Грузии. Сб. Геохронология Вост. Европейской платформы и сочленения Кавказо-Карпатской системы, Наука, М., 1978.
21. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Наука, 1980.
22. Казарян Г. А. К вопросу становления Севанского офиолитового пояса. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1979.
23. Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Аджарисская брахантиклиналь в структуре Малого Кавказа. Элм, Баку, 1973.
24. Колман Р. Г. Офиолиты. Мир, 1979.
25. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. Наука, М., 1975.
26. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика Центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. «Мецниереба», Тбилиси, 1980.
27. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. Недра, 1980.
28. Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Добржинская Л. Ф., Пополитов Э. И. Ксенолиты метаморфических пород в габброндах офиолитового комплекса Малого Кавказа. «Геотектоника», № 6, 1980.
29. Лутц Б. Г., Пополитов Э. И. Первичная природа метаморфических пород о-ва Яп в Тихом океане. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. Наука, М., 1982.
30. Марикушев А. А. Метаморфизм с развитием земной коры островных дуг. «Магмат. метаморф. как индикаторы геодинамического развития островных дуг». Наука, М., 1982.
31. Меликян Л. С. Офиолиты юго-восточной части Севанского хребта: структура, условия становления. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1979.
32. Морковкина В. Ф., Макарычев Г. И., Гаврилова С. И. Гранатсодержащие породы, ассоциирующие с офиолитами—продукт начала становления континентальной коры геосинклиналей. Сб. Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород, Наука, М., 1982.
33. Паланджян С. А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1975.

34. Павленко А. С., Геворкян Р. Г. и др. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации Армении. Известия вузов, Геология и разведка, М., 1977.
35. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах, М., 1976.
36. Соколов С. Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ), Геотектоника, № 1, 1974.
37. Сатиан М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван, 1979.
38. Саркисян Г. А., Танащян М. Е., Ананян Э. В., Караханян А. С. О рудоконтролирующей роли Памбак-Саринарского разлома (Севанский хребет). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1982.
39. Татевосян Т. Ш. Эклогитоподобные метаморфические сланцы Амасийского района Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, физ.-мат., естеств и техн. науки, № 2, 1951.
40. Штеклин И. Древняя континентальная окраина в Иране. Сб. «Геология континентальных окраин», Том 3, Мир, 1979.
41. Pamić J., Sečinić G., Adlb. D. Alpine magmatic and Metamorphic processes and plate tectonics in Zagros Range, Iran Geog. Soc. of America Bull. Part. 1, V. 90, 6, 1979.
42. Stern Ch. de Wit M. J., Lawrence J. Igneous and Metamorphic Processes Associated with the formation of Chilean ophiolite. J. Geophys. Res. V. 81, № 23, 1976.
43. Ricoi L. E., Argyriadis I. and Marcoux J. L'Axe Calciare du Taurus, an alignment de fenêtrages arabo-africains sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. Bull. Soc. Geol. Fr. Ser. 7, 17, 1975.
44. Delaoye M. and Desmons J. Ophiolites and Melange Terranes in Iran. A Geochronological Study and its paleotectonic implications Tectonophysics, 68, 1980.
45. Nicolaysen R. O. Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks Ann. N. Y. Acad. Sci. 91 article 2, 1971.

УДК 553.6 11.6(479.25)

И. Х. ПЕТРОСОВ, А. Х. МНАЦАКАНЯН

ПАРАГЕНЕЗИС КЛИНОПТИЛОЛИТ-СТИЛЬБИТ-
МОНТМОРИЛЛОНИТ И ЕГО ГЕНЕТИЧЕСКИЙ СМЫСЛ
(На примере Ноемберянского месторождения
Армянской ССР)

В статье рассматривается вопрос о генетической сопряженности процессов цеолито- и монтмориллонитообразования. В зоне седиментации и диагенеза возникают генетические поля, способствующие формированию той или иной ассоциации. В частности, герметичность среды минералообразования, отсутствие дополнительного притока в систему Н-ионов, затруднительный вынос катионов за пределы реакции способствуют образованию цеолитов.

По условиям формирования цеолитолиты Ноемберянского месторождения относятся к типу II по классификации Э. Э. Сендерова и Н. И. Хитарова [10] и к типу III по классификации Мамптона (1973): они образовались за счет пирокластического материала в морской обстановке в стадию диагенеза. Пожалуй, это наиболее распространенный тип в стратифицированных формациях, и многое о генезисе этих пород уже известно; однако некоторые аспекты проблемы все еще разработаны недостаточно. В связи с этим вопрос о генезисе Ноемберянского месторождения может иметь общее значение, если учесть его масштабы, своеобразие условий образования, тесную генетическую связь цеолитолитов с бентонитами.

О генезисе ноемберянских и аналогичных им по возрасту и происхождению цеолитолитов и бентонитов на территории Азербайджанской ССР писали А. Г. Сеидов [9], Х. А. Ализаде [2], И. Х. Петросов [8], Г. С. Авакян [1], А. С. Михайлов [7] и другие. За исключением Г. С. Авакяна [1], все указанные исследователи считают цеолитолиты и бентониты диагенетическими, образовавшимися в морских условиях за счет туфов кислого состава.

По мнению Г. С. Авакяна [1], диагенетическими являются только цеолиты, позднее, в результате воздействия гидротермальных растворов, по цеолитам образовался монтмориллонит. Ранее генетическую сопряженность клиноптилолита и монтмориллонита отметил один из авторов настоящей статьи [8], который считает, что эти минералы образовались без участия гидротермальных растворов. Об этом свидетельствует переслаивание бентонитов и цеолитолитов между собой и с известняками, наличие в них фауны, отсутствие каких-либо признаков гидротермальной деятельности на значительной площади месторождения (вулканитов, даек, специфических фаций и минералов). Цеолитолиты и бентониты образовались в позднемеловом море, где интенсивно осаждались карбонаты и пирокластический материал, но условия для обитания фауны были

достаточно благоприятными. Таким образом, реагентом при минералообразовании была нормальная морская вода, состав которой временами и на отдельных участках бассейна (вокруг центров извержения) заметно изменялся.

В исходных породах — туфах кислого состава — порфирокласты (кварц, плагиоклазы, пироксен, биотит) и значительная часть литокластов (андезиты, липариты) не подвергаются цеолитизации и монтмориллонитизации. В цеолиты и монтмориллонит преобразуются витрокласты (пепел, пемза, перлитовые обломки) и связующая масса. Последняя состоит из тонкой витрической пыли, которая преобразуется в основном в монтмориллонит и занимает пространство между более крупными обломками стекла, замещенными преимущественно клиноптилолитом и стильбитом. Итак, не вся порода преобразуется в цеолит и монтмориллонит, а только различные фрагменты кислого стекла, которые, вследствие перераспределения ювенильных компонентов в исходном газонасыщенном магматическом расплаве, оказались в разной степени обогащенными SiO_2 и щелочами. При этом мелкие фрагменты стекла предпочтительно преобразовываются в монтмориллонит, а сравнительно крупные — в цеолит. Если считать, что цеолитолиты и бентониты Носмберянского месторождения образовались по сравнительно однородному исходному материалу в стадию диагенеза, а преобразующим агентом была морская вода, т. е. раствор с буферным свойством, то можно допустить, что фиксированными в известной мере были и РТ-условия и состав системы; иначе говоря, минералообразование протекало в сравнительно упрощенных условиях. В данном случае оно явилось в основном результатом реакции между твердой фазой и водой, т. е. характер минерализации прежде всего зависел от природы исходного вещества, концентрации солей, ионного состава и pH среды. В сумме эти факторы обусловили баланс вещества в процессе обменных реакций между твердой фазой и водой.

Как указывает Брек [3], цеолитизация стекла связана с привносом воды, кальция и выносом кремнезема, натрия, калия и железа. Надо думать, что баланс вещества в значительной мере будет определяться и типом цеолитизации; если же одновременно с цеолитом образуется и монтмориллонит (как в нашем случае), то направленность реакции может заметно отличаться от указанной Бреком. Таблица 1 составлена на основе силикатного анализа более 40 образцов сравнительно свежих туфов и мономинеральных пород. Строго говоря, они не мономинеральные — содержание клиноптилолита или монтмориллонита составляет в них примерно 80%; кроме того, на месторождении нет совершенно свежих туфов. И все же сопоставление двух крайних по степени измененности групп пород может дать представление о балансе вещества в процессе преобразования туфов. Из таблицы 1 видно, что цеолитизация туфов сопровождалась выносом кремнезема, натрия и привносом всех прочих элементов. Показательным является вынос кремнезема и привнос воды и кальция, что согласуется с данными Брека и, очевидно, является общим для всех типов цеолитизации. Подвижность других элементов

была весьма незначительной, продукты гидролиза практически не выносились за пределы реакции. В целом вынос преобладал над привносом, но в соразмеримых масштабах ($-89, +83$), в отличие от процесса монтмориллонитизации, при котором вынос компонентов осуществляется в сравнительно больших масштабах (-211). Для монтмориллонитизации характерны вынос кремнезема, привнос воды и магния¹. В обоих случаях из туфов выносятся некоторое количество алюминия, однако в данном случае термодинамические условия минералообразования таковы, что он в ионном состоянии не может принять активного участия в реакции. Очевидно, алюминий в основном мигрирует в составе тетраэдрических и октаэдрических блоков или цепей.

Таблица 1

Баланс вещества в процессе цеолитизации и бентонитизации туфов Ноемберянского месторождения (с учетом пористости пород)

Оксиды	Туф слабо измененный, объемный вес 2,10		Цеолитолит, объемный вес 1,90		Бентонит, объемный вес 1,90		Вынос-привнос при цеолитизации (кг)	Вынос-привнос при бентонитизации (кг)
	содержание (вес %)	кол-во окислов в одном м ³ (кг)	содержание (вес %)	кол-во окислов в одном м ³ (кг)	содержание (вес %)	кол-во окислов в одном м ³ (кг)		
SiO ₂	70,08	1471	66,01	1386	67,57	1282,83	-85	-188,17
Al ₂ O ₃	12,41	260	13,48	273	13,87	263,53	+13	+ 3,53
Fe ₂ O ₃	1,30	27	1,81	38	4,96	94,24	+ 5	+ 67,24
FeO	0,37	7	0,42	8	0,26	4,94	+ 1	- 2,06
CaO	1,82	38	2,77	58	1,62	30,78	+20	7,22
MgO	1,32	27	1,63	34	2,29	43,51	+ 7	+ 16,51
Na ₂ O	1,06	22	0,90	18	1,40	26,60	- 4	+ 4,60
K ₂ O	2,20	46	2,56	53	1,68	31,92	+ 7	- 14,08
H ₂ O	3,29	69	4,76	99	6,66	126,54	+30	+ 57,54

Натрий выносятся, а калий привносится в процессе цеолитизации; обратная картина наблюдается при монтмориллонитизации, однако мы не усматриваем здесь закономерности, поскольку масштабы привноса—выноса незначительны. Следует отметить, что в исходных туфах калий, как правило, преобладает над натрием; такое соотношение сохраняется и в бентонитах. Вообще резерва щелочей и щелочных земель в туфах едва ли достаточно при региональной их цеолитизации и бентонитизации и, вероятно, часть этих элементов заимствуется из морской воды. Таким образом, при монтмориллонитизации обменные реакции протекали более активно, но в целом вынос и привнос был незначительным, а продукты гидролиза фиксировались непосредственно в пределах реакции. Наиболее характерным при цеолитизации является вынос кремнезема, привнос воды и кальция, при монтмориллонитизации—вынос кремнезема, привнос воды и магния. Нет сомнения, что в нашем случае цеолитизация и монтмориллонитизация—генетически сопряженные процессы. В этой связи представляется интересным вопрос об областях образования монтмориллонита и цеолитов: какие факторы обуславливают

¹ Трехвалентное железо—продукт окисления двухвалентного—находится в породе в свободном состоянии и потому не принимается в расчет.

указанные типы минерализации в аналогичных (морских) условиях за счет единого исходного вещества.

Можно считать, что тонкие пепловые частицы в условиях моря начинают распадаться уже во взвешенном состоянии. Косвенным указанием на это является наличие цеолитов в новейших (вплоть до современных) отложениях. По данным Брека [3], скорость растворения стекла со 100 см² поверхности колеблется от 1 до 100 мкг в день. При такой скорости частицы алевропелитовой размерности могут полностью раствориться в течение первых десятков лет. Таким образом, формирование монтмориллонита и цеолитов начинается уже в стадию седиментации. Деструкция стекла в эту стадию является, очевидно, необходимым условием для дальнейшего хода минералообразования. По крайней мере, можно говорить о двух стадиях минералообразования: первая охватывает седиментацию—ранний диагенез, вторая—поздний диагенез—ранний катагенез. В первую стадию происходит распад стекла, формирование гелей и кристаллизация минералов в открытой системе. Для второй (закрытой) стадии характерны: наличие порового пространства как среды минералообразования, отсутствие дополнительного притока в систему Н-ионов, затруднительный вынос катионов за пределы реакции и накопление продуктов гидролиза в поровой воде. Указанным стадиям соответствуют и определенные петрографические типы цеолитоцитов и бентонитов.

Механизм растворения природного стекла в морской воде, строение продуктов распада и особенности их кристаллизации в цеолиты и монтмориллонит до конца не выяснены. Есть основание думать, что растворение стекла в природных условиях происходит не на ионном уровне. Например, для перехода алюминия в раствор и затем в состав анионной группировки требуются значительно более экстремальные условия, чем это имеет место в морской и поровой воде (в частности, весьма высокий pH). Изучение кинетики образования синтетических цеолитов показывает, что кристаллизации минералов предшествует растворение исходного гелеобразного субстрата [10]. Д. Брек [3] отмечает, что образование природных цеолитов происходит путем растворения стекла с поверхности и последующей кристаллизации растворенного материала, что согласуется со схемой образования синтетических минералов, но при этом не отрицается и образование цеолитов непосредственно из гелей. Нам кажется, что именно последний вариант является наиболее распространенной формой цеолитообразования в природе. Есть указание на то, что в приповерхностных слоях осадка одновременно сосуществуют все три фазы—стекло, гель и цеолит [5].

Скорее всего стекло в морской воде распадается на силикатные и алюмосиликатные блоки-затравки, которые имеют уже достаточно сложное строение. Очевидно они близки димерам, тримерам или им подобным полимерам. По данным А. А. Маракушева и соавтора [6], в структуре кислых стекол существуют алюмосиликатные и силикатные группировки синботаксического типа. Наличие таких группировок указывает на предрасположенность кислого стекла распадаться на сравнительно

автономные алюмосиликатные блоки и цепочки. Формирование сложных решеток цеолитов трудно объяснить последовательным присоединением единичных алюмо- и кремнекислородных тетраэдров-гидратированных силикатных и алюминатных ионов (*Barrer et al*, 1959). В еще большей степени это относится к глинистым минералам. Таким образом, есть основание полагать, что с поверхности стекла отщепляются уже достаточно сложные соединения, поликонденсация которых приводит к образованию цеолитов и монтмориллонитов. Попробуем ответить на вопрос — почему закономерен этот парагенезис и какие ситуации благоприятны для формирования монтмориллонита или цеолита? Напомним, что на площади месторождения и в разрезе встречаются пласты бентонитовых глин с незначительной примесью клиноптилолита и стильбита, а также пласты цеолитолитов с незначительной примесью монтмориллонита. Кроме того, имеются породы смешанного состава, в которых содержание этих минералов колеблется в широких пределах. Таким образом, можно говорить о самостоятельных областях формирования цеолитов и монтмориллонита, которые, однако, в значительной мере перекрываются. В основном область цеолитов совпадает с закрытой стадией минералообразования, монтмориллонита — с открытой. Дело в том, что независимо от уровня (сложности) отделившихся от стекла силикатных и алюмосиликатных группировок, для поликонденсации их в минералы необходим дополнительный приток в систему Н-ионов.

Реакция образования элементарного димера уже протекает с участием двух ионов водорода по схеме: $2\text{SiO}_4^{4-} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{Si}_2\text{O}_7^{6-} + \text{H}_2\text{O}$. Естественно, что для конденсации группировок в более сложные соединения и минералы требуется значительно больший резерв водородных ионов. При этом для образования слоистых минералов водородных ионов потребуется гораздо больше, чем для структур типа цеолитов. Таким дополнительным источником Н-ионов могли быть газы, которыми был насыщен исходный вулканический материал. Хлор, сульфат- и фторид-ионы, углекислота, растворяясь в морской воде, могли создать множество активных центров обмена и минералообразования. Кроме того, немаловажное значение имеет характер распределения собственно морских газов (кислорода, CO_2 , H_2S) в самом бассейне — в зависимости от глубины, удаленности от берега, жизнедеятельности организмов и т. д. Хей (1966) проследил фациальную приуроченность цеолитовых и глинистых минералов. В прибрежных осадках преобладают монтмориллонит и слабо измененное стекло, по мере удаления от берега монтмориллонит и стекло сменяются филлипситом, клиноптилолитом и другими цеолитами. Таким образом, монтмориллонит синтезируется в области, где имеется избыток Н-ионов и магния, происходит сравнительно активный обмен между стеклом и раствором, свободный транзит вещества и более интенсивно осуществляется поликонденсация силикатных и алюмосиликатных группировок. Нужно подчеркнуть, что монтмориллонит образуется не только путем синтеза из растворенных компонентов стекла, но и в результате его гидролиза, сопровождающегося ограниченным обменом со средой и перестройкой остаточного алюмосиликатного материала.

т. е. метасоматическим путем. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что в бентонитовых глинах детали структуры туфов обычно сохраняются. Этот факт, как нам кажется, является одним из парадоксов метасоматоза и пока еще мало исследован. Но было бы еще более парадоксальным допустить, что бентониты, сохранившие реликтовые структуры, образуются за счет продуктов растворения стекла на ионном уровне. Можно считать, что только часть монтмориллонита (в бентонитах без реликтовых признаков) образовалась в результате поликонденсации продуктов растворения стекла, но также не на ионном уровне. Расщеплению стекла способствует вынос избытка кремнезема, что особенно интенсивно реализуется на границе твердой фазы и воды [4], благодаря резкому повышению рН. Дальнейший ход реакции, очевидно, контролируется составом морской воды. Как известно, в последней (в отличие от поровой воды) ионы магния резко преобладают (примерно в 5—6 раз) над ионами калия и кальция. Естественно, что на первых порах минералообразования именно катионы магния фиксируются на метастабильных блоках алюмокремниевых составов, образуя будущее ядро монтмориллонита. По мере захоронения осадка, т. е. возрастания «закрытости» системы, устанавливается относительное равновесие в концентрациях элементов и в силу вступают такие факторы, как ионные потенциалы, заряд, определяющие химическую активность катионов. На поверхности алюмокремниевых блоков в больших масштабах начинают фиксироваться также ионы натрия, калия и кальция. Это обстоятельство знаменует собой массовое образование цеолитов и, очевидно, способствует закреплению магния в октаэдрических позициях. Надо полагать, что магний занимает только вакантные позиции в октаэдрах, которые в данном случае ведут себя как нестехиометрические полимеры. Из сказанного получается, что область образования монтмориллонита ограничивается в основном наддонной водой и верхними слоями осадков. В этой области начинают формироваться и цеолиты, однако массовое их образование имеет место уже в нижних слоях осадка, где генерация монтмориллонита почти прекращается. Таким образом, области образования цеолитов и монтмориллонита по вертикали совпадают лишь отчасти. Поскольку в условиях низких температур реакции цеолито- и монтмориллонитообразования протекают чрезвычайно медленно, то за это время в монтмориллонит успевает преобразоваться только наиболее реакционноспособная часть стекла, а именно—тонкораздробленная вулканическая пыль. Не случайно, что в породах смешанного состава монтмориллонит концентрируется в основном во фракции $< 0,001$ мм. Более грубые частицы преобразуются в цеолиты уже в закрытой системе.

Низкие температуры, сравнительно невысокое рН среды, наличие пересыщенных кремнеземом поровых растворов обуславливают метастабильные условия реакций. В таких случаях [10] соотношения активностей кальция, натрия, калия и кремнезема в растворах определяют пределы полей кристаллизации отдельных цеолитов. В частности, повышение концентрации этих компонентов должно способствовать образо-

ванию клиноптилолита и других высококремнеземистых цеолитов. В этих условиях важное значение приобретает состав исходного вещества, которое в нашем случае характеризуется неравномерным распределением щелочей, щелочных земель и кремнезема, но в основном в пределах стекла кислого состава. Образование клиноптилолита, а также минералов—примесей (филлипсита, морденита, анальцима) отчасти связано с особенностями распределения указанных компонентов в туфах и поровом растворе.

Кристаллизация клиноптилолита происходит в момент, когда среда достигает высоких значений pH и максимальной концентрации в поровом растворе кремнезема и щелочей. Такие условия предпочтительно возникают в наиболее кислых туфах. О резкой пересыщенности растворов свидетельствует то обстоятельство, что вместе с клиноптилолитом образуется также свободный кремнезем. Низкокремнеземистые минералы—филлипсит и анальцим—образуются скорее всего по стеклу более основного состава, но во всех случаях—после фиксации клиноптилолита и свободного кремнезема. Становится понятным, почему эти минералы присутствуют в качестве примесей: на Ноемберянском месторождении сравнительно основные стекла имеют ограниченное распространение; кроме того, условия, благоприятные для образования филлипсита, возникают лишь на короткое время. Поскольку процесс продолжается непрерывно, вплоть до полного растворения стекла и герметизации системы транзита, недосыщенные (после осаждения клиноптилолита и кремнезема) растворы вновь становятся пересыщенными. Очевидно моменту максимальной пересыщенности растворов кремнеземом соответствует фиксация морденита. Но и эти условия в известном смысле уникальны и нестабильны, почему морденит также образует минералогические концентрации. Сравнительно устойчивыми были условия для образования стильбита—второго (после клиноптилолита) породообразующего минерала. Мы думаем, что эти условия возникают в зависимости от химического потенциала CO_2 и активности кальция. Формирование стильбита происходит в сравнительно открытой системе (тесная связь с монтмориллонитом) и предшествует массовому карбонатообразованию, когда в среде существенно возрастает химическая активность углекислоты.

В заключение нужно сказать, что на Ноемберянском месторождении отсутствует сколько-нибудь заметная зональность в распределении цеолитов. Исключение составляет анальцим, который обычно встречается на нижнем стратиграфическом уровне и в сравнительно грубообломочных породах. Отсутствие зональности объясняется прежде всего весьма низким уровнем постседиментационного изменения туфов и сравнительно однородным составом исходного вещества. Слабые изменения на уровне катагенеза, сравнительно незначительная амплитуда погружения осадков, локальное развитие наложенных гидротермальных процессов (если они вообще имели место) не могли привести к заметному перераспределению минералов по степени их гидратации и устойчивости к различным $P-T$ —условиям. Формирование и распределение цео-

литов и монтмориллонита контролировались исключительно условиями минералообразования. Пепловый материал разносится по всей акватории бассейна и оседает здесь в различных морфологических и геохимических условиях, тем самым предопределяя незакономерное распределение локальных центров минералообразования; далее действовали такие факторы, как первичная газонасыщенность пеплового материала, скорость захоронения осадка, продолжительность пребывания частиц в открытой или закрытой системах. Сложное сочетание всех этих факторов не способствовало зональному распределению цеолитов разного видового состава.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18. XII. 1981.

Ի. Գ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ, Ա. Խ. ՄՆԱՅԱԿԱՆՅԱՆ

ԿԼԻՆՈՊՏԻԼՈԼԻՏ-ՍՏԻԼԲԻՏ-ՄՈՆՏՄՈՐԻԼԼՈՆԻՏ ՊԱՐԱԳԵՆԵԶԻԱԸ ԵՎ ՆՐԱ
ԾԱԳՈՒՄՆԱԲԱՆԱԿԱՆ ԻՄԱՍՏԸ (ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՈՅԵՄԲԵՐՅԱՆԻ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ)

Ա մ փ ո փ ո Վ մ

Հոդվածում քննարկված է ցեոլիտ- և մոնտմորիլլոնիտառաջացման պրոցեսների ծագումնային համակցվածության հարցը: Նստվածքապոլյացման և դիսպենեզի գոտում առաջանում են դենետիկ դաշտեր, որոնք նպաստում են այս կամ այն ասոցիացիայի առաջացմանը: Մասնավորապես, միներալառաջացման միջավայրի հերմետիկությունը, համակարգում H-իոնների լրացուցիչ ներհոսքի բացակայությունը, ռեակցիայի շրջանակներից կատիոնների դժվար արտահոսքը նպաստում են ցեոլիտների գոյացմանը:

I. Kh. PETROSOV, A. Kh. MNATSAKANIAN

THE CLINOPTILOLITE-STILBITE-MONTMORILLONITE
PARAGENESIS AND ITS GENETIC MEANING (NOYEMBERIAN
ORE DEPOSIT, ARMENIAN SSR, AS AN EXAMPLE)

A b s t r a c t

The zeolite and montmorillonite conjugate formation problem is considered. In sedimentation and diagenesis zone genetic fields form promoting the formation of one or another association. Particularly, the hermeticity of mineral-forming environment, the absence of H-ions extra influx in the system and cations difficult subtraction beyond the reaction limits promote the zeolite formation.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Г. С. Об условиях образования цеолитовых пород Ноемберянского месторождения. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1974.
2. Ализаде Х. А. Литолого-минералогическая характеристика бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа. Автореферат канд. диссертации. Баку, 1963.
3. Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. Изд. «Мир», М., 1976.
4. Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. Изд. «Мир», 1967.
5. Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. Лит. и полезн. ископ., № 2, М., 1975.
6. Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. О происхождении перлитов. Вестник МГУ, серия 4, № 1, 1980.
7. Михайлов А. С. Цеолитовые породы Закавказья, Сов. геология, № 9, 1975.
8. Петросов И. Х. Сравнительная характеристика условий образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений Армянской ССР. Материалы симпозиума, «Наука», Алма-Ата, 1970.
9. Сеидов А. Г. Минералогическая характеристика и генезис цеолитов Азербайджана. Материалы конференции по гл. мин. в Карловых Варах. «Геология», Прага, 1977.
10. Сендеров Э. Э., Хитаров И. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. «Наука», М., 1970.

УДК: 553.31.4(479.25)

С. А. ЗОГРАБЯН, С. О. АЧІКГЕЗЯН, Г. Г. МИРЗОЯН, Р. А. САРКИСЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ОРУДЕНЕНИЯ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В статье обобщены результаты многолетних работ по прогнозной оценке перспектив Кафанского рудного района на медные и медно-полиметаллические руды. Освещены основные закономерности размещения оруденения, поисковые критерии и геологические предпосылки, на основании чего делаются выводы о степени перспективности ряда рудопроявлений и рудоносных участков. По совокупности геологических предпосылок прогнозирования и степени перспективности рудоносные участки делятся на первой, второй и третьей очереди. Приводится описание геологического строения и обоснование перспективности участков первой очереди.

Многолетняя эксплуатация Кафанского медноколчеданного месторождения, являющегося одним из основных поставщиков меднорудного сырья в республике, и хроническая недокомпенсация добываемых руд ежегодным приростом запасов привели к истощению последних.

Для наращивания сырьевой базы Кафанского меднорудного комбината необходимо выяснить перспективы ряда известных рудопроявлений, а также всего рудного района путем резкого расширения фронта поисково-разведочных работ. Последние должны базироваться на научно обоснованном прогнозировании, вытекающем из комплекса специализированных и прогнозных карт.

Авторами в течение 1976—1981 г.г. проведены систематические исследования по прогнозной оценке перспектив рудоносности Кафанского рудного района. На основании составленной нами геологической карты района, выявленных новых закономерностей размещения оруденения и данных обработки материалов геологических, геофизических и геохимических исследований составлены крупномасштабные карта геологических предпосылок и поисковых критериев и карта перспективных площадей Кафанского рудного района (рис. 1), которые дают возможность судить о его потенциальной рудоносности.

В настоящей статье, обобщающей эти исследования, приводятся материалы, подтверждающие перспективность ряда известных ранее, но недоразведанных рудопроявлений, обосновывается необходимость продолжения на них геологоразведочных работ, выдвигаются новые перспективные площади для проведения детальных поисково-разведочных работ.

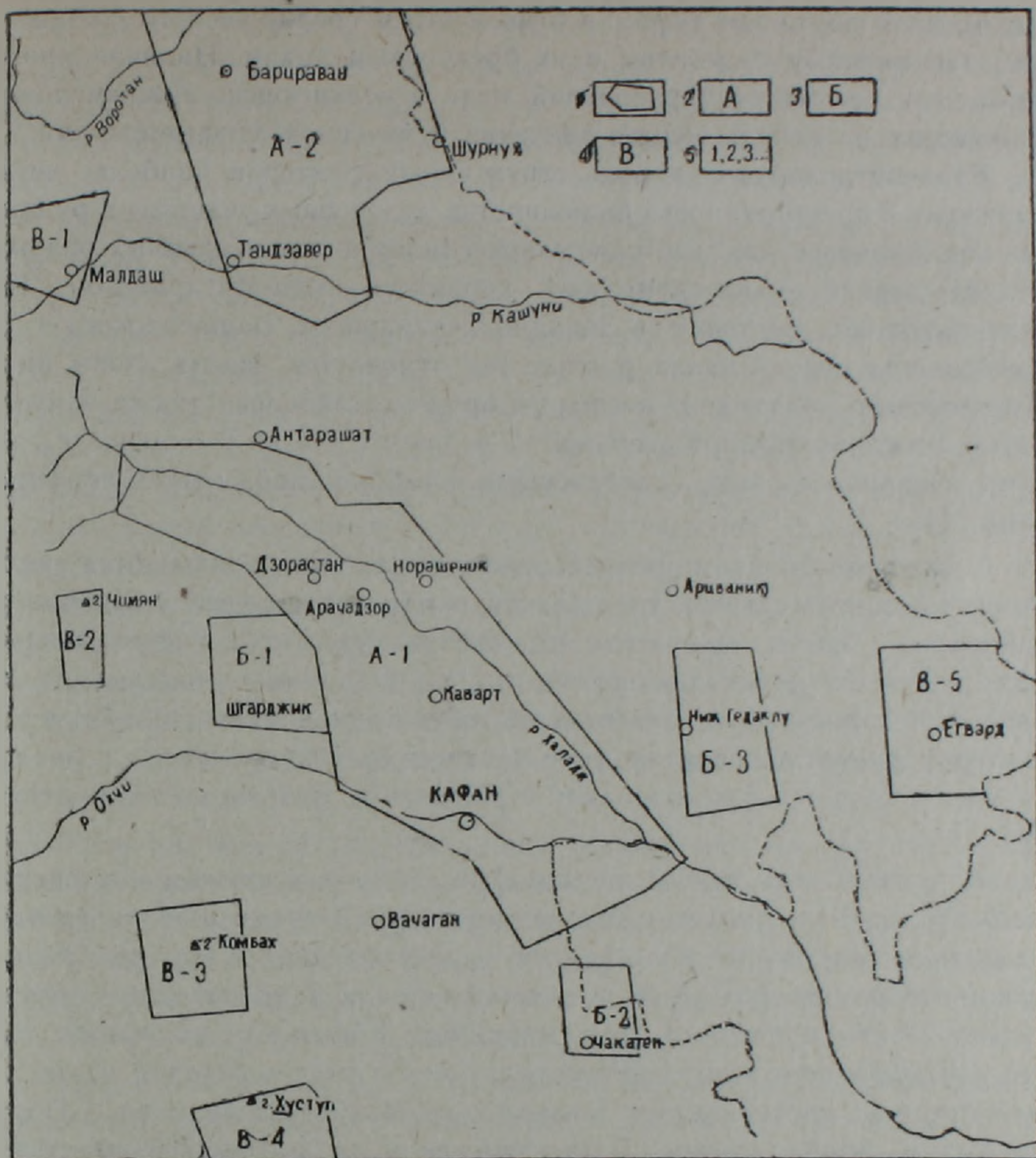


Рис. 1. Карта перспективных площадей Кафанского рудного района. 1. Контуры перспективных площадей. 2. А—площади первой очереди. 3. Б—площади второй очереди. 4. В—площади третьей очереди. 5. 1,2...—номера перспективных площадей.

Закономерности размещения, поисковые критерии и геологические предпосылки прогнозирования оруденения

Основные закономерности пространственного размещения оруденения и роль разнообразных факторов в локализации оруденения Кафанской группы месторождений неоднократно освещались в работах многих исследователей. Наиболее отчетливо в рудном поле выражена роль литолого-стратиграфического, структурно-геологического и магматического факторов в размещении промышленного оруденения и его зональное развитие.

Роль литолого-стратиграфического фактора в контроле оруденения выражена в приуроченности всей промышленной сульфидной минерализации к толще благоприятных для рудоотложения вулканоген-

ных пород среднеюрского возраста — кварцевым андезитами, андезитодацитами, разнообразным туфам и игнимбритами средне-кислого состава и миндалекаменным андезитами и их брекчиевыми лавами. Наличие многочисленных мелких рудопроявлений меди в верхнеюрско-нижнемеловых вулканитах не меняет общего значения отмеченной закономерности.

Рудоконтролирующая роль структурных факторов наиболее четко выражена в приуроченности большинства рудоносных участков и рудных тел как жильного, так и штокверкового типов к зонам крупных разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера — Мец-Магаринского, Каварт-джурского, Восточно- и Западно-Саядкарских, Башкендского и др. Наибольшая концентрация рудных тел отмечается вдоль зоны Мец-Магаринского разлома. В последнее время установлено также наличие тесной пространственной ассоциации рудных тел и их скоплений с дайками основного состава — диабазовыми и габбро-диабазовыми порфиритами [1].

В пространственном распределении оруденения наблюдаются также элементы горизонтальной зональности, которая выражена в закономерной смене с запада на восток серноколчеданных руд медноколчеданными и далее полиметаллическими рудами. Отмеченная зональность, по мнению большинства исследователей, обусловлена многостадийным характером рудоотложения на фоне постепенного перемещения с запада на восток процесса формирования и раскрытия рудовмещающих структур.

Из выявленных новых закономерностей в размещении оруденения наиболее важным является установление пространственной приуроченности месторождений и большинства рудопроявлений к крупным палеовулканическим сооружениям и расположенным в их пределах мелким вулканическим аппаратам. Так, например, Кафанское медноколчеданное и Шаумянское золото-полиметаллическое месторождения размещены в пределах среднеюрского Кавартского палеостратовулкана, а Норашенинское, Арачадзорское, Дзорастанское и др. рудопроявления тяготеют к более мелким вулканическим центрам, находящимся на склонах этого крупного сооружения. Менее изученным с точки зрения рудоносности, но достаточно четко выявленным геологическими наблюдениями, является крупное среднеюрское Антарашатское вулканическое сооружение, расположенное в бассейне верхнего течения р. Халадж, в пределах которого также отмечается ряд рудопроявлений (Антарашатское, Чанахинское и др.).

Приуроченность вышеотмеченных палеостратовулканов и ряда мелких вулканических аппаратов к магмоконтролирующей зоне разлома, проходящей вдоль долины р. Халадж, позволяет предположить об ее важной роли в качестве крупной рудоконтролирующей структуры.

Аналогичная картина пространственной приуроченности ряда рудопроявлений меди, золота и полиметаллов (Барцраванское, Галидзорское, Тандзаверское и др.) к Барцраванскому крупному палеовулканическому сооружению позднеюрско-раннемелового возраста установлена и в северной части рудного района.

В пределах самих вулканических сооружений обнаружено тяготение рудной минерализации к породам средне-кислого состава, принадлежащих субвулканической, жерловой и околожерловой фациям, которые нередко охвачены процессами газогидротермальной деятельности вулканических аппаратов с образованием обширных полей пропилитов стадии кислотного выщелачивания, венчающихся выходами вторичных кварцитов. Гипсометрически высоко расположенные минеральные фации последних (монокварцевая, алунитовая, дижкитовая, диаспоровая) практически безрудны, однако они фиксируют участки наиболее интенсивного просачивания сернокислотных газогидротермальных растворов и нередко являются индикаторами происходящих на глубине процессов образования сульфидов. Массовое отложение сульфидных минералов сопряжено с процессом формирования гипсометрически низко размещенных фаций вторичных кварцитов (серицитовой, реже дижкитовой) и залегающих под ними минеральных новообразований пропилитов стадии кислотного выщелачивания (фации—серицит-хлоритовая, серицит-карбонатная, хлорит-карбонатная). Установление тесной пространственной и генетической приуроченности рудной минерализации к определенным фациям гидротермальных метасоматитов, а также выявление четкой зональности в их развитии, является одним из важных результатов наших исследований.

Проводимыми за последние годы геохимическими работами по выделению первичных эндогенных ореолов и гипергенных потоков рассеяния охвачена почти вся территория Кафанского рудного района.

Шлиховая съемка (руководитель работ А. Г. Мидян) в пределах рудного района выявила ряд аномальных ореолов рассеивания минералов меди, цинка, свинца, молибдена, ртути и золота.

Под руководством К. Р. Варданяна выполнены геохимические исследования методического и поискового характера разного масштаба как на известных месторождениях, так и по всей площади рудного района.

Результатом проведения площадных крупномасштабных геохимических работ явилось выделение ряда участков развития аномальных моноэлементных и мультипликативных ореолов рудных металлов. Перспективность таких участков обосновывается широким развитием здесь надрудных ореолов и высокими значениями коэффициента геохимической зональности.

За последние годы геофизическими работами [2, 3] выяснен ряд вопросов, касающихся глубинного геологического строения, разнохарактерных структур и др. Кафанского рудного района. Эти исследования прямым или косвенным образом способствуют выявлению закономерностей размещения оруденения. Электроразведкой установлены аномальные площади развития сульфидных минералов на глубине. Магнито- и гравиразведка выявили ряд вулканоструктур и участки зон активного магматизма и подъема фронта метаморфизма. Сейсморазведкой определены границы раздела «базальтового» и «гранитового» слоев, положение доскладчатого и складчатого фундаментов, а также выявлено

множество разрывных нарушений самых разнообразных ориентаций и глубин проникновения.

На основании приведенных выше магматических, литологических, структурных предпосылок, а также прямых и косвенных поисковых признаков, имеющих первостепенное значение для оценки отдельных потенциально рудоносных площадей, нами составлена карта геологических предпосылок и поисковых критериев на медно-полиметаллическое оруденение. На этой карте специальными значками показаны центры вулканической деятельности различного возраста. В пределах вулканических сооружений выделены контуры литологически благоприятных в отношении локализации оруденения пород экструзивно-субвулканической и эффузивной фаций. Показаны крупные магмоконтролирующие структуры северо-западного простирания, кольцевые и дугообразные разломы, развитые в пределах палеовулканических сооружений, а также сочетающиеся с ними некоторые близширотные разрывные нарушения и зоны трещиноватости, отражением которых могут являться основные рудовмещающие структуры на главных рудных объектах района. Приведены контуры рудосопровождающих гидротермальных метасоматитов—вторичных кварцитов и пропилитов стадии кислотного выщелачивания. Показаны мультипликативные геохимические ореолы, составленные по величинам коэффициента геохимической зональности, превышающим значения $Pb \times Zn \times Ag \times Ba / Mo \times Cu \times Co \times Sn \geq 5$. Приводятся шлиховые ореолы минералов меди, свинца, цинка, молибдена и золота. На карте показаны площади, выделенные по данным геофизических работ как перспективные, соответствующие зонам активного магматизма и подъема фронта метаморфизма. Отдельными значками показаны разномасштабные рудные объекты—месторождения, рудопроявления и пункты рудной минерализации.

Вся вышеприведенная информация, нанесенная на карту геологических предпосылок и поисковых критериев, позволила нам проанализировать комплекс имеющихся данных и выдвинуть ряд перспективных в отношении оруденения площадей.

Прогнозная оценка перспективных площадей

Анализ комплекса данных, сведенных на карте геологических предпосылок и поисковых критериев на медно-полиметаллическое оруденение, позволил составить карту перспективных площадей изученной нами части Кафанского рудного района (рис. 1) и обосновать потенциальную рудоносность их отдельных участков. На этой карте перспективные площади, по совокупности различных благоприятных факторов, подразделяются на первой, второй и третьей очереди. При определении очередности перспективных площадей учитывалось наличие наиболее важных поисковых критериев и предпосылок.

Площади первой очереди (А) выделены на основании наличия полного комплекса геологических предпосылок и прямых и косвенных поисковых признаков, в то время как площади второй (Б) и третьей (В) очереди характеризуются неполным комплексом таковых.

Перспективные площади первой очереди размещены в пределах крупных палеостратовулканов—Кавартского, Антарашатского (среднеюрских)—А-1 и Барцраванского (позднеюрско-раннемелового)—А-2.

Перспективная площадь А-1 (около 100 кв. км) фактически охватывает территорию Кафанского рудного поля, вытянута в СЗ направлении от совхоза Сюник до МТФ Чанакчи на 20 км, при средней ширине в 5 км.

В площадь А-1 входят собственно Кафанское и Шаумянское месторождения, а также известные рудопроявления—Норашеникское, Арачадзорское, Геханушское, Антарашатское и другие.

Наиболее реальные возможности увеличения запасов руд в ближайшие годы связываются с непосредственными флангами Кафанского и Шаумянского месторождений, обоснование перспективности которых было приведено ранее в докладных записках, а также в виде заключений и рекомендаций в многочисленных научных отчетах.

Ниже приводится описание отдельных перспективных участков в пределах площади А-1 и обоснование потенциальной их рудоносности.

Норашеникский участок площадью в 6 кв. км находится на левом склоне среднего течения р. Халадж в районе с. Норашеник. Территория рудопроявления (рассматриваемого нами совместно с участком Бадалюрт) представляет собой непосредственное продолжение участка «Перевальный», являющегося, в свою очередь, северным флангом Кафанского месторождения.

Норашеникский участок пространственно приурочен к небольшой вулкано-жупольной постройке, расположенной в районе пересечения крупного магмоконтролирующего Халаджского разлома с Мец-Магаринским и Хотананским нарушениями. В пределах рудоносного участка указанные линейные нарушения сочетаются с кольцевыми структурами, которые хорошо дешифрируются на аэроснимках и устанавливаются геофизическими методами.

В геологическом строении участка проявляется много общих черт с таковым Кафанского месторождения. Здесь развиты породы нижнего байоса—андезиты, андезитобазальты и их гналокластиты, прорванные субвулканическими телами кварцевых дацитов, наиболее крупное из которых приурочено к центральной части постройки и имеет вытянутую в широтном направлении кольцеобразную форму. Отмечается также ряд близширотных и близмеридиональных даек андезитового и, реже, диабазового состава.

К северу описываемые породы перекрываются туфами, туфопесчаниками и брекчиевыми лавами андезитобазальтов позднеюрского возраста. С запада участок ограничивается Хотананским разломом, по которому приведены в тектонический контакт породы средней и верхней юры, а с востока граница среднеюрских и верхнеюрских пород также проходит по небольшому тектоническому нарушению вдоль русла р. Бадалюрт. На юге породы, слагающие участок, перекрываются четвертичными базальтами долины р. Халадж.

На участке Норашеник среди гидротермально измененных пород наибольшим развитием пользуются хлорит-карбонатные и эпидот-хлоритовые метасоматиты; хлорит-серицитовые пропилиты менее распространены и связаны, главным образом, с интенсивно минерализованными зонами. Местами аналогичную связь обнаруживают хлорит-карбонатные породы.

Проведенными за последние годы на участке комплексными геофизическими исследованиями подтверждено наличие вулкано-купольного сооружения. По А. А. Халатяну и др. [3] из выявленных в Кафанском рудном районе радиально-концентрических структур наиболее обширной и хорошо проявляющейся в поле линейментов является Норашеникская структура.

Детализационными геохимическими работами, руководимыми К. Р. Варданяном, установлено, что наиболее существенными из всех выявленных в Кафанском рудном поле аномалий являются те, которые оконтуривают Норашеникское и Бадалюртское рудопроявления, что подтверждается концентрированностью на этих участках первичных ореолов элементов надрудной группы и относительно высокой величиной индикаторного отношения. Участок проявления довольно детально опробован буровыми и горными работами, за исключением площади, расположенной южнее с. Норашеник. Многими из пройденных выработок вскрыты кварц-пирит-халькопиритовые жилы мощностью до 20—30 см, а также зоны прожилково-вкрапленного оруденения. Некоторые из жил прослежены горными выработками в близширотном направлении на протяжении 100—120 м.

Таким образом, полный комплекс благоприятных структурно-геологических, геофизических и геохимических предпосылок, а также прямые подсечения значительного количества рудных тел овидетельствуют о высокой перспективности Норашеникского участка, который в ближайшее время может стать объектом детальных геологоразведочных работ.

Арачадзорский участок практически является северо-западным продолжением Кафанского месторождения и охватывает территорию (около 7 кв. км), расположенную в районе с.с. Арачадзор и Дзорастан. Нашими работами на этом участке выявлено вулканическое сооружение среднеюрского возраста, в строении которого принимают участие такие благоприятные для локализации оруденения породы, как туфы и игнимбриты кварцевых дацитов, базокварцевые андезитодациты, миндалекаменные андезиты, андезитобазальты, прорванные дайками и штоками кварцевых дацитов и риодацитов.

На Арачадзорском участке выявлен ряд северо-восточных, субширотных и северо-западных нарушений. Одно из рудоконтролирующих нарушений северо-восточного простирания, по видимому, являющееся южным продолжением Хотананского разлома, подсечено на 470 метре ствола штольни 8.

Необходимо отметить, что в гребневой части между ручьями Арачадзор и Дзорастан обнаружены отдельные обрывки кварц-пиритовых жил, протягивающихся в субширотном направлении в виде сильно заокисленных (лимонитизированных) полос.

В пределах описываемого участка широким развитием пользуются пропилиты стадии кислотного выщелачивания и вторичные кварциты, развитые по средне-кислым породам. На этой площади геохимическими работами выявлены вытянутые в северо-западном и близмеридиональном направлениях мультипликативные ореолы с высокими значениями коэффициента геохимической зональности.

В пределах описываемого участка пройдены горизонтальные выработки (штольни № 8, 11) и пробурены многочисленные скважины глубиной до 500 м. Подсеченные и прослеженные штреками рудные жилы имеют различные мощности, колеблющиеся в широких пределах (от 5—10 до 80 см), нередко с промышленным содержанием меди. Некоторые скважины на различных гипсометрических уровнях также подсекли рудные жилы, заслуживающие внимания.

Таким образом, на основании комплекса благоприятных факторов, геологических предпосылок и поисковых критериев Арачадзорский участок также следует отнести к числу наиболее перспективных площадей, на котором необходимо провести разведочные работы с целью обнаружения скрытых рудных тел медноколчеданного типа.

Геханушский участок расположен на правом берегу р. Вохчи, в районе нижнего течения р. Гехануш и охватывает территорию, расположенную на обоих ее берегах, площадью в 5 кв. км. Этот участок практически представляет собой южное продолжение Шаумянского месторождения, где в отличие от последнего широко развиты миндалекаменные андезиты и их гналокластиты среднеюрского возраста, прорванные многочисленными дайками диабазов, габбро-диоритов, андезитов и андезитодацитов, простирающихся, преимущественно, в субширотном и близмеридиональном направлениях. На этой территории отдешифрированы кольцевые и субширотные разрывные структуры, совпадающие с границами распространения среднеюрских образований.

В районе хвостохранилища, на правом берегу р. Гехануш, нами обнаружены выходы кварц-полиметаллических жил. Одна из таких жил (аз. падения 20° , $< 60^\circ$, мощностью в 60 см) прослежена на 200—250 м. Другие жилы выступают в виде отдельных обрывков субширотного простиранья длиной в 3—5 метров, при мощности в 30—50 см. В этих жилах установлены пирит, халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит, галенит.

Следует отметить, что пробуренные в бассейне р. Гехануш поисковые скважины на различных гипсометрических уровнях подсекли рудные жилы, выдержанность которых, однако, по падению и простиранью осталась невыясненной.

Антарашатский участок расположен в бассейне верхнего течения р. Халадж и занимает площадь около 15 кв. км. Участок сложен среднеюрскими миндалекаменными андезитами (андезитобазальтами), их брекчиевыми лавами, гналокластитами, а также туфами и игнимбритами среднекислого состава, которые прорываются экструзивно-субвулканическими телами андезитодацитового и дацитового составов среднеюрского возраста, а местами—риодацитами поздней юры—раннего мела.

Вдоль длинной оси площади участка проходит Халаджский магмо-контролирующий разлом, а поперечные кольцевые и секторные сбросы близмеридионального направления разбивают участок на ряд блоков, в пределах которых развиты близширотные трещины с преимущественно южными крутыми падениями.

В отношении рудоносности достаточно перспективными являются выходы вторичных кварцитов и окаймляющих их пропилитов стадий кислотно-выщелачивания. Метасоматиты приурочены к жерловым и околожерловым фациям, развитым в восточной части крупной Антарашатской вулканической постройки, и сформировались за счет лав, брекчиевых лав, туфов, игнимбритов и секущих тел от андезитового до риодацитового составов. На этом участке ранее проводилось поисковое бурение. Было пробурено около 15 скважин глубиной 300—500 м, некоторые из них подсекли убогую сульфидную минерализацию на интервалах 100—350 м. Однако большинство скважин было пройдено очень крутыми углами с наклоном в южные румбы.

По нашим данным, потенциально рудоносные (и рудоконтролирующие) структуры на этом участке имеют близширотное простирание с южными падениями (как и большинство рудоносных структур Кафанского и Шаумянского месторождений). Поэтому скважины необходимо задавать с наклоном в северные румбы, навстречу вероятным рудоносным структурам.

Следует особо подчеркнуть широкое развитие мелкозернистого пирита в дижитовых и, что более важно, алунитовых кварцитах. Формирование гипсометрически высоко расположенных минеральных фаций вторичных кварцитов, в особенности алунитовой, протекает в условиях низких значений pH и при относительно высоком окислительном потенциале среды минералообразования, где железо, в основном, фиксируется в виде гематита; отложение равновесного с алунином пирита наблюдается сравнительно редко и свидетельствует об относительно низких значениях Eh и достаточно высоком парциальном давлении сероводорода. Это явление может оказаться индикатором интенсивных гидротермальных процессов, происходящих в глубоких горизонтах с участием обильного сероводорода, то есть процессов метасоматоза и массового сульфидного рудотложения.

Вышеотмеченные факты, в совокупности с широким развитием разрывов близширотного простирания, позволяют нам считать Антарашатский участок перспективным в отношении обнаружения полиметаллического (с золотом, серебром) оруденения как прожилково-вкрапленного, так и жильного типов. Не исключена возможность обнаружения на более глубоких горизонтах оруденения медно-порфирового типа (возможно с молибденом).

Этот участок, согласно геофизическим данным, является аномальной площадью, соответствующей зонам активного магматизма и подъема фронта метаморфизма и рекомендуется в качестве перспективной. Следует однако отметить, что геохимическими работами эта площадь считается зоной рассеянной минерализации несмотря на то, что обна-

руженные на участке ореолы по величинам своих коэффициентов геохимической зональности ни качественно, ни количественно не уступают таковым, приведенным для Кафанского месторождения. По нашему мнению, эта площадь нуждается в постановке на ней детальных геохимических поисков для выяснения перспектив ее глубоких горизонтов. Отметим также, что на этой территории шлиховой съемкой установлены обширные ореолы минералов меди, свинца, цинка и молибдена.

К перспективной площади А-2 относится Барцраван-Шурнух—Тандзаверский участок площадью в 35 кв. км, занимающий территорию, расположенную между одноименными селениями.

Сюда не включена территория известного в районе собственно Барцраванского рудопроявления, расположенная между с.с. Галидзор, Барцраван и Пашараджур, на которой ранее велись и ныне проводятся поисковые и геологоразведочные работы. Эта площадь нам представляется перспективной, что подкрепляется как геологическими, так и геохимическими данными. Отметим и немаловажный факт установления нами среди поля гидротермально измененных пород алунит- и диаспор-содержащих кварцитов, сформированных за счет субвулканических тел, эффузивов и туфов риодацитового, дацитового и андезитового составов, что увеличивает возможность обнаружения на глубине сульфидного оруденения (сохранены гипсометрически высоко расположенные фации вторичных кварцитов).

На выдвигаемом нами участке широко развиты вулканиты преимущественно верхнеюрско-нижнемелового комплекса, слагающие крупную вулканическую постройку центрального типа. Основание постройки сложено эффузивными миндалекаменными андезитобазальтами, их брекчиевыми лавами, реже туфами, местами с линзами и прослоями мелководных и рифогенных известняков. На склонах частично эродированной постройки местами сохранены потоки андезитов, дацитов, риодацитов и их игнимбритов. Эти породы прорываются субвулканическими штокообразными телами кварцевых андезитов и диорит-порфиритов, которые в своих центральных частях приобретают облик порфировидных интрузивов, а в периферийных—образуют характерные автомагматические брекчии. Сейсморазведкой на глубине устанавливается наличие достаточно крупного интрузивного тела, сателлитами которого, вероятно, являются вышеотмеченные штоки кварцевых диорит-порфиритов.

На этой территории развит ряд разрывных нарушений близширотного и близмеридионального направлений, а также кольцеобразные и секториальные сбросы, дешифрируемые на средне- и крупномасштабных аэрофотоснимках и подтвержденные полевыми наблюдениями; наличие некоторых из этих разрывов подтверждено и данными сейсмо-, гравиметрических и магниторазведок. Геофизические исследования указывают и на наличие радиально-концентрической вулканической постройки, центр которой совпадает с выходом одного из штоков кварцевых диорит-порфиритов (Тандзаверская вулкано-структура).

Следует особо выделить зону разрывов близширотного северо-восточного и северо-западного направлений, шириной 1—1,5 км и протя-

женностью более 5 км. на правом берегу р. Дыжохадзор (Джейнемдере) в ее верхнем и среднем течении, заключенную между двумя кольцеобразными сбросами, плоскости которых падают в северные румбы, и развитую по андезитам эффузивной и кварцевым андезитам и диорит-порфиритам субвулканической фаций. Внутри зоны плоскости отдельных трещин падают преимущественно в южные румбы под крутыми углами.

Учитывая широкое развитие в зоне фаций гидротермальных метасоматитов, принадлежащих вторичным кварцитам и пропилитам стадии кислотного выщелачивания, местами содержащих обильную вкрапленность и маломощные прожилки пирита и других сульфидов, можно эту зону считать перспективной для обнаружения в ее пределах медного и полиметаллического (с золотом, серебром) оруденения прожилково-вкрапленного и жильного типов. Не исключена возможность перехода полиметаллического и медно-порфирового оруденения с глубиной в молибденовое. Это предположение, помимо сугубо теоретических соображений, подкрепляется тем фактом, что субвулканические тела кварцевых диорит-порфиритов, местами приобретающих интрузивный порфировидный облик, являются аналогами рудовмещающих штоко- и дайкообразных тел кварцевых диорит-порфиритов Шикахохского медно-молибденового месторождения.

Предположение о потенциальной рудоносности данной территории подкрепляется и данными по вертикальной скважине 882 глубиной 340 м, пробуренной в восточной части зоны в 1975 г. На глубинах 212—305 м скважина подсекла ряд рудных интервалов мощностью 1—6 м (в целом 18 м), представленных вкрапленностью сульфидов и разноориентированными маломощными кварц-серицит-хлорит-карбонатными прожилками с пиритом, реже халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Результаты опробования указывают на наличие сотых долей процента меди, цинка и свинца, следов золота и высоких содержаний серебра.

Считаем, что при крутом падении потенциально рудоносных близширотных структур, заложение вертикальных скважин нецелесообразно. Скважины должны задаваться либо наклонные—навстречу падению структур, либо горизонтальные—в зависимости от условий рельефа, и с обязательным учетом уровня эрозионного среза гидротермальных метасоматитов.

Другим участком на этой территории, заслуживающим постановки поисково-разведочных работ, является область развития дацитов, риодацитов и их рионгнимбритов, прорванных субвулканическими телами риодацитов и кварцевых диорит-порфиритов севернее, северо-восточнее и восточнее с. Тандзавер. На участке наблюдается широкая (более 2 км) зона трещиноватости близширотного простирания, вероятно, являющаяся результатом воздействия крупного нарушения близширотного северо-западного простирания, проходящего вдоль долины р. Кашуни (Чайзами), фиксируемого, помимо геологических, и данными геофизических работ. В пределах зоны развиты каолинитовые и серицитовые кварциты, а также пропилиты стадии кислотного выщелачивания серицит-карбонатной и, реже, серицит-хлоритовой фаций. Местами наблюдается вкрапленность пирита, в большинстве случаев превращенного в лимонит.

В районе с. Тандзавер обнаружен ряд аномалий с достаточно высокими значениями коэффициента геохимической зональности, однако, к сожалению, территория, размещенная восточнее меридиана, проходящего примерно по выс. Кармиркар, геохимическими поисками не охвачена.

Перспективные площади второй очереди (Б), в основном, тяготеют к небольшим вулканическим аппаратам, развитым в пределах верхнеюрско-нижнемеловых образований. К их числу нами отнесены участки Дзорастан, Чакатен, Гедаклу.

К перспективным площадям третьей очереди (В) относятся участки Малдашский, Чимянский, Комбахский, Хуступский, приуроченные к палеогеновым вулканогенным образованиям, и Епвардокий—к известнякам раннемелового возраста.

Вышеперечисленные участки второй и третьей очереди обозначены и оконтурены на карте перспективных площадей (рис. 1), а их геологическую характеристику в данной статье считаем нецелесообразной.

Резюмируя вышесказанное, с уверенностью можно сказать, что Кафанский рудный район еще не исчерпал свои потенциальные возможности. При проведении правильно организованных и целенаправленных поисково-разведочных работ могут быть обнаружены новые скопления промышленных руд.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 24. VI 1982.

Ս. Ա. ԶՈՂԱՐՅԱՆ, Ս. Հ. ԱԶԻԳՅՈՋՅԱՆ, Հ. Գ. ՄԻՐԶՈՅԱՆ, Խ. Հ. ՍԱՐԿՍՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԵՎ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկացված են Ղափանի հանքային շրջանի պղնձի և պղինձ-բաղամամետաղային հանքայնացման հեռանկարների կանխատեսումնային գնահատման ուղղությամբ կատարված բաղամայա հետազոտությունների արդյունքները: Լուսարանված են հանքայնացման տեղաբաշխման հիմնական օրինաչափությունները, որոնոդական ղափանիշներն ու երկրաբանական նախադրյալները, որի հիման վրա հետևություններ են արվում մի շարք հանքաերևակումների և հանքաեր տեղամասերի հեռանկարայնության աստիճանի մասին: Կանխատեսման երկրաբանական նախադրյալներից և հեռանկարայնության աստիճանից կախված հանքաեր տեղամասերը բաժանվում են՝ առաջին, երկրորդ և երրորդ հերթի: Բերվում է առաջին հերթի տեղամասերի երկրաբանական կառուցվածքի նկարագրությունն ու հեռանկարայնության հիմնավորումը:

THE KAPHAN ORE REGION MINERALIZATION DISTRIBUTION REGULARITIES AND PROSPECTS ESTIMATION

Abstract

The results of many years investigations on prognostic estimation of the Kaphan ore region copper and polymetallic ores are summarized. The mineralization distribution main regularities as well as the prospecting criteria and geological preconditions are elucidated on the basis of which conclusions are drawn on several manifestations and ore-bearing areas prospects. By the prognostic geological preconditions and prospective degree combinations the ore-bearing areas are divided into first, second and third orders of priority. The first order of priority areas geological structure description and their prospectiveness substantiation are brought.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Зограбян С. А. Новые данные о структурном и магматическом контроле оруденения на Кафанском медно-полиметаллическом месторождении. ДАН Арм.ССР, т. LIII, № 4, 1971.
2. Мирошникова О. В., Сепоян Р. П. и др. Основные элементы тектоники Кафанского рудного района по геофизическим данным. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1976.
3. Халатян А. А., Сепоян Р. П., Громова Н. Н. и др. Центральнокольцевые структуры Кафанского рудного поля по данным магнитной съемки. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1978.

УДК 552.3 : 550.382.3(479.25)

Г. М. АВЧЯН, В. В. НАГАПЕТЯН

ВЛИЯНИЕ ЦИКЛИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ И ДЛИТЕЛЬНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ДАВЛЕНИЯ НА МАГНИТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ БАЗАЛЬТОВ ГАРНИЙСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Исследовано влияние циклической нагрузки и длительного воздействия давления на различные виды остаточной намагниченности, коэрцитивные спектры и разрушающее поле базальтов Гарнийского геодинамического полигона Армянской ССР. Установлено, что циклические нагрузки 20 МПа приводят к изменению естественной остаточной намагниченности до 15—18%, а длительная выдержка пород под нагрузкой приводит к наведенной анизотропии, к уменьшению намагниченности насыщения и уменьшению амплитуды коэрцитивных спектров.

Одним из информативных параметров перераспределения механических напряжений в пределах земной коры является земное магнитное поле. Природа изменения земного магнитного поля в ряде случаев связывается с изменением магнитных характеристик пород—магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности. Лабораторные эксперименты показали справедливость этой связи, что подтверждалось также полевыми наблюдениями. При этом лабораторные исследования проводились в условиях непрерывного роста внешней нагрузки на породу сотни МПа. Было показано, что заметное изменение магнитного поля Земли, обусловленное изменением магнитных характеристик пород, может иметь место лишь при высоких давлениях. Между тем, аналогичные изменения магнитных характеристик пород можно получить и при низких напряжениях, путем изменения режима наложенной нагрузки. Известно, что изменения напряжений в сейсмоактивных зонах земной коры ближе к циклическому режиму, тогда как эксперименты по влиянию давления главным образом проводились при непрерывном росте напряжений до сотни МПа.

В данной работе рассматриваются результаты исследования влияния циклических статических нагрузок на магнитные характеристики пород. Исследования проводились на базальтах из района Гарнийского геодинамического полигона Армянской ССР, с целью дальнейшего использования полученных результатов для интерпретации обсерваторных и полевых наблюдений электромагнитного поля в пределах полигона.

Наряду с циклической нагрузкой в работе рассмотрено также влияние длительной выдержки на намагниченность насыщения, наведенную анизотропию и коэрцитивные спектры базальтов. Длительная выдержка под напряжением предопределяет перераспределение структуры внутренних напряжений и обусловленные этим изменения магнитных структурно-чувствительных параметров.

Исследования проводились на специально изготовленной немагнитной установке, которая позволяет получать статическую нагрузку до 30 МПа неограниченно длительное время. Все детали установки изготовлены из немагнитных металлов.

Исследовались базальты и андезито-базальты четвертичного возраста Гарнийского геодинамического полигона. Магнитные параметры изученных образцов (базальтов и андезито-базальтов четвертичного возраста) меняются в пределах: магнитная восприимчивость χ_0 от 920×10^{-5} СИ до 3800×10^{-5} СИ, остаточная намагниченность I_r от 600×10^{-5} СИ до 5800×10^{-5} СИ.

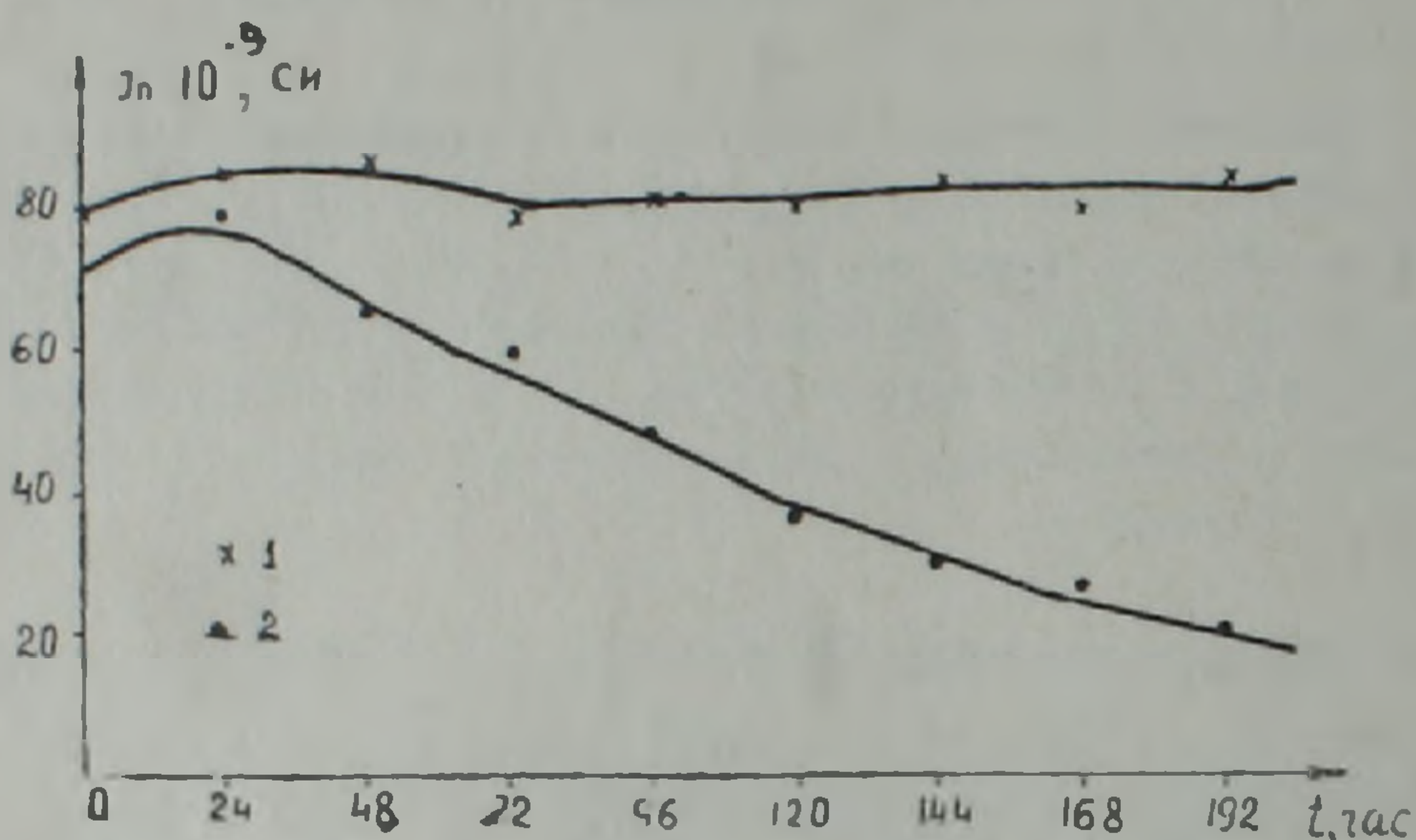


Рис. 1. Изменение естественной остаточной намагниченности без давления (1) в течение 192 час. и под действием одноосной циклической нагрузки $P=20$ МПа (8 циклов) в течение 192 час (2) (Нагрузка приложена по оси Z).

На рис. 1 представлена зависимость изменения естественной остаточной намагниченности образца базальта Гарнийского полигона без воздействия давления и при восьмикратной нагрузке давления 20 МПа в течение 192 часов с интервалом измерения I_n через каждые 24 часа при снятии нагрузки.

Природа и стабильность естественной остаточной намагниченности рассматриваемого базальта, как и других эффузивных пород Армении верхнеплиоцен-четвертичного периода, термоостаточная [4], а ее носителями являются изометрические зерна магнетита размером от 10 до 30—40 микрон, близкими к однодоменному. Вторичный вязкий компонент этих пород незначителен.

Из рис. 1 следует, что I_n дубликата образца, находящегося в аналогичных условиях без нагрузки, не изменяется во времени. Между тем, циклическая нагрузка величиной всего 20 МПа приводит к значительному уменьшению I_n , достигающему 15—18%. Такие изменения базальтов в случае непрерывного роста нагрузки наблюдаются только при давлениях 500—800 МПа [1]. Поэтому эксперимент без нагрузки образца показывает, что образование вязкой остаточной намагниченности исследованных образцов со временем не будет влиять на ход зависимости остаточной намагниченности.

Полученный результат можно рассмотреть с двух позиций:

1) изменение естественной остаточной намагниченности непосредственно связано с наложением и снятием давления;

2) изменение намагниченности связано с временем выдержки образца под давлением.

Для уточнения этих предположений эксперименты были проведены также со временем выдержки 1 час (рис. 2).

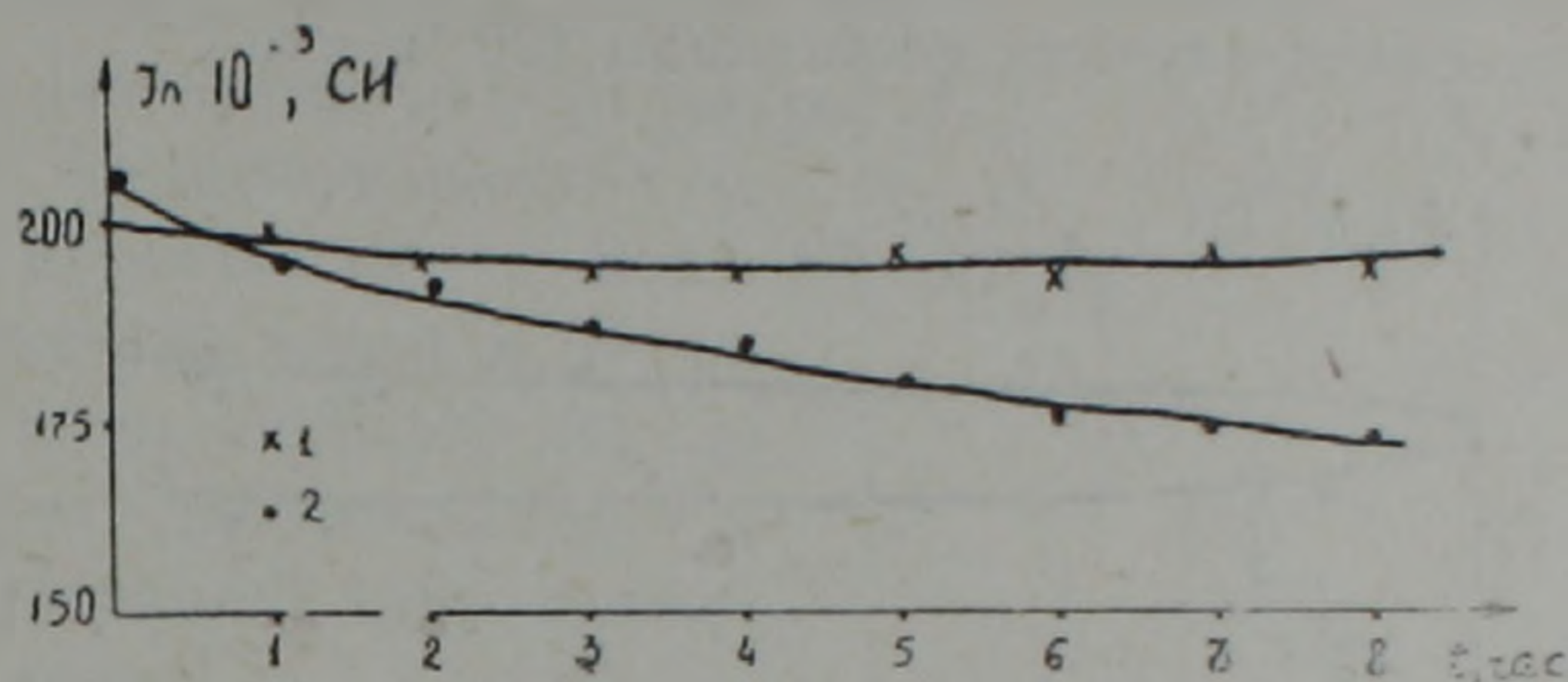


Рис. 2. Изменение естественной остаточной намагниченности без давления в течение 8 час. (1) и под действием одноосной циклической нагрузки $P=20$ МПа (8 циклов) в течение 8 час. (2) (Нагрузка приложена по оси Z).

Как видно из графиков, без нагрузки существенных изменений намагниченности со временем не наблюдается. После циклической нагрузки с режимом 1 час с общей выдержкой 8 часов естественная остаточная намагниченность уменьшается снова на 13—18% по отношению к исходной величине. Сравнение этих результатов позволяет заключить, что в процесс изменения намагниченности основной вклад вносит циклическое наложение нагрузки, а не процесс выдержки под давлением. Эти результаты согласуются с выводами В. А. Шапиро и Н. А. Иванова [1, 8] о влиянии механических ударов на магнитные свойства пород.

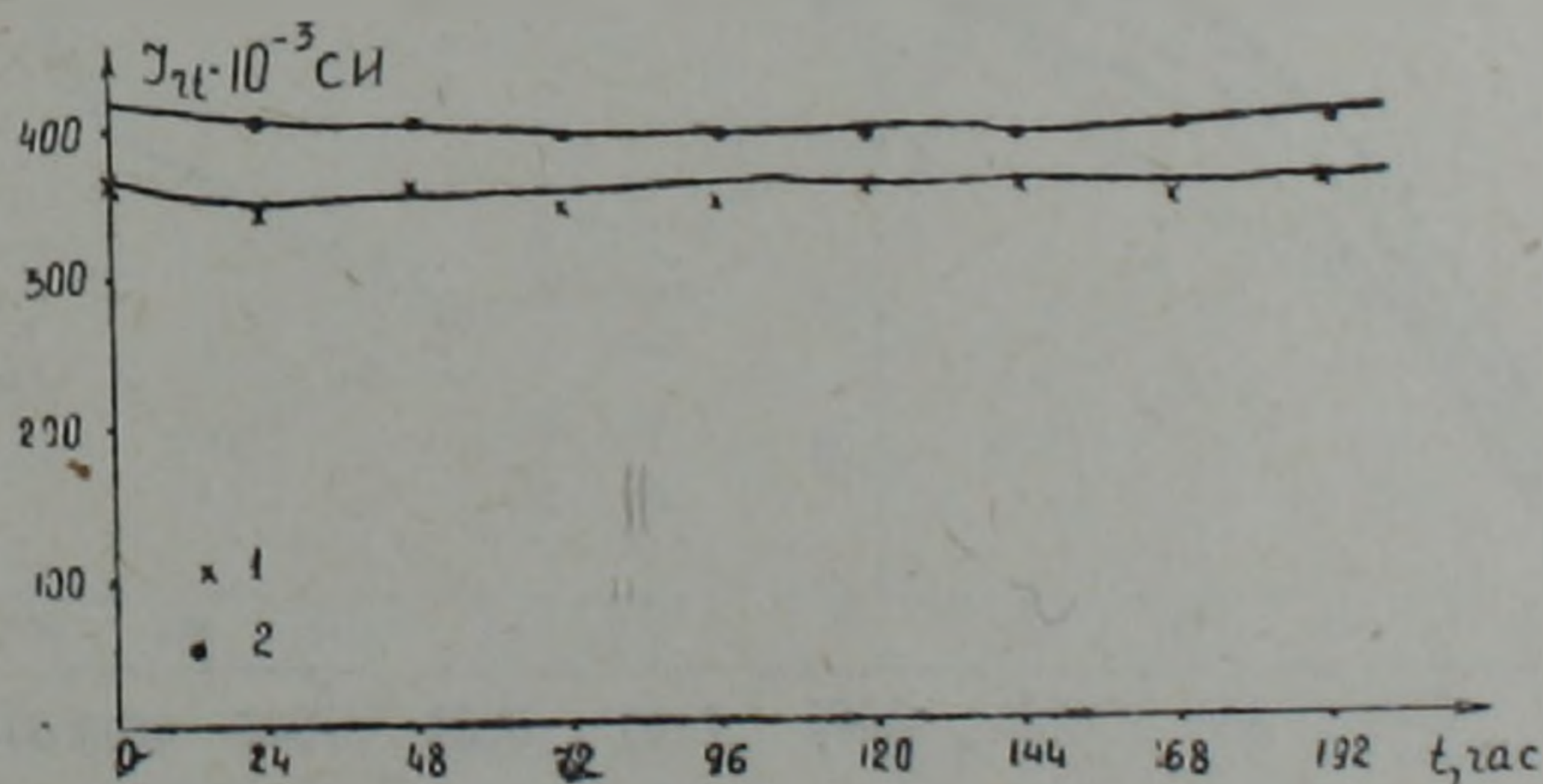


Рис. 3. Изменение термоостаточной намагниченности без давления (1) и под действием одноосной циклической нагрузки $P=20$ МПа (8 циклов) в течение 192 час. (2). (Нагрузка приложена по оси Z).

На рис. 3 и 4 представлены зависимости изменения термоостаточной намагниченности базальта в аналогичных условиях. Термоостаточная намагниченность была создана в лабораторных условиях путем нагрева

образца до точки Кюри и последующего охлаждения до комнатной температуры в поле 40 А/м.

Для термоостаточной намагниченности существенных изменений как со временем, так и после циклической нагрузки не наблюдаются.

Результаты исследования влияния длительного воздействия P на ход кривых остаточной намагниченности нормального намагничивания $J_r(H)$ коэрцитивные спектры $\Delta I/\Delta H$ и разрушающие поля насыщения H'_{cs} приведены на рис. 4, 5, 6, 7. Время выдержки при одноосном давлении 20 МПа во всех случаях составляло 120 часов.

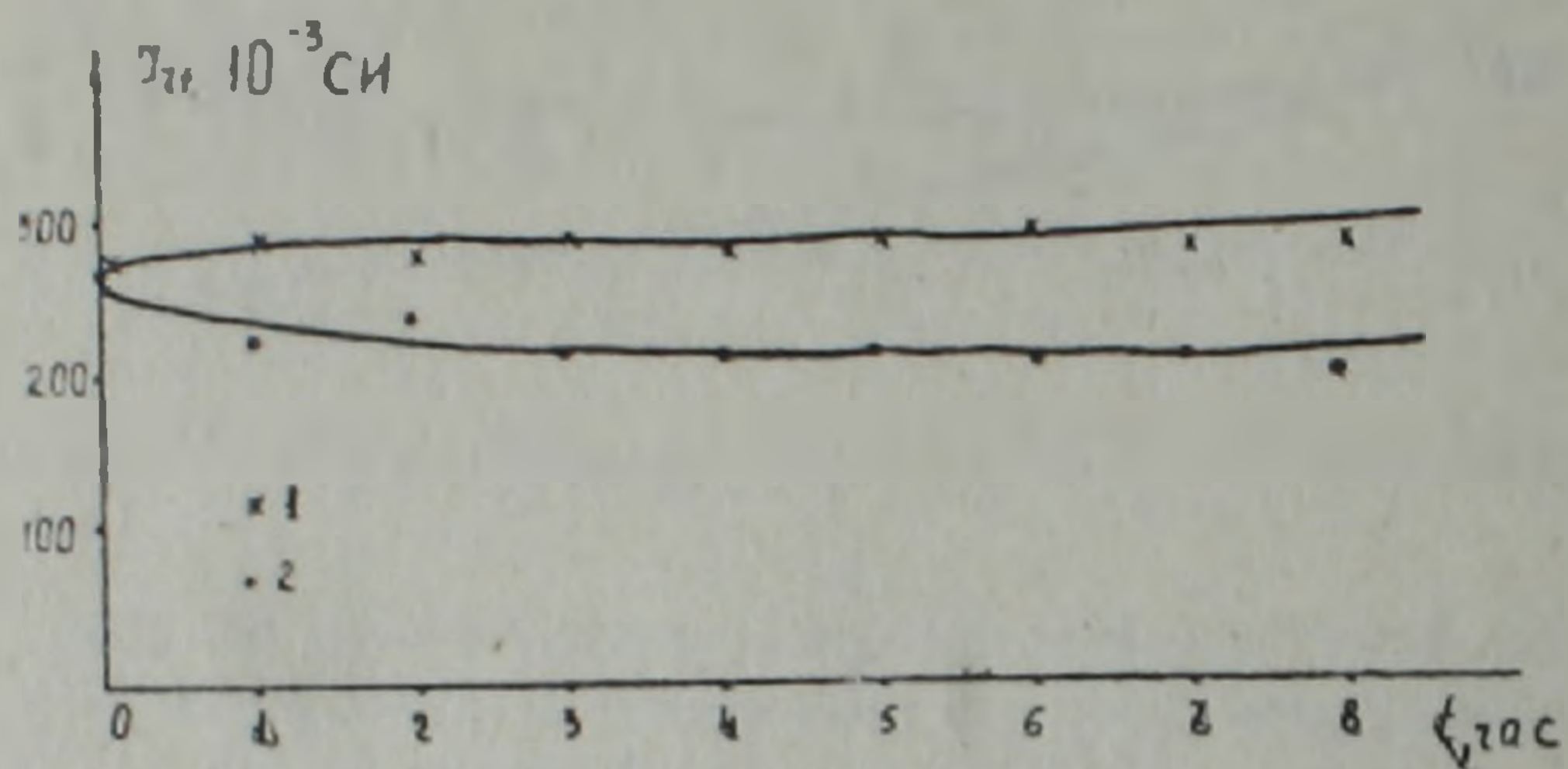


Рис. 4. Изменение термоостаточной намагниченности без давления (1) и под действием одноосной циклической нагрузки $P=20$ МПа (8 циклов) в течение 8 час. (2). (Нагрузка приложена по оси Z).

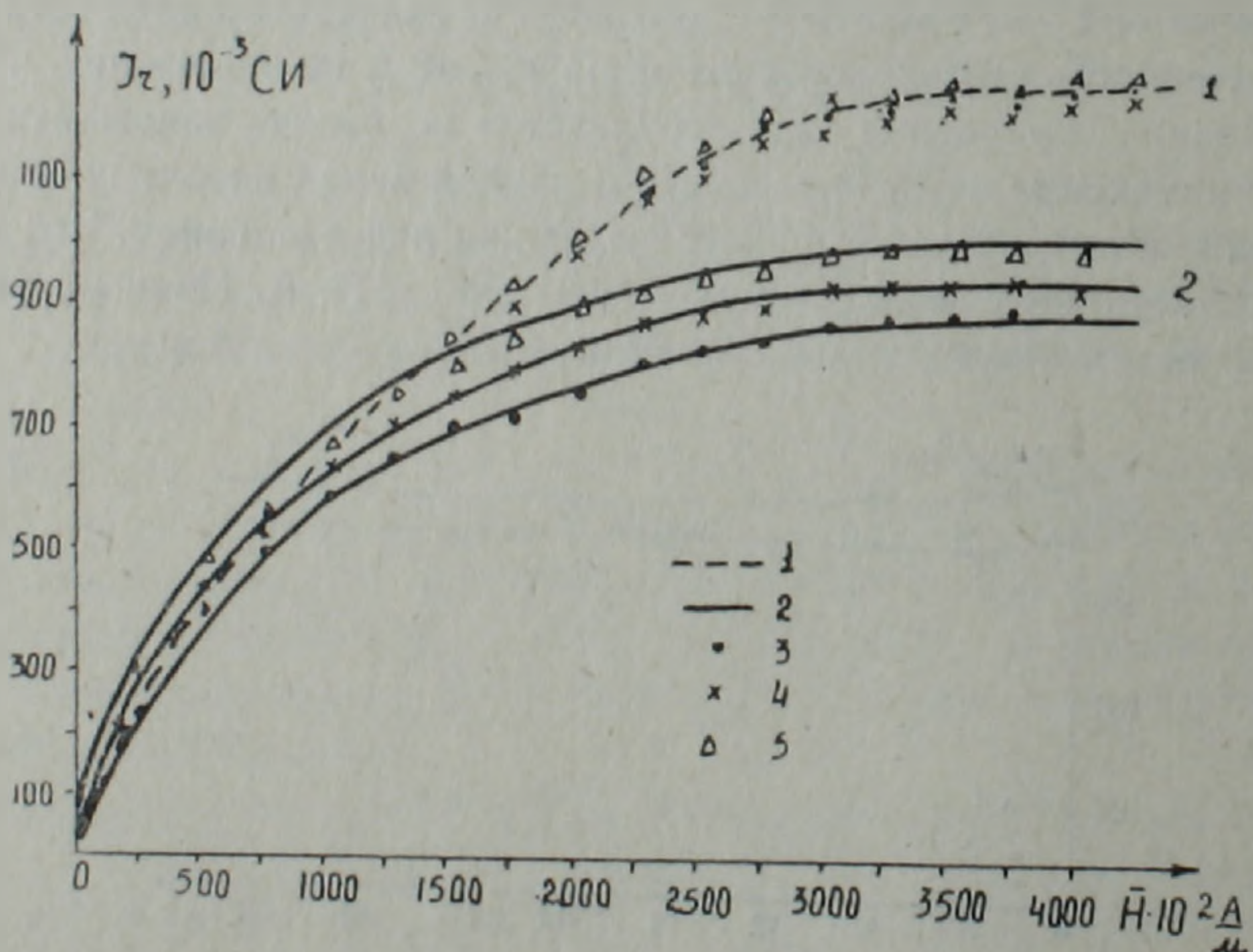


Рис. 5. Кривые остаточной намагниченности (1) и после выдержки (2) под давлением $P=20$ МПа. 1--до выдержки; 2--после выдержки; 3--по оси X; 4--по оси Y; 5--по оси Z.

При расчетах коэрцитивных спектров по кривым нормального намагничивания— $J_r(H)$ была применена методика осреднения экспериментальных величин, известная как «пересчет со скользящими средними» [2].

Максимальное намагничивающее постоянное магнитное поле составляло $15 \cdot 10^5$ А/м. До начала каждого измерения и после снятия кривых намагничивания образцы размагничивались переменным магнитным полем $H = 64 \cdot 10$ А/м.

Кривые остаточной намагниченности нормального намагничивания $J_r(H)$ до наложения длительной нагрузки показали, что образцы намагничиваются довольно трудно и насыщения достигают в полях от $25 \cdot 10^4$ до $3 \cdot 10^4$ А/м. В связи со слабой исходной анизотропией образца, расхождение намагниченности по разным осям не наблюдается. Величина разрушающих полей в образцах достигает от $300 \cdot 10^2$ А/м до $500 \cdot 10^2$ А/м, что свидетельствует о больших внутренних напряжениях исследуемых пород.

Характерные кривые $J_r(H)$, $\Delta J/\Delta H$ и H'_{cs} после выдержки образцов пород в течение 120 часов под одноосным напряжением приведены на рис. 5, 6, 7. Давление накладывалось параллельно оси Z.

Если в исходном состоянии наблюдалось незначительное расхож-

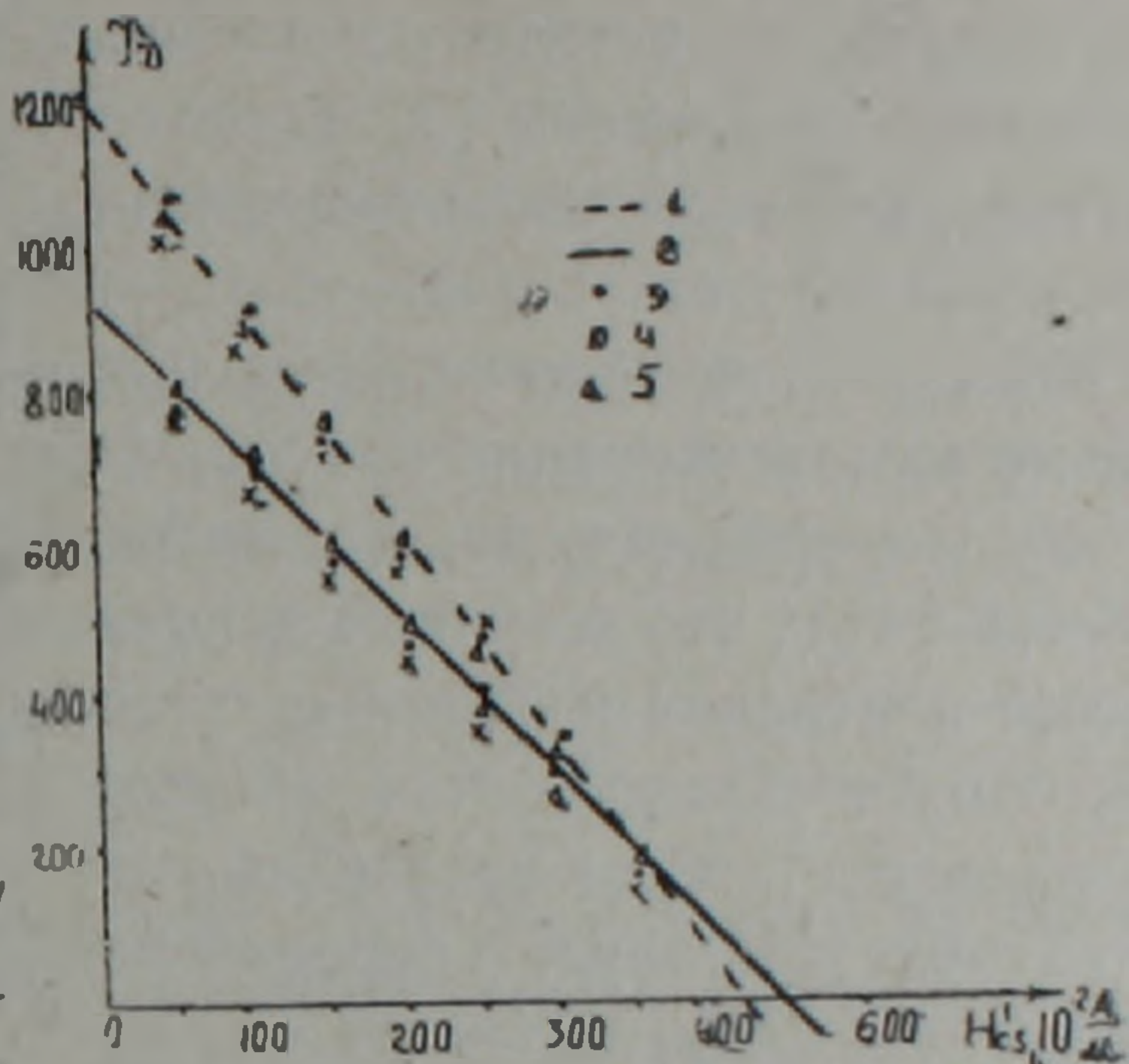


Рис. 6. Кривые разрушающего поля насыщения до (1) и после (2) выдержки под давлением $P = 20$ МПа. 1—до выдержки; 2—после выдержки; 3—по оси X; 4—по оси Y; 5—по оси Z.

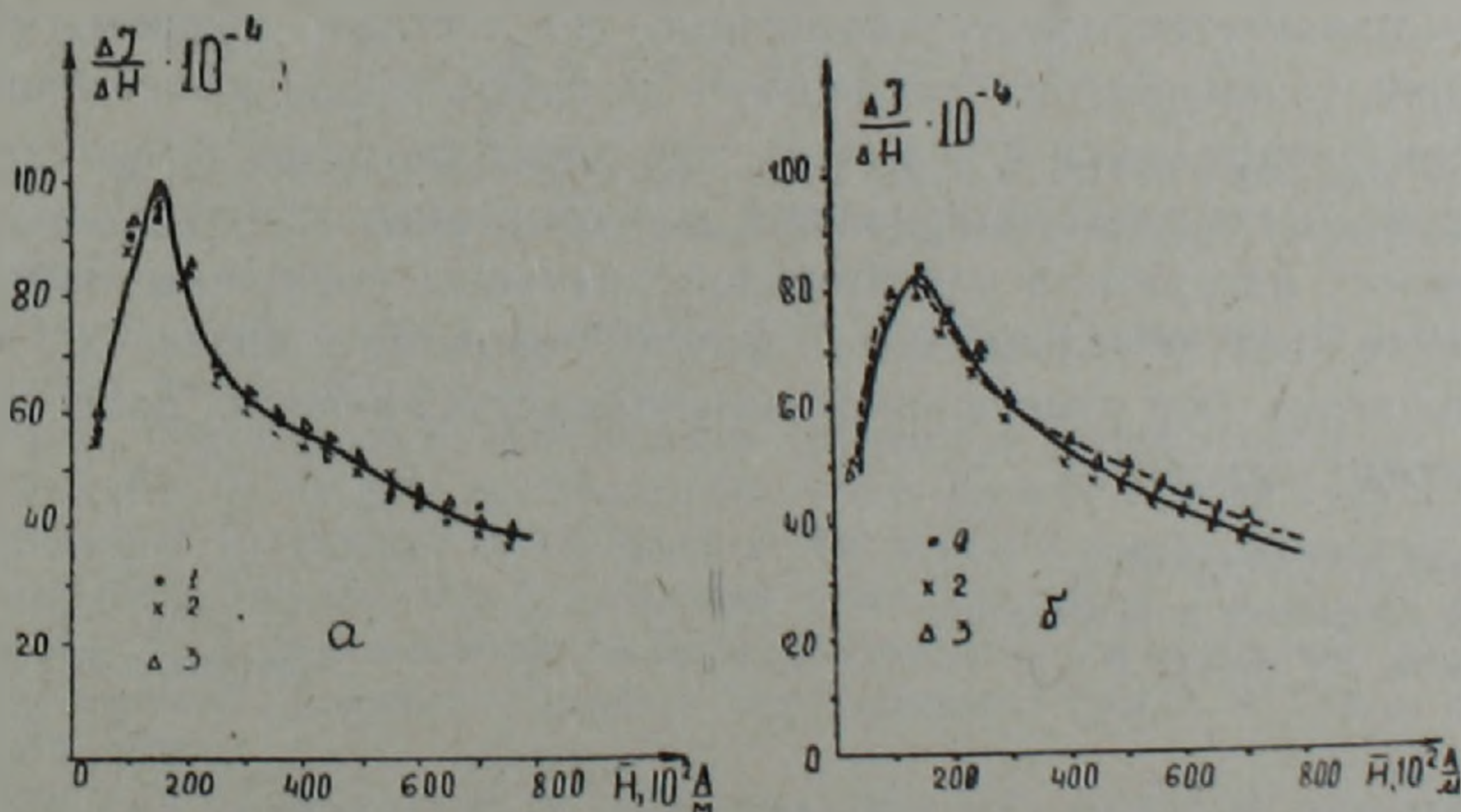


Рис. 7. Кривая коэрцитивного спектра до (а) и после выдержки (б) под давлением $P = 20$ МПа. 1—по оси X; 2—по оси Y; 3—по оси Z.

дение кривых в направлении X, Y, Z, то после выдержки под давлением появляется наведенная нагрузкой анизотропия в направлениях намагничивания. Кривые идут ниже на 5—10% по отношению к исходной кривой (без выдержки). На кривых коэрцитивных спектров $\Delta J/\Delta H$ наблюдается уменьшение амплитуды до 10%, но не наблюдалось смещение коэрцитивных спектров в сторону высоких или низких полей.

После выдержки под механическим напряжением разрушающее поле насыщения H'_{cs} меняется незначительно.

Анализируя полученные результаты, можно заключить, что для образцов, содержащих магнетит при выдержке под давлением относительно большую роль в задержке смещения доменных границ играют потенциальные барьеры, обусловленные большими внутренними напряжениями, одним из источников которых являются дефекты кристаллической решетки-дислокации [3]. В результате выдержки горных пород под действием давления доменные границы могут закрепиться на дислокациях и намагниченность в результате этого может уменьшаться по сравнению с исходным состоянием, поскольку уменьшится число участвующих в процессе намагничивания доменов [6]. Полученные нами данные на магнетитосодержащих породах подтверждают также результаты [5], заключающиеся в том, что исходные напряжения являются определяющими в процессе изменения магнитных структурно-чувствительных параметров, хотя наведенная нагрузкой анизотропия в направлениях намагничивания появляется всегда независимо от состава ферромагнитных включений. Это свидетельствует о перераспределении внутренних напряжений в ферромагнитных включениях.

Известно, что влияние длительного воздействия на характер изменения магнито-структурочувствительных параметров зависит от состава ферромагнитной фракции [5]. Для базальтов Гарнийского полигона установленная закономерность определяется магнетитом, представленным изометрическими зёрнами размерами от 10 до 40 микрон.

Если наведенная нагрузкой анизотропия в направлениях намагничивания появляется всегда независимо от состава ферромагнитных включений, то появляется возможность выделить следы воздействия тектонических напряжений в участках, где предполагается некоторое распределение остаточных напряжений в исследуемых породах. В случае циклических нагрузок незначительной величины возможны изменения магнитного поля, обусловленные горными породами в пределах Гарнийского полигона. Эти изменения соизмеримы со значениями, полученными при высоких давлениях.

Ереванский госуниверситет,
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм.ССР

Поступила 5. VII. 1983.

Հ. Մ. ԱՎԶԱՆ, Վ. Վ. ՆԱԶԱՊԵՏՅԱՆ

ՑԻԿԼԱՅԻՆ ԲԵՌՆՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՃՆՇՄԱՆ ԵՐԿԱՐԱՏԵՎ ՆԵՐԳՈՐԾՈՒԹՅԱՆ
ԱԶԴԵՑՈՒԹՅՈՒՆԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱՌՆԻԻ ԳԵՈԴԻՆԱՄԻԿ ՓՈՐՁԱԴԱՇՏԻ
ԲԱԶԱԼՏԵՆԵՐԻ ՄԱԳՆԵՍԱԿԱՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ ՎՐԱ

Ա Վ Փ Ո Փ Ն Ն

Հետազոտված է ցիկլային բեռնվածության և ճնշման երկարատև ներգործության ազդեցությունը Հայկական ՍՍՀ Գառնիի գեոդինամիկ փորձադաշտի

բազալտների մնացորդային մագնիսացվածության տարբեր տեսակների, կոէր-
յիտիվ սպեկտրների և բայբայման դաշտի վրա: Հաստատված է, որ 20 ՄՊա
հասնող ցիկլային բեռնվածությունները հանգեցնում են բնական մնացորդային
մագնիսացվածության փոփոխմանը՝ 15—18 տոկոսի չափով, իսկ ապարների
երկարատև պահելը բեռնվածության տակ բերում է մակածված անիզոտրոպիա-
յի, հազեցման մագնիսացվածության նվազման և կոէրցիտիվ սպեկտրների
ամպլիտուդաների փոքրացման:

H. M. AVCHIAN, V. V. NAHAPETIAN

THE CYCLIC LOAD AND PRESSURE LONG-TERM COERCION INFLUENCE ON THE MAGNETIC PARAMETERS OF BASALTS OF THE ARMENIAN SSR GARNI GEODYNAMICAL PROVING GROUND

Abstract

The cyclic load and pressure long-term coercion influence on diffe-
rent types of residual magnetization, coercitive spectra and destructive
field of basalts is investigated. The cyclic loads of 20 MPa are establi-
shed to bring to the change of natural residual magnetization up to
15—18%, and long-term loading of rocks leads to an induced anisotropy,
decreasing of saturation magnetization and coercitive spectra amplitudes
shortening.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авчян Г. М. Влияние всестороннего давления до 8000 кг/см² на различные виды оста-
точной намагниченности горных пород. Известия АН СССР, Физика Земли, № 7,
1967.
2. Белоконов В. Л., Кочегура В. В., Шолпо Л. Е. Методы палеомагнитных исследований
горных пород. «Недра», Л., 1975.
3. Бернер К., Кронмюллер Г. Пластическая деформация монокристаллов. М., 1969.
4. Минасян Дж. О. Природа и стабильность естественной остаточной намагниченности
некоторых эффузивных пород Армении. Материалы X съезда по вопросам «Глав-
ного геомагнитного поля и проблемам палеомагнетизма». М., 1976.
5. Тогоидзе Д. А. О зависимости магнитных структурно-чувствительных параметров
вулканических пород от выдержки под давлением. Сообщ. АН Груз. ССР, 85,
№ 2, 1977.
6. Челидзе Т. Л., Челишвили М. Л. и др. Электрические и магнитные свойства горных
пород при повышенных температурах и давлениях. Изд. «Мецниереба», Тбили-
си, 1979.
7. Шапиро В. А. Динамическая остаточная намагниченность и сейсмамагнитный эффект
остаточной намагниченности. Автореф. канд. дисс. М., 1966.
8. Шапиро В. А., Иванов Н. А. Параметры стабильности динамической намагниченности
в сравнении с другими видами остаточной намагниченности. Известия АН СССР,
Физика Земли, № 10, 1966.

УДК 550.837

В. М. ГЕВОРКЯН, С. В. БАДАЛЯН

ИЗУЧЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ РУД ОТ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И СТЕПЕНИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В статье приведены эмпирические зависимости удельного электрического сопротивления, поляризуемости и плотности от минерального состава и степени минерализации руд медных, медно-молибденовых, полиметаллических и кварц-сульфидных месторождений Армянской ССР.

Для выявления связи между физическими свойствами руд и содержанием в них электроннопроводящих и рудных минералов были изучены образцы, характерные для медных, медно-молибденовых, полиметаллических и кварц-сульфидных месторождений. Исследуемые образцы подвергались количественному минеральному анализу в Шлиховой партии геолого-геофизической экспедиции УГ Арм.ССР. На рис. 1 представлено среднее содержание рудных и нерудных минералов в образцах.

Удельное электрическое сопротивление образцов. Экспериментальные данные зависимости удельного электрического сопротивления (ρ) образцов из медноколчеданных, медно-молибденовых, полиметаллических и кварц-сульфидных месторождений от объемного содержания электроннопроводящих минералов представлены на рис. 2.

Электропроводность рудных образцов медноколчеданных (Анкарзор, Алаверди, Шамлуг) и медно-молибденовых (Каджаран, Анкасар) месторождений определяется в основном содержанием халькопирита и пирита, их соотношением с нерудными минералами и характером оруденения. При объемном содержании электроннопроводящих включений (ξ)—до 10%, когда рудные минералы представлены вкрапленниками и прожилковыми вкрапленниками в нерудной массе, удельное сопротивление руд изменяется в широких пределах (50—500 Ом.м) и обуславливается величиной ρ нерудных минералов, а также влажностью образца. При этом в образцах где сульфиды электрически связаны между собою по узким каналам, наблюдается высокая проводимость. В этих образцах отчетливо проявляется анизотропия ρ [3].

Электропроводность рудных образцов полиметаллических (Кафан, Арманис) и кварц-сульфидных (Зод, Меградзор) месторождений определяется содержанием пирита, халькопирита, арсенопирита, галенита и других электроннопроводящих минералов, составляющих 10—15% по объему образца. По данным экспериментов (рис. 2 II, III) при низком содержании ξ , сопротивление руд достигает 800 и более Ом.м. С увеличением ξ до 60—70% от объема образцов ρ постепенно уменьшается до

20—30 Ом. В образцах отмеченных месторождений в качестве плохо проводящих примесей выступают кварц, сфалерит, лимонит, полевой шпат и другие минералы.

Согласно экспериментальным данным, при наличии электропроводящих минералов от 1 до 10% удельное электрическое сопротивление, в основном, обусловлено содержанием нерудных минералов и ха-

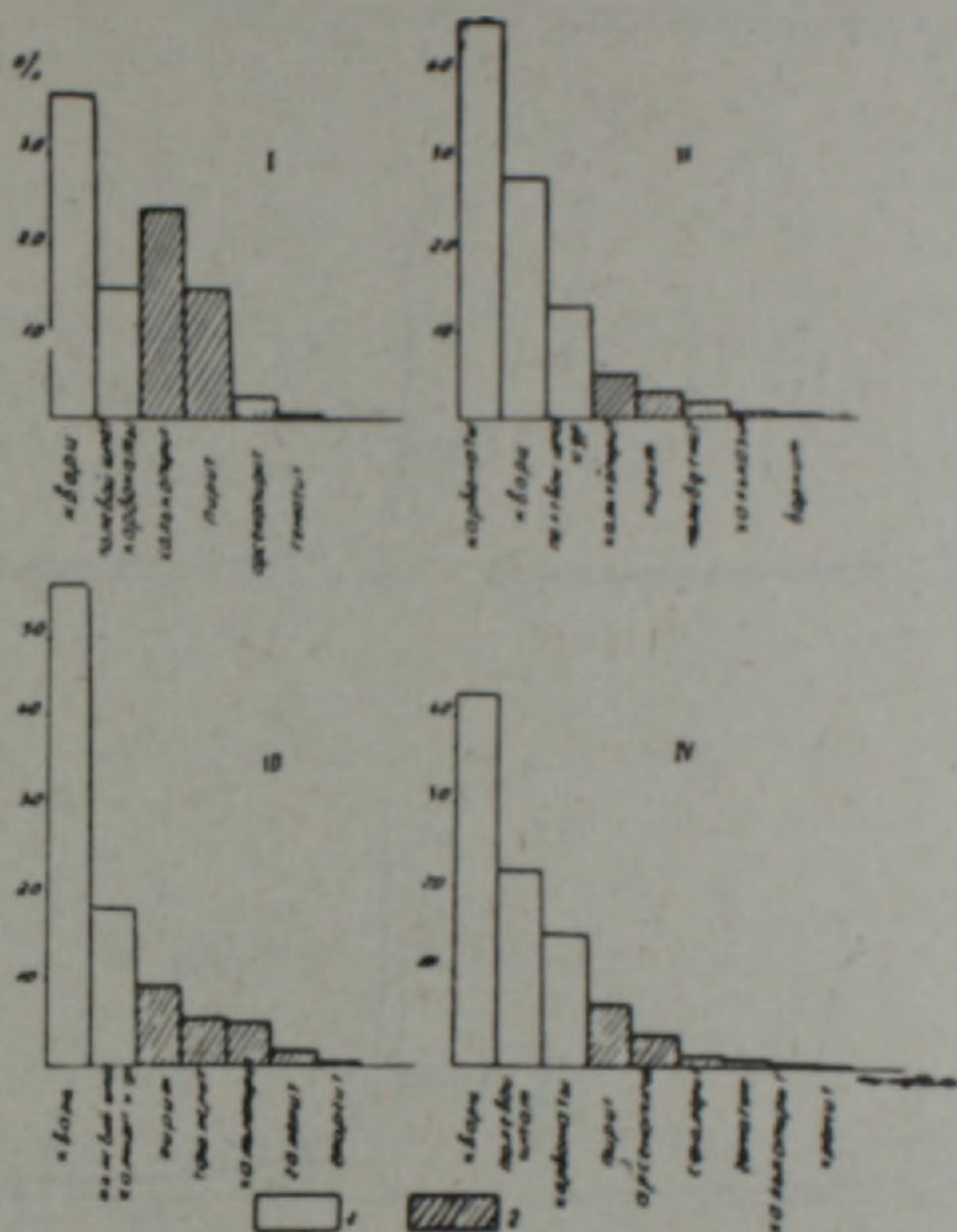


Рис. 1. Среднее содержание нерудных—1 и рудных—2 минералов в образцах. I—медноколчеданные, II—медно-молибденовые, III—полиметаллические, IV—кварц-сульфидные.

рактером оруденения (при вкрапленном оруденении величина ρ максимальна, а при прожилково-вкрапленном— ρ минимальна вдоль прожилков рудного компонента). При увеличении ξ_0 от 10 до 30% наблюдается уменьшение ρ до 20—50 Ом в пределах, характерных для каждого типа оруденения в зависимости от количественного и качественного соотношения рудных и нерудных минералов. Дальнейшее увеличение ξ_0 до 70% в образцах приводит к уменьшению ρ —5—20 Ом.

Особенности корреляционного поля показывают, что зависимость ρ от ξ_0 более близка гиперболическому закону изменения и, по данным статистической обработки [8], эта зависимость с коэффициентом корреляции— $r(\rho, \xi_0)$ величиной 0,65—0,85 выражается уравнением:

$$\rho = \rho_0 / \xi_0^b, \quad (1)$$

где ρ_0 —среднее взвешенное сопротивление нерудных минералов; b —степенной коэффициент, определяемый характером оруденения и особенностями взаимосвязи электроннопроводящих минералов; ξ_0 —объемное содержание электроннопроводящих минералов.

Из анализа таблицы 1 следует, что значение ρ_0 изменяется в больших пределах и для рудных образцов медноколчеданных и медно-молибденовых месторождений ее значение в 2—3 раза ниже, чем для полиметаллических и кварц-сульфидных месторождений.

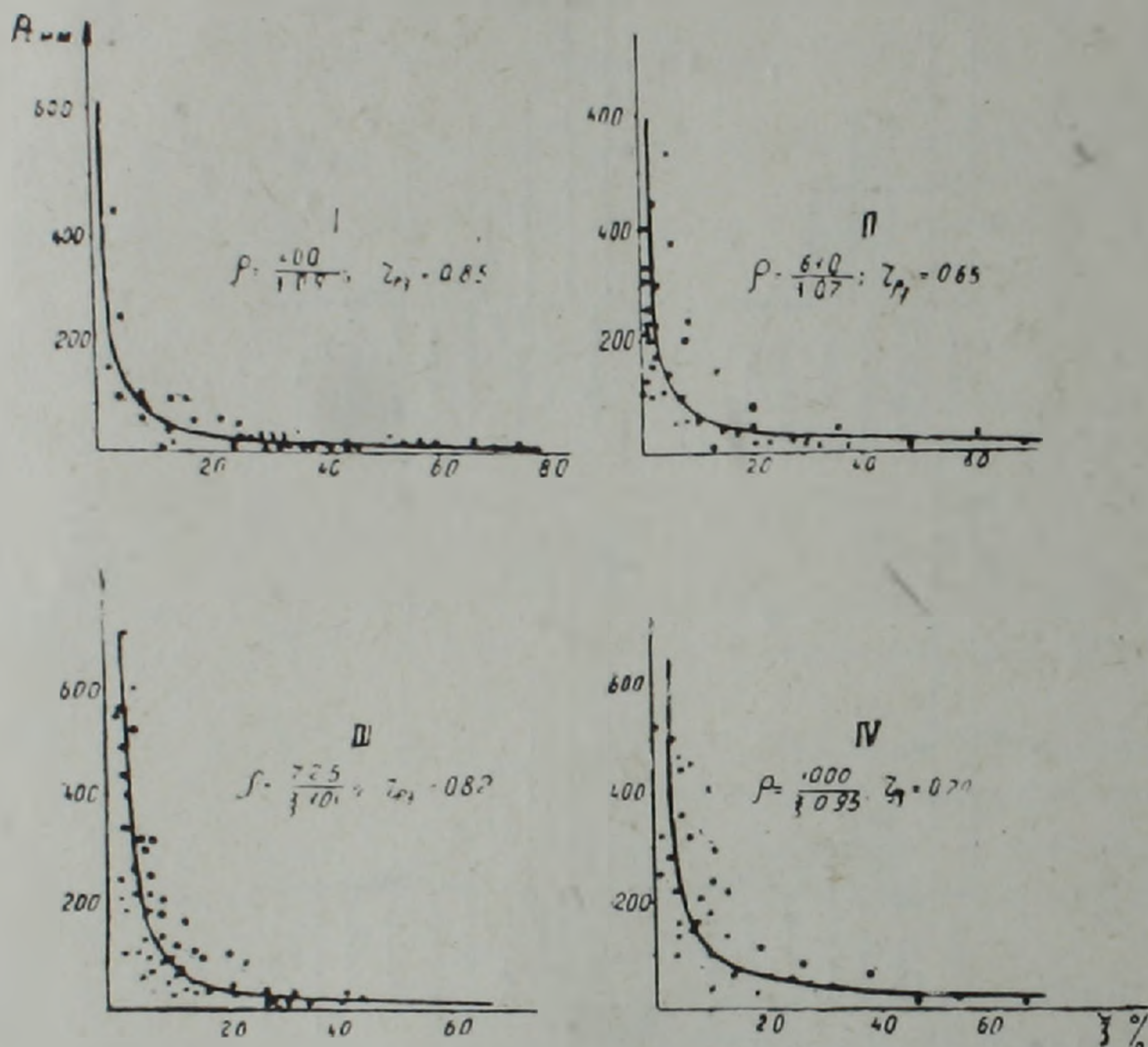


Рис. 2. Зависимости удельного электрического сопротивления образцов от количественного содержания в них электроннопроводящих минералов для: I—медноколчеданных, II—медно-молибденовых, III—полиметаллических, IV—кварц-сульфидных руд.

Поляризуемость образцов. На рис. 3 представлены экспериментальные данные (корреляционные поля) зависимости избыточной поляризуемости— η^* от ξ_0 , полученные для тех же четырех основных типов руд¹.

Изучение зависимости η^* от ξ_0 проводилось с учетом эмпирической формулы [5].

$$\eta^* = \beta \xi_0 / (1 + \beta \xi_0), \quad (2)$$

где β —коэффициент, зависящий от размеров и состава электроннопроводящих включений, а также от времени зарядки и разрядки.

¹ При измерении η^* длительность зарядки составляла 2—3 минуты. Регистрации ВП проводились через 0,5 сек после выключения тока.

Таблица 1

Коэффициенты зависимости ρ , τ , ε от ξ для основных типов руд

Тип руды	Количество образцов	Коэффициенты уравнений						
		(1)		(2)	(3)		(4)	
		ρ_0	$\bar{b}$	β	β	$\bar{b}_1$	$\bar{\varepsilon}$	σ_0
		$r(\rho, \xi_{\bar{\rho}})$		$r(\eta, \xi_{\bar{\eta}})$	$r(\eta, \xi_{\bar{\eta}})$		$r(\sigma, \xi_{\bar{\sigma}})$	
1. Медноколчеданный	40	$\frac{400}{0,85}$	0,90	$\frac{1,7}{0,79}$	$\frac{3,00}{0,89}$	0,67	$\frac{0,017}{0,80}$	2,74
2. Медно-молибденовый	39	$\frac{310}{0,65}$	0,70	$\frac{4,8}{0,77}$	$\frac{5,9}{0,85}$	0,67	$\frac{0,027}{0,93}$	2,58
3. Полиметаллический	62	$\frac{725}{0,82}$	1,00	$\frac{2,8}{0,76}$	$\frac{2,86}{0,91}$	0,75	$\frac{0,018}{0,88}$	2,67
4. Кварц-сульфидный	40	$\frac{1000}{0,70}$	0,95	$\frac{1,9}{0,77}$	$\frac{2,60}{0,85}$	0,70	$\frac{0,024}{0,95}$	2,66

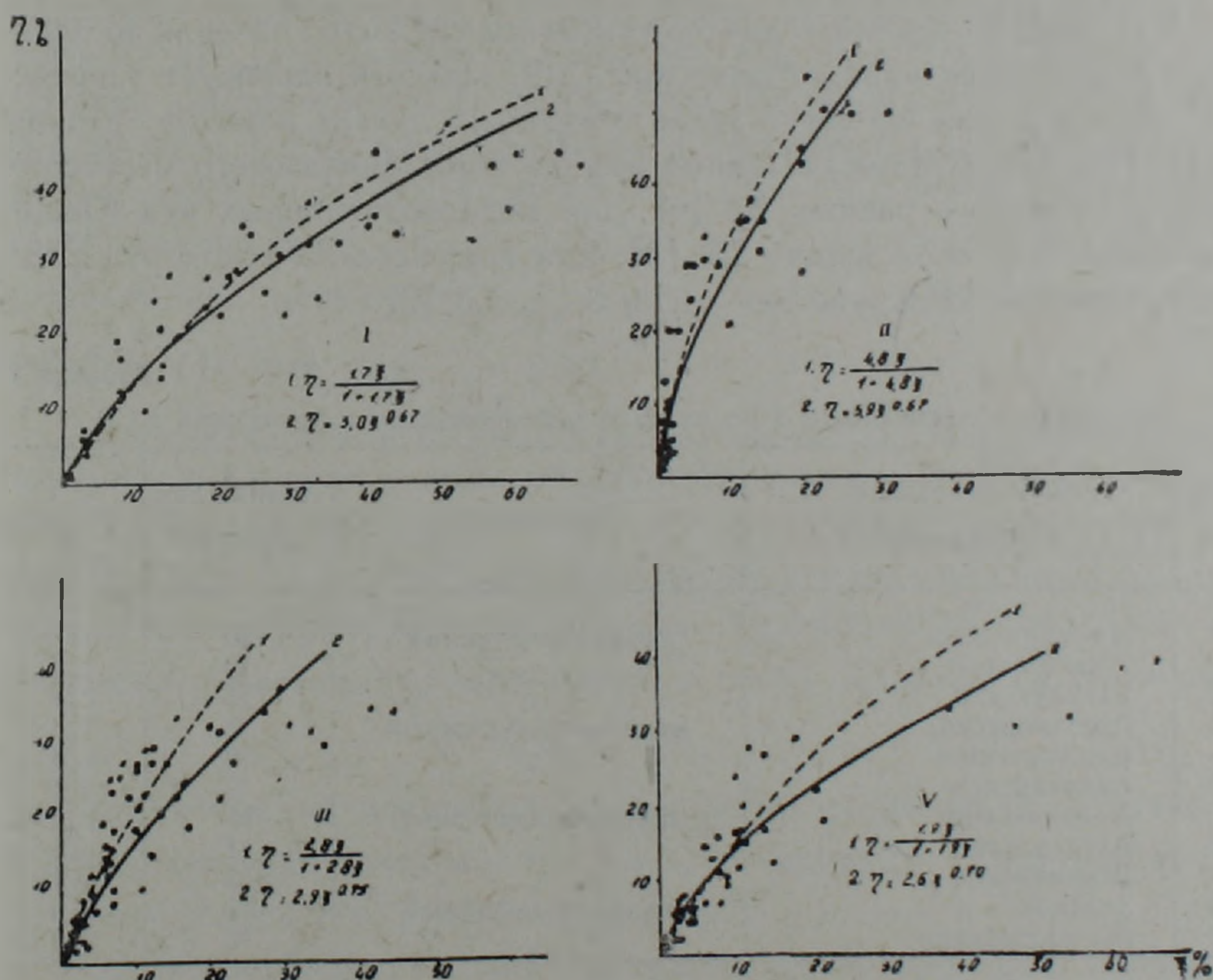


Рис. 3. Зависимости поляризуемости образцов: I—медноколчеданных, II—медно-молибденовых, III—полиметаллических и IV—кварц-сульфидных руд от объемного содержания электропроводящего минерала.

Анализ имеющегося материала показывает нижеследующее. Для медноколчеданных руд коэффициент β , рассчитанный для 40 образцов, варьирует от 0,5 до 4,5. Для образцов Анкадзорского месторождения среднее значение β составляет 1,7, для Алавердского—1,6. Низкое значение β медноколчеданных руд, по всей вероятности, обусловлено по-

нижением объемной поляризации массивного и густовкрапленного оруденений [4, 5].

Коэффициент β , по данным 39 экспериментов, для медно-молибденовых руд изменяется в пределах от 1 до 12 со средним значением 4,5. Для Каджаранского медно-молибденового месторождения $\beta = 4,8$, а для Анкасарского—3,1.

При расчете коэффициента β для образцов полиметаллических руд содержание сфалерита и лимонита не учитывалось, поскольку эти минералы не являются электроннопроводящими [6, 7]. Значения β по Шаумянскому полиметаллическому месторождению составили 3,1, а по Арманисскому—2,5, а среднее значение для всех измеренных образцов полиметаллических руд—2,8.

Для кварц-сульфидных руд величина η^* , в основном, обусловлена содержанием пирита и арсенопирита, которая составляет 10—12% от объема образца. Значение β для образцов кварц-сульфидных руд Зодского и Меградзорского месторождений изменяется в пределах 0,5—5,0, в среднем—1,9.

В таблице 2 отражен характер изменения среднего значения по одиннадцати месторождениям Армянской ССР, который варьирует в пределах 1,5—4,8 и хорошо согласуется с данными других районов страны [1, 3]. Так, для медноколчеданных руд одного Закавказского месторождения β оказалось равным 2,6 [5], для медноколчеданных руд Южно-Уральского месторождения—2,5 [5], для полиметаллических руд ряда месторождений Таджикистана—1,45, 3,1 и 4,5 [2].

Таблица 2

Изменение коэффициента β по рудным месторождениям Армянской ССР

№№ п. п	Наименование месторождения	Тип руды	Количество образцов	$\beta_{ср}$
1	Анкадзорское	медноколчеданный	30	1,7
2	Алавердское	"	10	1,6
3	Шаилугское	"	21	2,7
4	Дастакертское	медно-молибденовый	5	1,5
5	Каджаранское	"	30	4,8
6	Анкасарское	"	9	3,1
7	Арманисское	полиметаллический	29	2,5
8	Ахтальское	"	11	4,1
9	Шаумянское	"	33	3,1
10	Зодское	кварц-сульфидный	30	1,9
11	Меградзорское	"	10	2,0
В среднем по всем месторождениям			218	2,6

Таким образом, по данным эксперимента, при бедно-вкрапленном, вкрапленном и прожилково-вкрапленном характере оруденения до 20% содержания ξ , коэффициент β является самым высоким и изменяется в пределах 3—5. При дальнейшем возрастании ξ , постепенно уменьшается β и на массивных, густо-вкрапленных и жильных образцах падает до 0,5—1,5.

Эмпирическая формула (2) при содержании ξ_3 до 20% с высоким коэффициентом корреляции соответствует данным эксперимента, свыше 20% зависимость нарушается, и в этих пределах формула неприменима. Решающую роль, по-видимому, играют как низкая объемная поляризация массивных и густо-вкрапленных руд, так и цементирующая масса, которая имеет высокое удельное сопротивление, благодаря чему доступ тока к электроннопроводящим включениям затрудняется и соответственно уменьшается поляризуемость руд.

Учитывая такое несоответствие, поиск формы зависимостей η^* от ξ_3 был осуществлен путем корреляционного анализа, который позволяет данные эксперимента аппроксимировать уравнением вида:

$$\eta^* = \beta \cdot \xi_3^{b_1}, \quad (3)$$

где b_1 —степенной коэффициент, зависящий от структурно-текстурных особенностей массивных и густо-вкрапленных руд.

Для медных и медно-молибденовых руд $b_1 = 0,67$, а коэффициент β составляет соответственно 3,0 и 5,9 (табл. 1). При этом значение β по формуле (2) по сравнению с формулой (3) значительно меньше и составляет соответственно 1,7 и 4,8. Величина β для полиметаллических руд по двум формулам равнозначна и составляет 2,8. Для кварц-сульфидных тел β по (3) достигает 2,6, а по (2)—1,9. Значение коэффициента корреляции между η^* и ξ_3 по формуле (2) для отмеченных типов руд сравнительно меньше $r_{(\eta^*, \xi_3)} = 0,78$, чем по предложенной нами формуле (3), где $r_{(\eta^*, \xi_3)} = 0,88$.

Плотность образцов. Плотность сульфидных руд изменяется в широких пределах и зависит от их минерального состава (пористость этих пород не превышает 1—3%). На рис. 4 представлены графики зависимости плотности— σ от объемного содержания рудных включений ξ_p , полученные по экспериментальным данным. Статистическая обработка наблюдений показала, что зависимость σ от ξ_p выражается формулой:

$$\sigma = \sigma_0 + k\xi_p, \quad (4)$$

где k —постоянный коэффициент, зависящий от разности средневзвешенного значения плотности рудных σ_p и нерудных σ_0 минералов; ξ_p —объемное содержание рудных включений.

Отклонение эмпирических данных от линии регрессии характеризуется коэффициентом регрессии $r_{(\sigma, \xi_p)} = 0,80 \div 0,95$, пределы изменения которого обусловлены, прежде всего, вариациями содержания рудных и нерудных минералов в образцах. При этом следует отметить, что, по данным минерального анализа образцов, для отмеченных типов руд процентное соотношение пирита, халькопирита и галенита изменяется в очень широких пределах (до полного отсутствия одного из них). Поэтому значения коэффициента k лишь среднее по определенному типу в целом. При исследованиях образцов устанавливались средневзвешен-

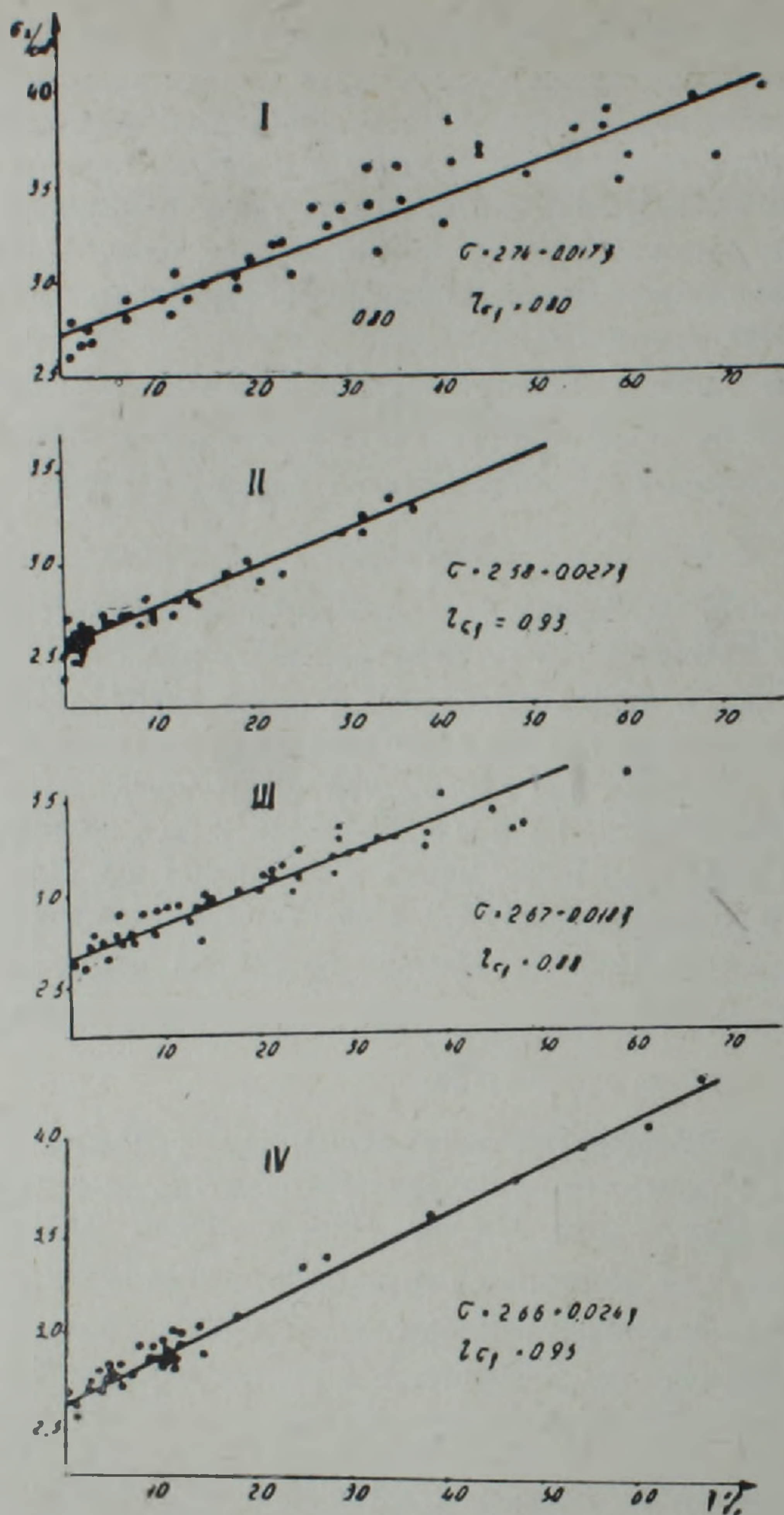


Рис. 4. Зависимость плотности образцов от объемного содержания рудных включений: I—медноколчеданных; II—медно-молибденовых; III—полиметаллических; IV—кварц-сульфидных руд.

ные величины плотности рудных и нерудных минералов для каждого типа руды. При этом наблюдалась относительно низкая плотность нерудных минералов ($\sigma_0 = 2,58 \text{ г/см}^3$) для медно-молибденовых месторождений. Плотности нерудных минералов для кварц-сульфидных и полиметаллических месторождений близки между собой и составляют соответственно 2,66 и 2,67 г/см³. Сравнительно высокая плотность нерудных

минералов отмечена для медноколчеданных месторождений ($\sigma_0 = 2,74 \text{ г/см}^3$).

Магнитная восприимчивость. Магнитная восприимчивость изучавшихся образцов отмеченных типов месторождений в большинстве случаев оказалась незначительной. Все измеренные образцы являются практически немагнитными или весьма слабомагнитными образованиями $\chi = (1-20) \cdot 12,6 \cdot 10^{-6} \text{ ед СИ}$ без какой-либо существенной дифференциации.

Таким образом, полученные зависимости для определенного типа оруденения на основе измерений ρ , η и σ позволяют вычислить содержание рудных включений в образцах и оценить степень рудоносности разведываемых геологических объектов.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 17. II. 1982.

Վ. Մ. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ, Ս. Վ. ԲԱԴԱԼԻԱՆ

ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԿԱԽՎԱԾՈՒԹՅԱՆ
ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ՆՐԱՆՑ ՄԷՆԵՐԱԼԱՅԻՆ ԿԱԶՄԻՑ ԵՎ
ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԱՍՏԻՃԱՆԻՑ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հոդվածում բերված է Հայկական ՍՍՀ պղինձ-կոլչեդանային, պղինձ-մոլիբդենային, բազմամետաղային և բվարց-սուլֆիդային հանքավայրերի հանքանյութերի տեսակարար էլեկտրական դիմադրության, բենոացման ենթարկվելու հատկության և խտության էմպիրիկ կախվածությունը նրանց միներալային կազմից, հանքայնացման աստիճանից, ոտրուկտուրայից և տեքստուրայից:

V. M. GUEVORKIAN, S. V. BADALIAN

THE ORES PHYSICAL CHARACTERISTICS DEPENDENCE ON
THE MINERAL COMPOSITION AND THE INTENSITY
OF MINERALIZATION

A b s t r a c t

Specific electrical resistance, polarizability and density empirical dependences on the mineral composition and the intensity of mineralization of copper, porphyry copper, polymetallic and quartz-sulphide ore deposits of the Armenian SSR are brought.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бадалян С. В., Газарян Г. О., Гамоян В. Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1980.

2. *Балашов А. Н., Зимкин И. Д., Сейгунов Э. А.* Условия применения и эффективность метода вызванной поляризации в Карамазаре. В сб.: Методика и техника разведки, № 49, ОНТИ ВИТВ, Л., 1965.
3. *Геворкян В. М., Гелецян К. А.* Изучение зависимости физических свойств руд от минерального состава и степени минерализации. Тезисы докладов республиканской научно-технической конференции молодых геофизиков, посвященной 60-летию установления Советской власти в Армении. Ленинакан, 1980.
4. *Геннадийчик Г. И.* Поляризуемость сред, содержащих рассеянные электроннопроводящие включения. Вопросы разведочной геофизики, Уфа, 1964.
5. *Комаров В. А.* Электроразведка методом вызванной поляризации. Недра, Л., 1980.
6. *Семенов А. С.* Удельное электрическое сопротивление руд и пород и общая оценка рудных месторождений, как объектов электроразведки. Труды ВИРГ, вып. 1, Госгеониздат, 1949.
7. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. (Петрофизика). Справочник геофизика.* Недра, М., 1976.
8. *Хальд А.* Математическая статистика с техническими приложениями. ИЛ, М., 1956.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.34.06

С. И. НАЗАРЕТЯН, С. Р. АСЛАНЯН, А. А. КИРАКОСЯН

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ СРЕДНИЕ ПОКАЗАТЕЛИ СЕЙСМИЧНОСТИ
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ
РАЙОНОВ (по данным за 1962—1980 г.г.)

Изучение сейсмичности Армении в целях сейсмического районирования носило в основном описательный характер. В последнее время на основе применения статистического подхода к изучению сейсмического режима стало возможным количественно оценить сейсмичность Малого Кавказа [2, 4]. Были использованы исходные данные за 1952—1968 г.г. [4] и 1962—1972 г.г. [2]. Известно, что чем больше время наблюдений, тем надежнее определяются показатели сейсмичности. Однако важнее, чтобы исходные данные за весьма ограниченные сроки были точными.

Накопленные за последние 8—10 лет наиболее точные данные о землетрясениях Армении позволили по известной методике Ю. В. Ризниченко [6] построить карты сейсмической активности (A) и максимальных возможных землетрясений (K_{max}).

За период с 1962—1980 г.г. для изучаемой территории землетрясения с $K \geq 9$ являются надежно представительными, поэтому нами использованы сейсмические толчки, начиная с девятого энергетического класса.

Распределение землетрясений на площади. Для изучения геометрической структуры сгущения эпицентров землетрясений составлена карта плотности эпицентров в изолиниях, проведенных соответственно по количеству землетрясений, распределенных на площадке 85 км^2 , за 19 лет (рис. 1). На карте выделяются отдельные группы скопления землетрясений. Рассмотрим наиболее крупные из них.

Джавахетская группа скопления эпицентров расположена в северо-западной части карты и имеет слабую вытянутость в меридиональном направлении. Вытянутость изолиний плотности эпицентров наиболее сильна в центральной части области. Ось вытянутости точно совпадает с Джавахетским хребтом.

Эпицентры за 1971—1980 г.г. имеют более строгое линейное расположение в меридиональном направлении, чем эпицентры за 1962—1972 г.г. Такая картина, на наш взгляд, объясняется более высокой точностью координат эпицентров землетрясений за второй промежуток времени. По всей вероятности, землетрясения данной области являются следствием активного глубинного разлома, протягивающегося вдоль Джавахетских гор [1, 5].

Следующая сейсмоактивная область расположена в юго-западной части карты, в районе гор Армянский пар и Васпуракан. Область имеет сложное строение. Относительно большое скопление эпицентров землетрясений наблюдается вдоль Васпураканских гор, протягивающихся в северо-западном направлении. Здесь же наблюдается вытянутость изолиний в меридиональном направлении (вдоль полосы гора Тонду-

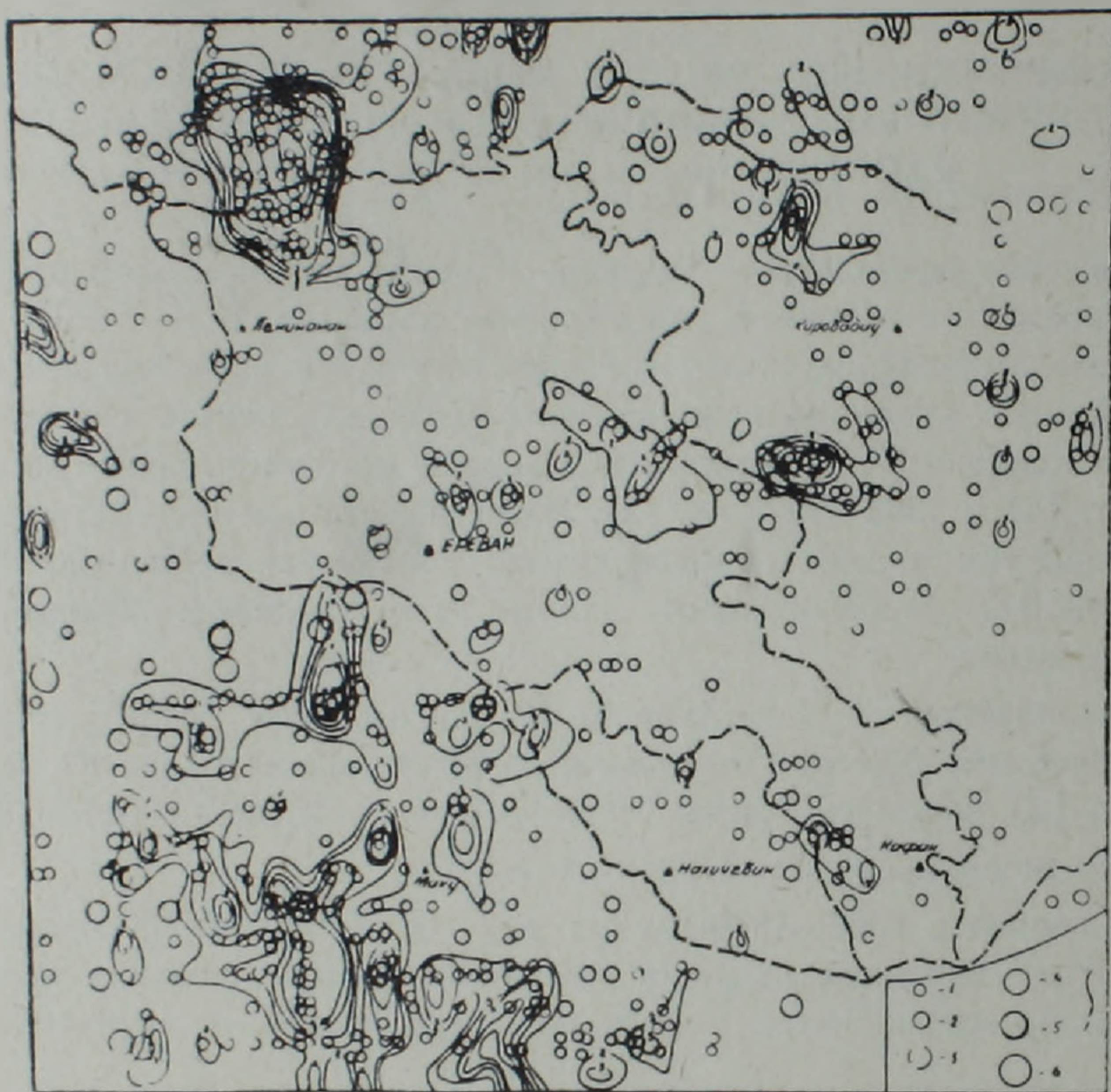


Рис. 1. Карта плотности эпицентров землетрясений за 1962—1980 г.г. Эпицентры землетрясений с энергетическими классами: 1— $K=9$; 2— $K=10$; 3— $K=11$; 4— $K=12$; 5— $K=13$; 6— $K=16$; 7—изолинии плотности эпицентров на 85 кв. км за 19 лет.

рек—пород Игдыр). Вытянутость изолиний намечается также в широтном направлении вдоль гор Армянский пар и др.

Третья, наиболее активная по частоте землетрясений, область расположена восточнее оз. Севан, в районе горы Большой Гиналдаг. Здесь изолинии плотности эпицентров имеют слабую вытянутость в северо-западном направлении.

Выделяется также Зангезурский сейсмоактивный район. Однако, по сравнению с вышеописанными областями число землетрясений здесь невелико.

Интересная картина распределения эпицентров наблюдается в бассейне оз. Севан и его юго-западной части до границы СССР и Турции. Полоса эпицентров имеет ширину до 50 км. Однако интенсивность землетрясений в этой полосе низкая, и нет единичных центров сильного сгущения эпицентров.

Условные высвобожденные деформации. Для составления карты деформаций нами использован способ Н. В. Шебалина, который по существу мало отличается от способа Беньоффа [7]. Взят корень кубический из квадрата энергии, который одновременно характеризует деформацию и совокупность очагов.

Карта условных деформаций, построенная таким образом, по конфигурации изолиний мало отличается от карты плотности эпицентров. На карте деформаций (рис. 2) сравнительно отчетливо вычерчиваются

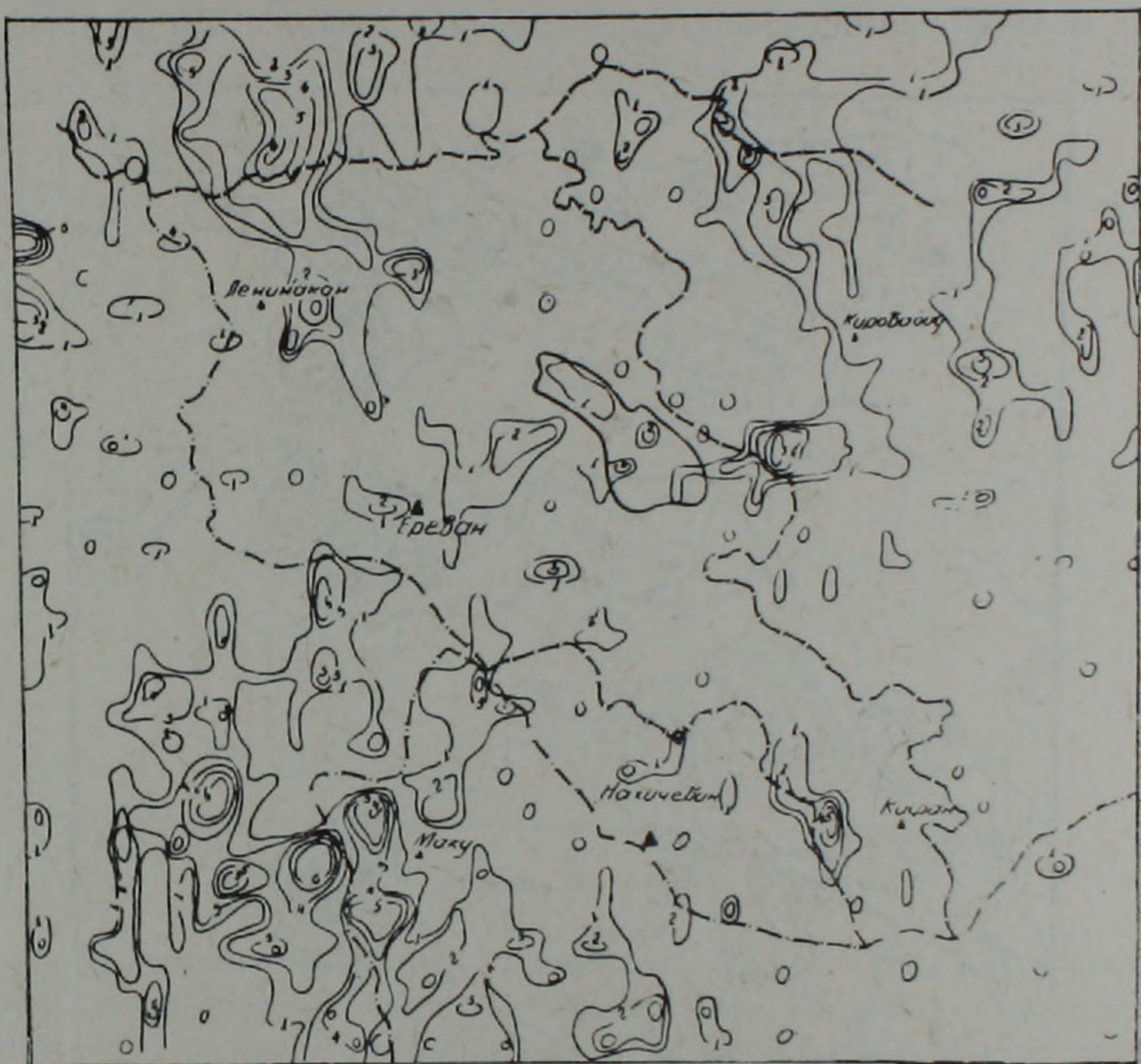


Рис. 2. Карта условных высвобожденных деформаций за 1962—1980 г.г.

Зангезурская, Ереван-Севанская, Ленинакан-Спитакская сейсмоактивные области. Заметно изменилась картина изолиний в север-восточной части карты. Такое совпадение общей морфологии карт деформаций и плотности объясняется отсутствием наиболее сильных и слабых землетрясений за исследуемый период времени (сильные землетрясения редки, а слабые с $K \leq 8$ не учтены). Таким образом, можно сделать предположение, что эти данные за 1962—1980 г.г. отражают картину так называемой средней сейсмичности территории.

Повторяемость землетрясений. Повторяемость землетрясений Армянского нагорья достаточно обстоятельно изучена Н. К. Карапетян на основе данных за 290 лет (1679—1968 г.г.). По этим исследо-

ваниям, наклон графика повторяемости равен 0,52 (по методу суммирования) и 0,51 (по методу распределения) [3].

Надо отметить, что наклон графика повторяемости для Кавказа в целом и отдельно для Грузии и Джавахетского нагорья, по наблюдениям за 1962—1970 г.г., с учетом и без учета группирования землетрясений, почти одинаков и равен 0,5 [2]. Почти такая же величина получена нами для территории Армянской ССР за 1962—1980 г.г.

Сейсмическая активность. При расчетах активности мы пользовались методом суммирования при постоянной точности. Карта (рис. 3а)



Рис. 3. Карты сейсмической активности по сейсмологическим данным: за 1962—1980 г.г. (а); за 1962—1970 г.г. (б) и 1971—1980 г.г. (в).

построена в изолиниях с помощью круговой палетки с числом $N_z = 5$ соответствующими радиусами. Наклон графика взят $j = 0,5$, период наблюдений $T = 19$ лет. Активность отнесена к площади величиной 1000 км^2 .

Как следует из карты, наиболее сейсмически активны все перечисленные выше основные области, где активность достигает единицы. Относительно обширной площадью активности, величиной до единицы, характеризуется район Вaspураканских гор, где имеется также несколько изолированных максимумов. Максимальной величиной активности характеризуются и Джавахетское нагорье, Зангезур, районы гор Чобандаг и Большой Гиналдаг. Надо отметить также зону активности

величиной до 0,5 в центральной части Армянской ССР, которая совпадает с Ереван-Севанским грабен-синклинорием. В зону относительно слабой активности попадают северо-восточная часть республики, Октемберянский район, Сюникские горы и центральная часть Нахичеванской АССР.

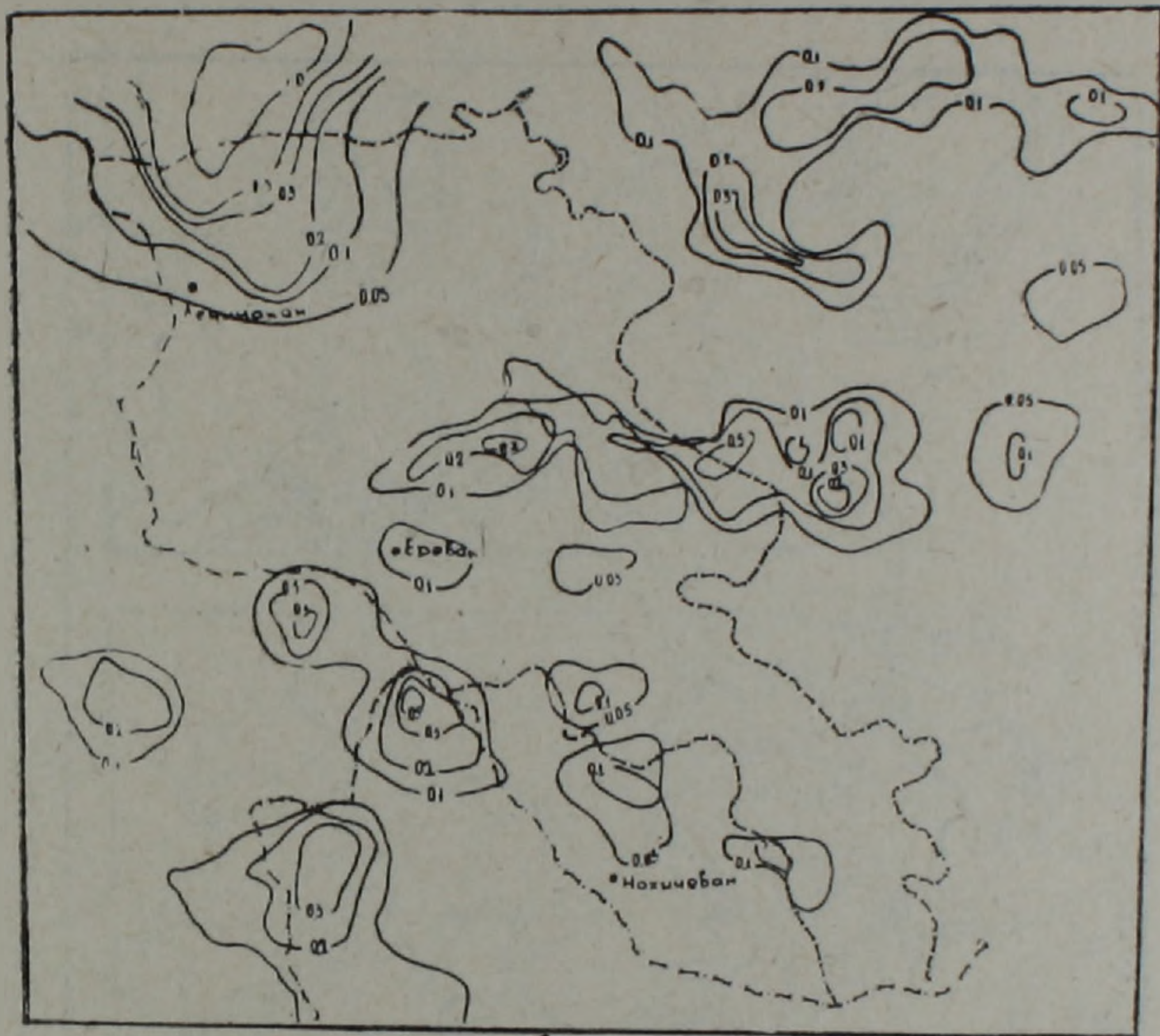


Рис. 36

Для изучения изменения активности за шестидесятые и семидесятые годы построены две карты активности (рис. 3б и 3в). Существенное изменение активности наблюдается в юго-западной части карты, где меняются как площадь высокой активности, так и ее величина. Подобную картину можно объяснить как самой сейсмичностью, так и улучшением сети сейсмических регистраций. По площади изменена область высокой активности Джавахетского нагорья. Вторая картина, на наш взгляд, более точно отражает сейсмическую активность области. Также изменена активность центральной части территории Армянской ССР.

Максимальные возможные землетрясения. Показанная на рис. 4а карта $K_{\max}$ составлена по данным за 1962—1980 г.г. с помощью новых зависимостей между энергией сильных землетрясений Кавказа и средней сейсмической активностью в области, окружающей эпицентр [4]. Для сравнения приведены также аналогичные карты, построенные Э. А. Джибладзе, Н. К. Карапетян и Ж. О. Манукян для разных периодов времени. Построенная нами карта, в отличие от существующих,

основана на новых, сравнительно точных, данных за большой период времени.

Из приведенных карт следует, что для территории Армянской ССР и сопредельных районов максимальное возможное землетрясение имеет значение $K_{\max} = 16$. Это естественно, т. к. за историческое прошлое на изучаемой территории не было зарегистрировано более сильных земле-

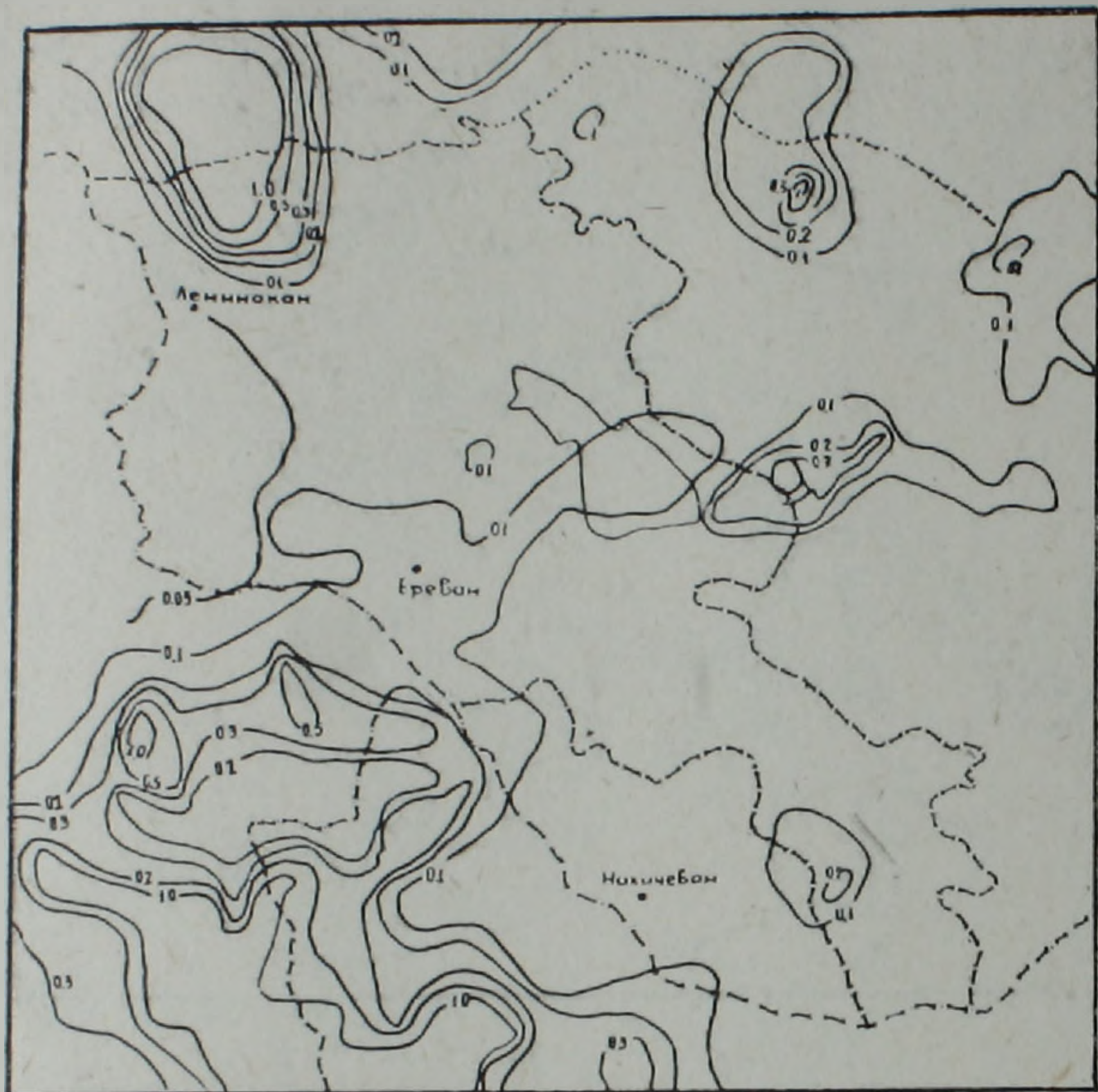


Рис. 3в

трясений. Однако, эти карты заметно отличаются друг от друга. На всех трех картах более или менее одинакова область с $K_{\max} = 16$ северо-западной части Армянской ССР, хотя на рис. 4б заметно севернее смещена область максимальных землетрясений.

На этих же картах центральная часть республики характеризуется $K_{\max} = 15$. По исходному материалу Ереван-Севанский грабен-синклинорий характеризуется чуть более высокими значениями $K_{\max}$ (но далеко не $K_{\max} = 16$) по сравнению с соседними районами.

Сравнительно большие расхождения наблюдаются на юго-востоке исследуемой территории. На наш взгляд, наиболее близки к истине карты $K_{\max}$ на рис. 4а и 4б, на которых область известных очаговых зон Зангезура характеризуется $K_{\max} = 16$.

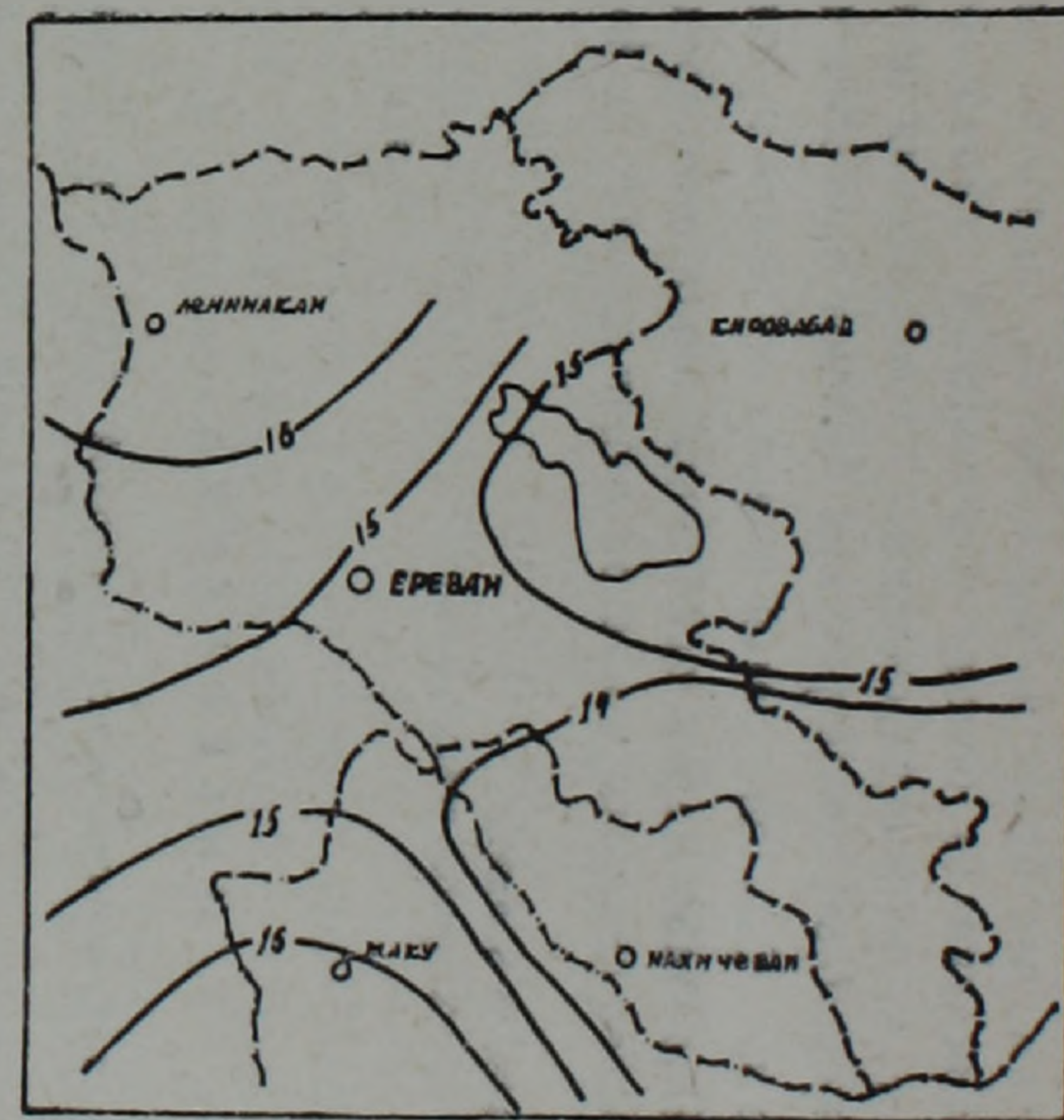
Не противоречит историческим макросейсмическим данным отнесение юго-западной части карты к области с $K_{\max} = 16$.



а



б



в

Рис. 4. Карты максимальных возможных землетрясений $K_{\max}$ (А), построенные по наблюдениям: за 1962—1980 г.г. (а); за 1962—1972 (б) [2]; за 1952—1968 г.г. (в) [4].

Наконец заметим, что будет не правильным принятие карты максимальных землетрясений за основу определения сейсмической опасности территории, т. к. не всегда сильные землетрясения происходят в тех районах, где умеренные землетрясения бывают наиболее частыми, а методика определения K_{max} опирается именно на таком проявлении основных событий. Подобная карта дает лишь некоторое представление о возможных наиболее сильных землетрясениях данного района.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 23. XI. 1981.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. и др. Сеймотектоника Армянской ССР. Изд. Ереванского университета, 1981.
2. Джигладзе Э. А. Энергия землетрясений, сейсмический режим и сеймотектонические движения Кавказа. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1980.
3. Карапетян Н. К. Параметры сейсмического режима Армении, Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1976.
4. Карапетян Н. К., Манукян Ж. О. Карты максимальных возможных землетрясений на территории Армянского нагорья по сейсмологическим данным. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 2, 1977.
5. Назаретян С. Н. Сейсмогенные зоны на территории Армянской ССР. В сб. „Proceedins of the 2nd international symposium on the analusts of selsmicity and on selsmic hazard“ Либлице, ЧССР, 1981 г.
6. Ризкиченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима. Известия АН СССР, Сер. геоф., № 9, 1958.
7. Benioff H. Earthquakes and rock creep. Bull. Seismol. Soc. Am., 1954, № 1.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.343

П. В. АПЦИАУРИ, А. Г. ЧАХМАХЧЯН

СОВМЕСТНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДОЛГОСРОЧНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ «РОЙ—S», «СИГМА—Σ» И «АКТИВИЗАЦИЯ-ЗАТИШЬЕ—АЗ» НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗА

В настоящей статье рассматривается возможность обнаружения и применения долгосрочных сейсмических предвестников: «рой—S», «сигма—Σ» и «активизация-затишье—АЗ» для территории Кавказа ($\varphi=38-45^\circ$; $\lambda=39-49^\circ$) за период 1962—1980 г.г.

Применение этих предвестников для возможного прогноза сильных землетрясений требует разделения рассматриваемой территории по районам. Поскольку возникновение землетрясений связано с тектоническими живыми разломами, районы по возможности выделяли так, что крупные разломы и сейсмогенные узлы попадали внутрь этих районов. На основе схемы линеаментов [1] на Кавказе выделено пять районов (рис. 1). В каждом районе ретроспективным путем пытались обнаружить

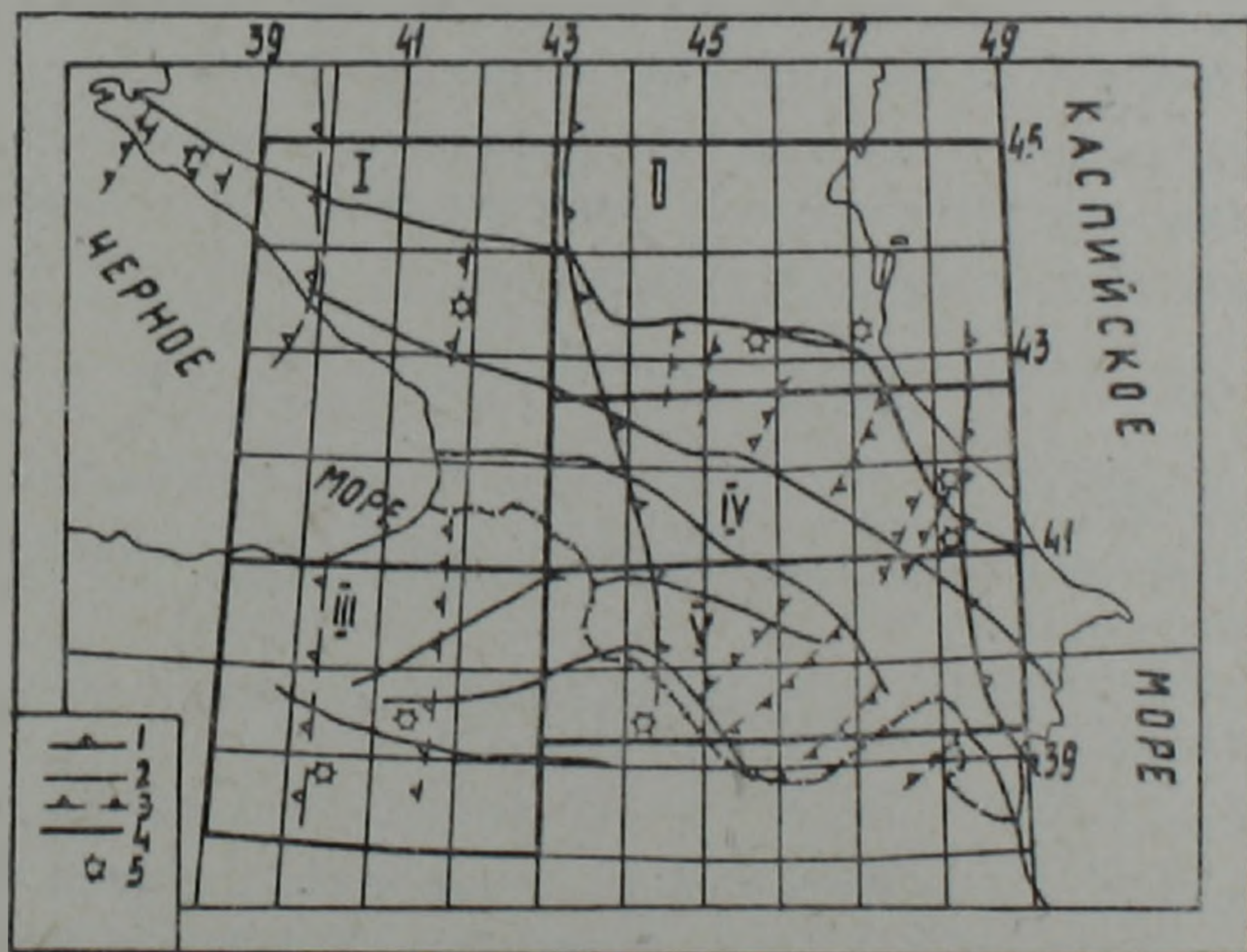


Рис. 1. Схема линеаментов Кавказа и ее разделение по районам. 1,3—поперечные линеаменты первого и второго ранга. 2,4—продольные линеаменты первого и второго ранга.

и применить вышеперечисленные долгосрочные сейсмические предвестники.

При обнаружении и применении предвестников в основном применяются два параметра: M_0 —минимальная магнитуда сильных землетрясений, с которой предсказывается землетрясение, и τ — время тревоги.

Чтобы описать алгоритм обнаружения и применения предвестников приведем следующие обозначения:

T —начало рассматриваемого периода времени,

$r(t)$ —максимальное число эпицентров, которое можно вместить в прямоугольник с размерами $\Delta\varphi=0,4^\circ$ по широте и $\Delta\lambda=0,8^\circ$ по долготе;

$N(t)$ —общее число землетрясений за время от $t-T$ до t без исключения афтершоков сильных землетрясений;

$\overline{N}(t)$ —среднее значение $N(t)$;

$n(t)$ —число землетрясений района в интервале времени от $t-T$ до t с исключением афтершоков сильных ($M \geq M_0$) землетрясений.

Приведем определения предвестников [2—4].

Группа землетрясений считается роом при двух условиях: 1) $n(t)$ включает достаточно большую часть всех землетрясений; 2) эти землетрясения произошли в период, когда $n(t)$, то есть сейсмическая активность была достаточно велика.

Долгосрочный сейсмический предвестник сильных землетрясений «рой—S» диагностируется, когда

$$\begin{aligned} r(t) &> C_1 n(t) \\ n(t) &> C_2 \overline{N}(t), \end{aligned}$$

где C_1 и C_2 —постоянные.

Долгосрочный сейсмический предвестник «сигма— Σ »—это аномально большое значение суммы энергий землетрясений в степени примерно $2/3$, которая берется по скользящему интервалу времени.

Для обнаружения и применения предвестника «сигма— Σ » используется магнитуда последовательных землетрясений в интервале времени $t-T \leq t_i \leq t$, т. е. применяется функция:

$$\Sigma(t) = \Sigma 10^{d(M_i - f)},$$

где d и f постоянные.

Предвестник «сигма— Σ » наблюдается, когда «магнитудная сумма (Σ)» достаточно велика, т. е.

$$\Sigma(t) \geq C \Sigma 10^{d(M_0 - f)},$$

где C —постоянная.

Долгосрочный сейсмический предвестник сильных землетрясений «активизация—затишье—АЗ» непосредственно связан с активизацией—затишьем сейсмичности.

В каждом районе ищется площадь затишья, где наблюдается дефицит количества землетрясений. Если площадь затишья достаточно велика, тогда наблюдается предвестник «активизация—затишье—АЗ».

После появления какого-нибудь предвестника объявляется долгосрочная тревога на пять лет; в течение этого срока в районе ожидается сильное землетрясение. Тревога снимается после первого сильного зем-

летрясения, но если в течение 5 лет сильное землетрясение не произойдет, тревога считается ложной и снимается.

Список сильных землетрясений ($M \geq 4,5$) Кавказа дан в таблице 1.

Таблица 1

Сильные землетрясения Кавказа с $M \geq 4,5$

№№ п/п	Дата	Эпицентр		Глубина	Магнитуда	Район
		φ	λ	H , км	M	№
1	16.07.1963	43,25	41,58	5	6,4	I
2	20.04.1966	41,79	48,15	16	5,4	IV
3	19.08.1966	39,17	41,55	24	6,8	III
4	29.04.1968	39,24	44,23	18	5,4	V
5	14.05.1970	43,00	47,08	13	6,6	II
6	22.05.1971	38,85	40,52	15	6,8	III
7	20.12.1971	41,23	48,38	5	5,5	IV
8	28.07.1976	43,18	45,60	30	6,2	II

Принимались следующие значения параметров:

$C_1 = 0,5; C_2 = 1,0; C = 1,0; d = 0,91; f = 3,5.$

Совместное применение предвестников «рой—S», «сигма—Σ» и «активизация-затишье—АЗ» дано на рис. 2—6.

Рассмотрим каждый район в отдельности.

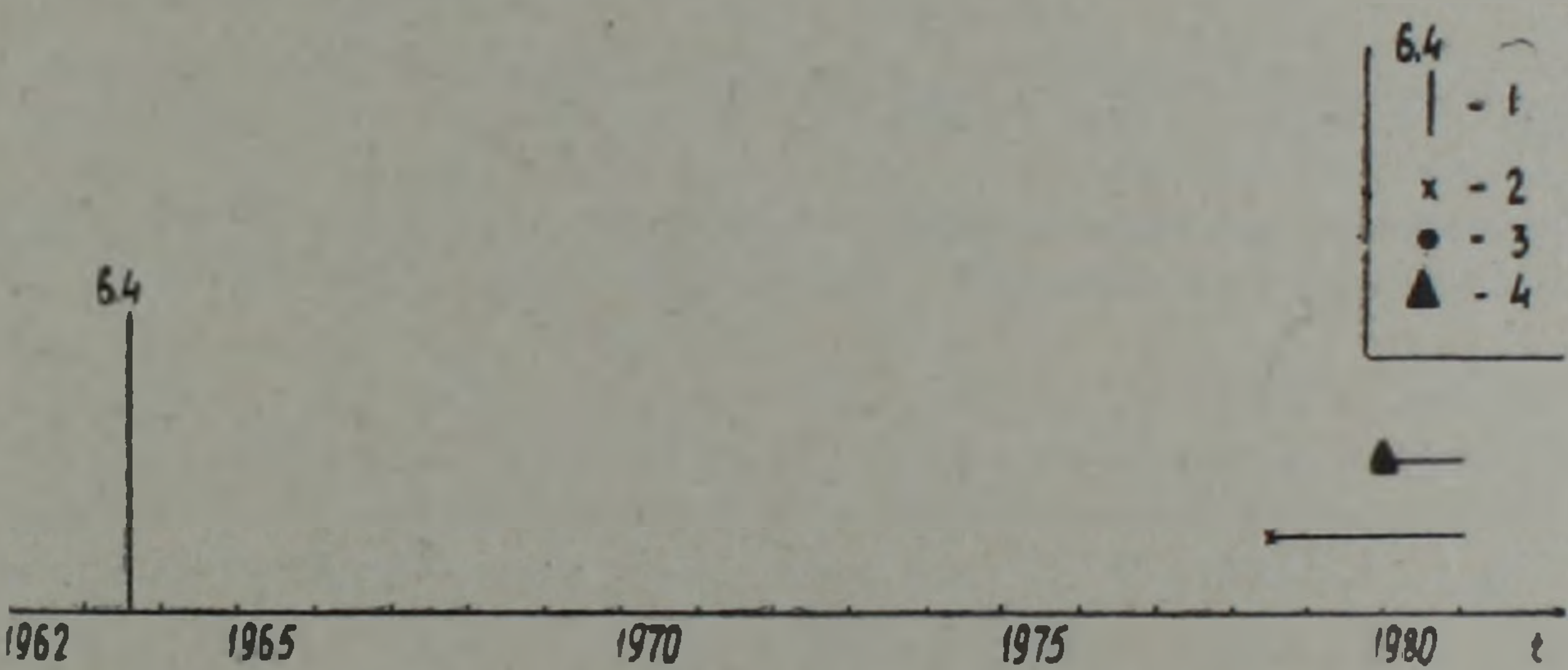


Рис. 2. Совместное использование предвестников «рой—S», «сигма—Σ» и «активизация-затишье—АЗ» в районе I. 1—сильные землетрясения и их магнитуда. 2—предвестник «рой—S». 3—предвестник «сигма—Σ». 4—предвестник «активизация-затишье—АЗ».

В районе I (рис. 2) в 1963 г. произошло одно Чхалтинское землетрясение, которое не предваряется предвестниками. Предвестник этого землетрясения может быть проявлен до 1962 г. В 1978 и 1979 г.г. наблюдаются предвестники «рой—S» и «активизация-затишье—АЗ»; ложные тревоги отсутствуют; время тревоги составляет 13%.

В районе II (рис. 3) оба сильных землетрясения предваряются предвестниками; ложные тревоги отсутствуют; время тревоги составляет 28%.

В районе III (рис. 4) оба сильных землетрясения предваряются предвестниками «рой—S» и «активизация-затишье—АЗ»; в 1975 и 1976 г.г. наблюдаются ложные тревоги; может быть это вызвано тем, что в этом районе (часть Турции) каталог землетрясений не очень достоверен; время тревоги в этом районе составляет около 41%.

В районе IV (рис. 5) оба сильных землетрясения предваряются предвестниками; в 1978 г. наблюдается предвестник «активизация-затишье—АЗ»; время тревоги составляет около 31 %.

В районе V (рис. 6) одно землетрясение предваряется предвестниками; в 1969 г. наблюдается предвестник «активизация-затишье—АЗ»; время тревоги составляет 26 %.

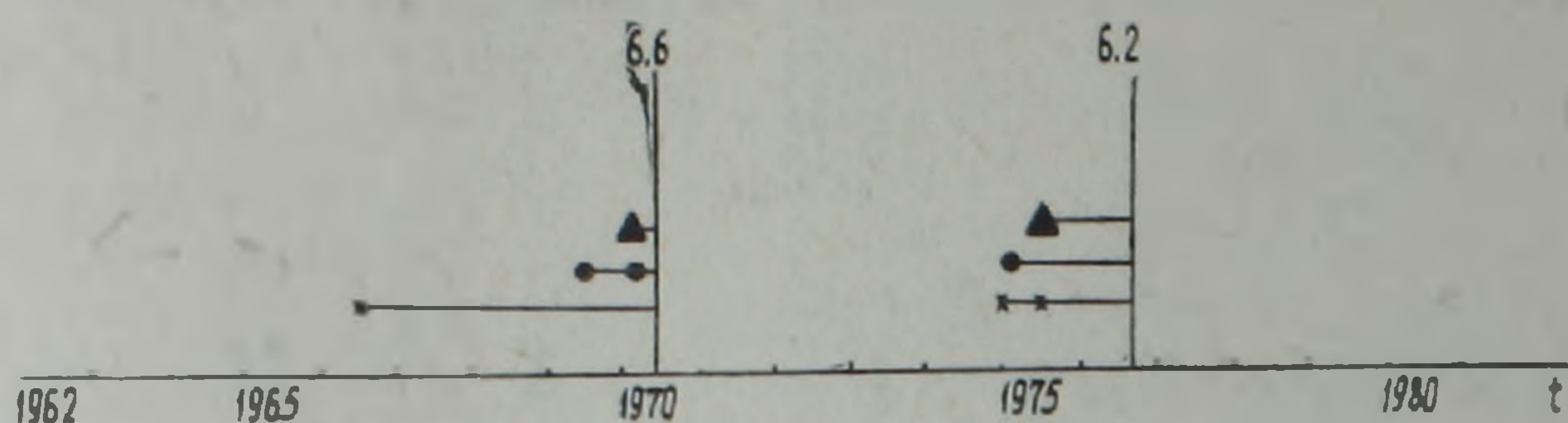


Рис. 3. Совместное использование предвестников «рой— S », «сигма— Σ » и «активизация-затишье—АЗ» в районе II. Обозначения те же, что и на рис. 2.

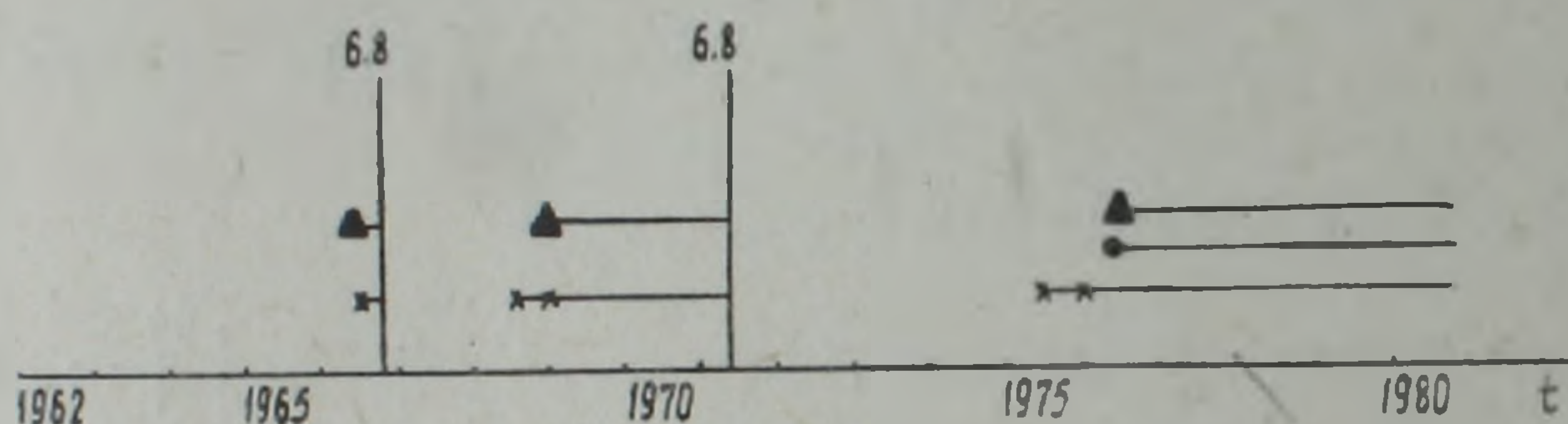


Рис. 4. Совместное использование предвестников «рой— S », «сигма— Σ » и «активизация-затишье—АЗ» в районе III. Обозначения те же, что и на рис. 2.

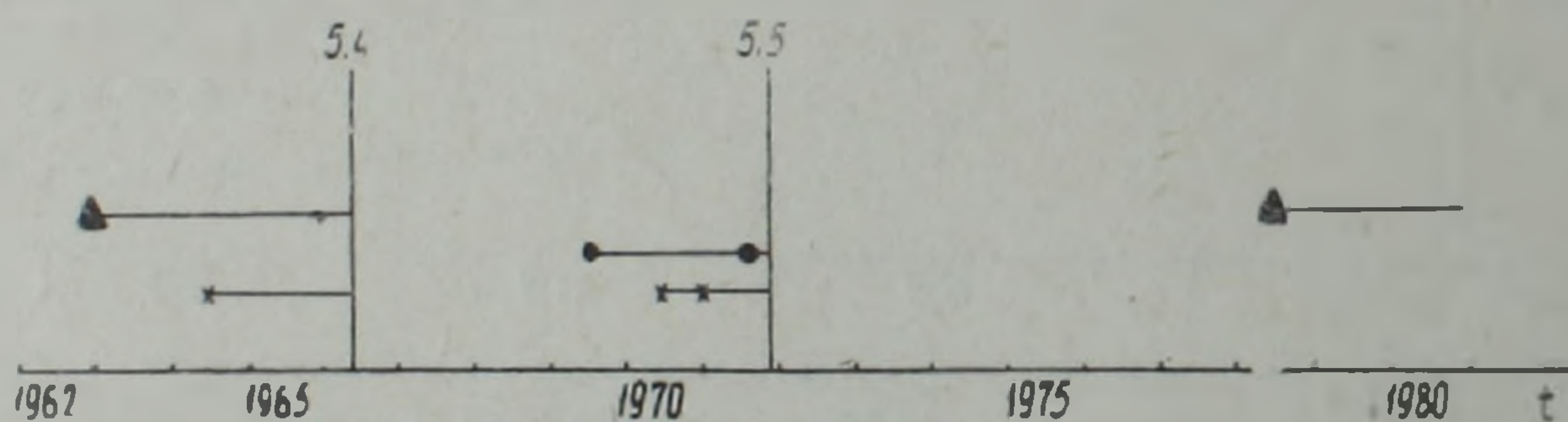


Рис. 5. Совместное использование предвестников «рой— S », «сигма— Σ » и «активизация-затишье—АЗ» в районе IV. Обозначения те же, что и на рис. 2.

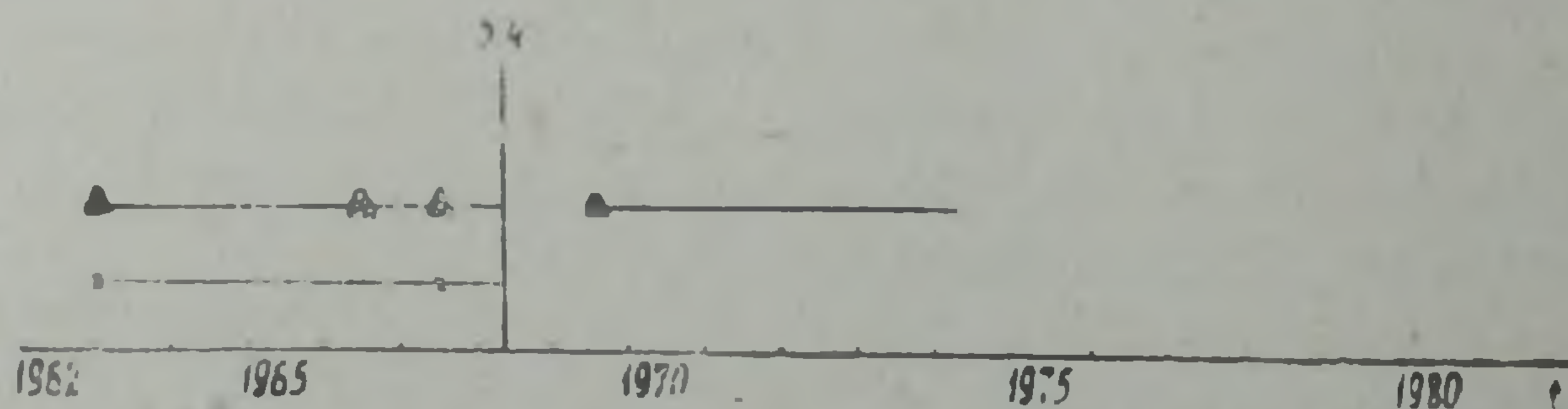


Рис. 6. Совместное использование предвестников «рой— S », «сигма— Σ » и «активизация-затишье—АЗ» в районе V. Обозначения те же, что и на рис. 2.

Нами введен скользящий интервал осреднения на 10 лет. Не имеет смысла увеличить скользящий интервал осреднения, так как мы рассматриваем период всего 19 лет.

Во время исследований варьировались произвольные параметры границ районов и таким путем неоднократно проверяли устойчивость полученных результатов. В целом результат представляется положительным: вышеупомянутые долгосрочные сейсмические предвестники очевидно предшествуют сильным землетрясениям рассмотренных районов; из 8 сильных землетрясений ретроспективным путем прогнозировали 7, при времени тревог в среднем 28%; имеем ложную тревогу.

В районе I имеем возможный прогноз вперед с 1979 г. Нами рекомендуется усиленное наблюдение в этом районе для обнаружения среднесрочных и краткосрочных предвестников.

Институт геофизики АН Груз. ССР,
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм.ССР

Поступила 3. X. 1983.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бунэ В. И., Гоцадзе О. Д., Кейлис-Борок В. И., Кронрод Т. Л., Молчин Г. М., Растворова В. А., Шолов В. Т. Сб. «Интерпретация данных сейсмологии и неотектоники». О сейсмическом риске на территории Кавказа. Вычислительная сейсмология, вып. 8, М., 1975.
2. Гасперин П., Кипуто М., Кейлис-Борок В. И., Ротвайн И. М. Сб. «Вопросы прогноза землетрясения и строение Земли». Рои слабых землетрясений как предвестники сильных землетрясений в Италии. Вычислительная сейсмология. Вып. 11, М., 1978.
3. Кейлис-Борок В. И., Ротвайн И. М. Сб. «Теория и анализ сейсмологических наблюдений». Два долгосрочных предвестника сильных землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 12, М., 1979.
4. Кейлис-Борок В. И., Кнопов Л., Ротвайн И. М. Сб. «Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных». Долгосрочные сейсмические предвестники сильных землетрясений в Калифорнии-Сьерра-Неваде, Новой Зеландии и Японии и Аляске. Вычислительная сейсмология. Вып. 13, М., 1980.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.34.016

А. Б. МАРКАРЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЗДАНИЙ МЕЖДУ СОБОЙ И С ГРУНТАМИ ИХ ОСНОВАНИЙ В НАТУРЕ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

В инженерной сейсмологии изучению вопросов взаимодействия между сооружением и его основанием (грунтом) при сейсмических воздействиях уделяется большое внимание, и это, естественно, потому что учет фактора взаимодействия играет важную роль в деле установления реальных величин сейсмических сил, действующих на сооружения при землетрясениях. Однако, во всех предыдущих исследованиях, за редкими исключениями (Б. К. Карапетян, С. С. Симонян [1] и Дж. Сакураи, Дж. К. Минами [3]), рассматривается взаимодействие между отдельным сооружением и его основанием, тогда как в действительности при землетрясении имеет место сложная картина взаимодействия сооружений между собой и с грунтами их оснований—взаимовоздействие.

В данной работе изучается взаимодействие зданий в экспериментальной постановке. Для этой цели произведен повторный анализ результатов, полученных в [1], при исследовании взаимодействия между основанием и фундаментом зданий в натуре при сейсмических колебаниях. Нами также рассмотрены некоторые другие опыты, которые не были отражены в [1].

На рис. 1 показан исследуемый участок, застроенный 4—5-этажными зданиями (все здания расположены на песчано-галечниковых отложениях), которые имеют период основного тона свободных колебаний $0,25 \div 0,40$ сек (причем здания № 2 и № 3 имеют период $0,25 \div 0,30$ сек, а здание № 1— $0,35 \div 0,40$ сек), и дана схема расположения приборов. Последние были установлены на грунте на расстоянии 0,5; 2,0 (6,0); 20,0 м от различно ориентированных зданий (параллельно, перпендикулярно и под углом к воздействию). Они записывали колебания по двум взаимноперпендикулярным составляющим (в направлениях малой оси здания— Γ и большой оси здания— Γ_n). Колебания грунта исследуемого участка изучены при 4 сейсмических воздействиях, которые на исследуемой площадке имели интенсивность 3÷5 баллов.

Как видно из рис. 1, первые два воздействия регистрируются только у здания № 1, поэтому, изучая данные, полученные при этих опытах, можно судить только о взаимодействии между зданием № 1 и его основанием (грунтом). А третье и четвертое воздействия регистрируются одновременно у трех зданий, которые расположены по разные стороны исследуемого участка, поэтому здесь уже рассматривается сложная картина взаимодействия зданий между собой (взаимовоздействие).

Перейдем к рассмотрению полученных нами данных.

Путем использования записей всех воздействий, на основании гармонического анализа [2], мы рассчитали и построили более 150 амплитудных спектров (некоторые из них приведены на рис. 2). Затем было проведено сравнение этих амплитудных спектров тремя методами:

- а) по максимальным амплитудам;
- б) по амплитуде, соответствующей часто повторяющемуся периоду;
- в) по амплитуде, соответствующей резонансу.

Значения амплитуд, полученных при сравнении амплитудных спектров по максимальным амплитудам, сведены в таблицу 1.

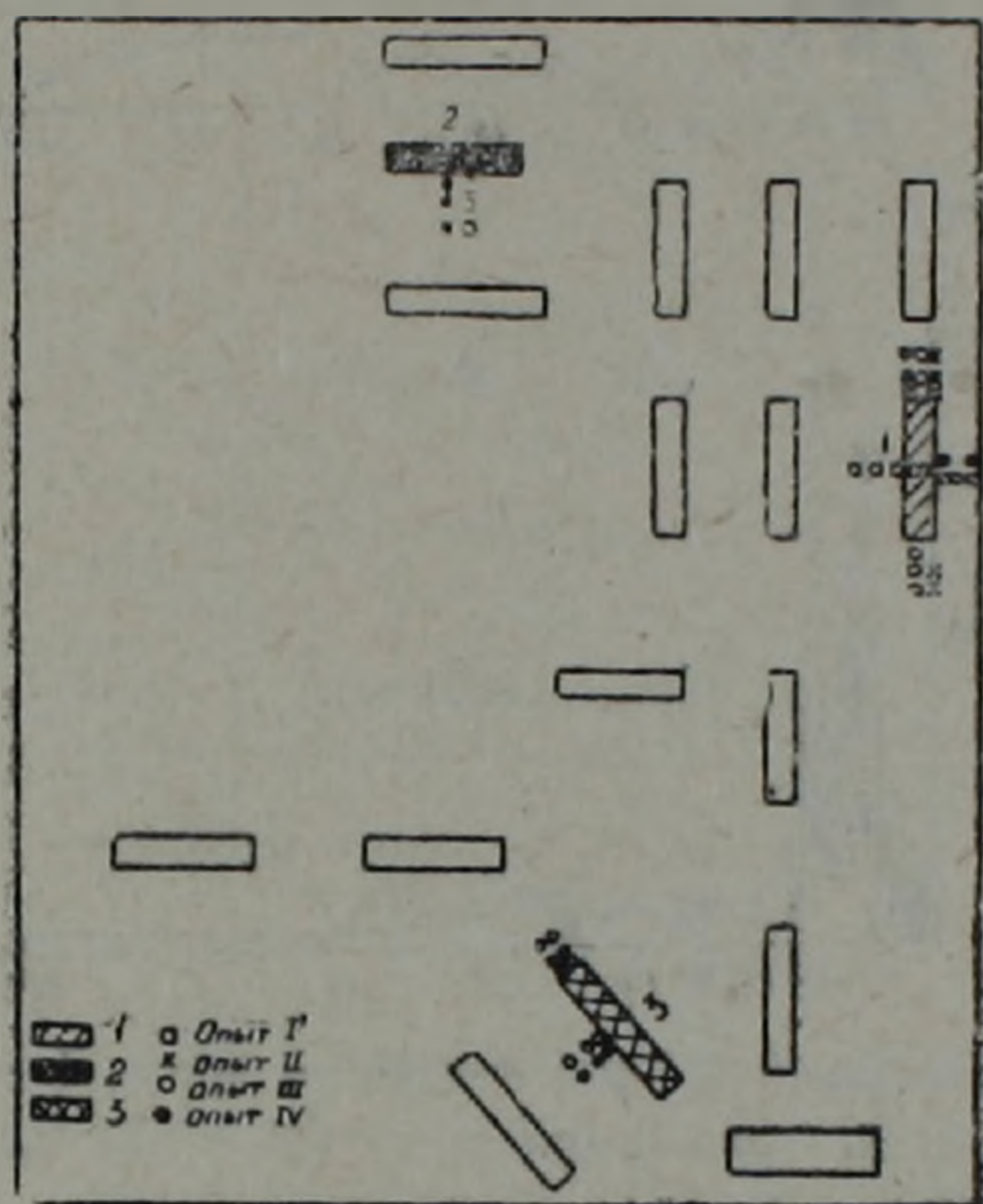


Рис. 1. Схема расположения приборов на исследуемом участке.

При сравнении амплитудных спектров, полученных во время I и II воздействий, оказалось, что на грунте, при различном удалении от здания № 1, с приближением к нему величины амплитуд колебаний уменьшаются (как по продольным, так и поперечным волнам). Например, при первом опыте у ближнего торца здания № 1 максимальные амплитуды на расстояниях 20 и 0,5 м равняются:

—по направлению малой оси здания (Γ) при продольной волне, соответственно—0,23 и 0,12 мм (рис. 2); при поперечной волне—0,38 и 0,23 мм;

—по направлению большой оси здания (Γ_n) при продольной волне

соответственно 0,14 и 0,07 мм; при поперечной волне—0,22 и 0,13 мм.

У фасада на тех же расстояниях наблюдается следующая картина: —по направлению Γ при продольной волне максимальные амплитуды равняются соответственно 0,17 и 0,06 мм; при поперечной волне—0,23 и 0,22 мм;

—по направлению Γ_n при продольной волне, соответственно—0,24 и 0,12 мм; при поперечной волне—0,32 и 0,21 мм.

Кроме того, результаты II опыта показывают, что максимальные амплитуды у дальнего торца здания № 1 меньше, чем у ближнего торца примерно в 2—3 раза (табл. 1). При этих воздействиях приборы были установлены и в подвале здания № 1. Сравнение амплитудных спектров показывает, что в подвале величина максимальной амплитуды получается более чем в 2 раза меньше, чем на расстоянии 20 м (рис. 2).

Как видно из приведенных данных, амплитуда колебаний грунта с приближением к зданию уменьшается в 1,5÷2,0 раза. Примерно такая же картина наблюдается при рассмотрении амплитудных спектров методами б) и в).

Так как расстояние от изучаемого участка до источника колебаний более чем в 5000 раз больше, чем расстояние между двумя соседними пунктами регистрации, то такая большая разница в значениях амплитуд невозможна из-за этого расстояния (особенно по направлению поперек линии воздействия). Эта разница может получиться только в результате взаимодействия здания с основанием (грунтом).

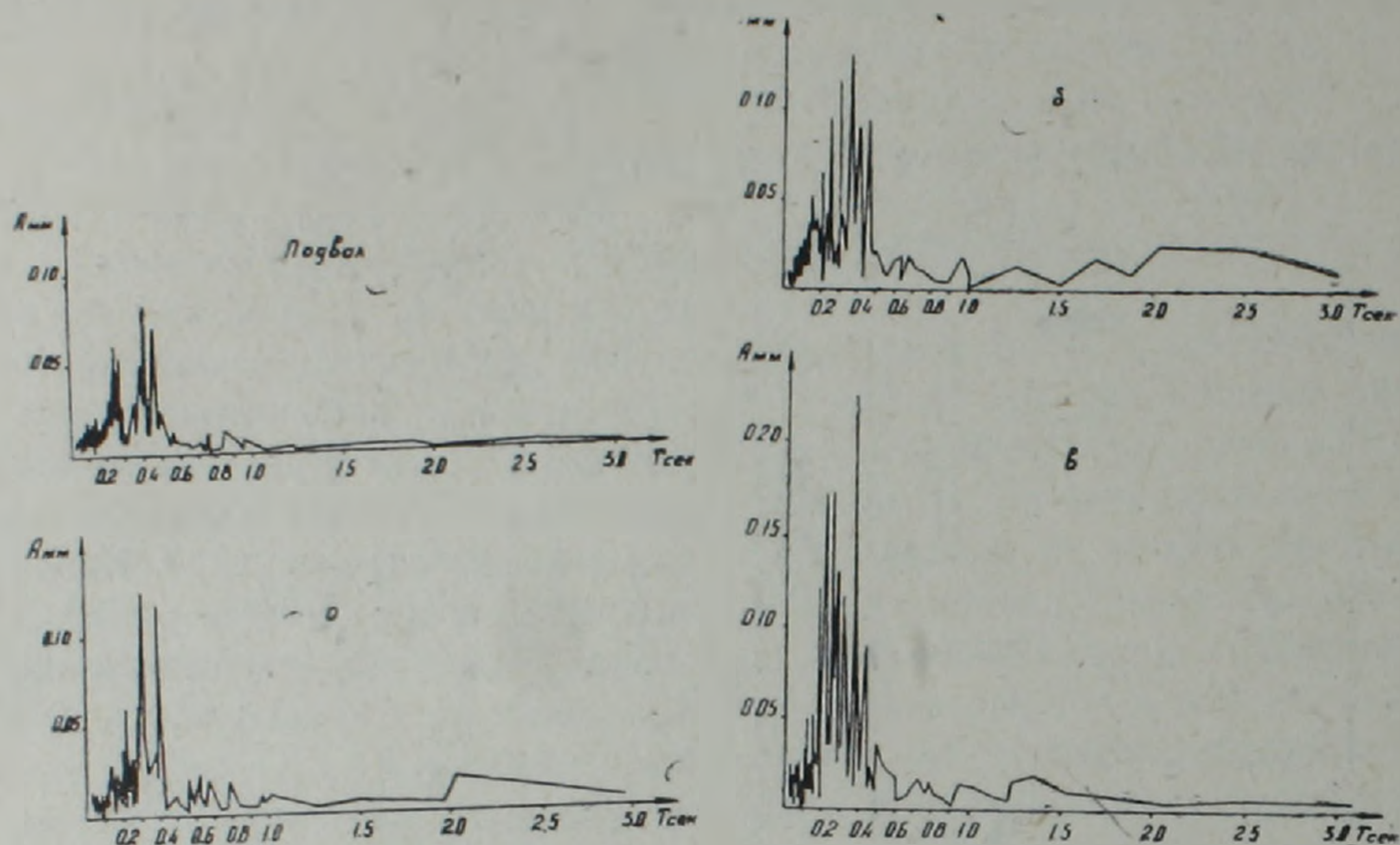


Рис. 2. Амплитудные спектры записей по составляющей Γ , полученные во время I опыта в подвале и у ближнего торца здания № 1, на расстояниях: а) 0,5 м; б) 2,0 м; в) 20,0 м.

Рассмотрим данные, полученные при III и IV воздействиях. Как видно из рис. 1, на участке расположения здания № 1 при этих опытах приборы были установлены в точках у ближнего торца и у переднего фасада здания. С целью пополнения данных нами путем сравнения значений максимальных амплитуд, полученных при этих воздействиях в остальных точках вокруг этого здания, а также используя записи в этих точках при I и II воздействиях, получены вероятные (возможные) значения максимальных амплитуд в этих точках при III и IV воздействиях. Принимая за основу III воздействие, поскольку оно в 1,5÷2,0 раза сильнее IV воздействия, в чем можно убедиться при рассмотрении величины максимальных амплитуд около зданий № 2 и № 3, рассматриваем полученные при этом воздействии данные для всех пунктов исследуемого участка.

Следует отметить, во-первых, что почти во всех точках вокруг зданий (кроме дальнего торца здания № 1) максимальные амплитуды значительно уменьшаются с приближением к зданию. Только у фасада здания № 1 амплитуды уменьшаются незначительно. На грунте у дальнего торца здания № 1 максимальные амплитуды наоборот увеличиваются с приближением к нему. Это объясняется тем, что рядом с дальним торцом здания № 1 расположено еще одно здание (рис. 1), которое, по всей

вероятности, влияет на показания приборов, расположенных у дальнего торца, т. е. происходит взаимовоздействие этих зданий.

Максимальные амплитуды около всех трех зданий на расстоянии 20 м имеют следующие значения:

Таблица 1

Значения максимальных амплитуд, полученных по методу а), в мм

№ опыта	№ здания (направление)	Состав- ляющая	Продольная волна			Поперечная волна		
			расстояние от здания в метрах					
			0.5	2(6)	20	0,5	2 6)	20
I	1	Г	0,12	0,13	0,23	0,23	0,28	0,38
	(с торца)	Г _п	0,07	0,07	0,14	0,13	0,14	0,22
	1	Г	0,06	0,07	0,17	0,22	0,23	0,23
	(с фасада)	Г _п	0,12	0,12	0,24	0,21	0,26	0,32
II	1	Г	—	—	—	—	0,25	0,38
	(ближний торец)	Г _п	—	—	—	—	—	—
	1	Г	—	—	—	—	0,08	0,14
	(дальний торец)	Г _п	—	—	—	0,05	0,05	0,09
III	1	Г	0,07	0,06	0,06	0,20	0,19	0,19
	(задний фасад)	Г _п	0,08	0,10	0,09	0,16	0,18	0,21
	1	Г	0,08	0,06	0,10	0,21	0,19	0,14
	(дальний торец)	Г _п	0,11	0,10	0,07	0,21	0,16	0,12
	2	Г	0,04	0,02	0,03	0,07	0,05	0,10
	(с фасада)	Г _п	0,03	0,02	0,03	0,07	0,05	0,07
	3	Г	0,08	0,06	0,06	0,15	0,13	0,13
	(с фасада)	Г _п	0,08	0,06	0,05	0,14	0,13	0,16
3	Г	0,06	0,06	0,07	0,13	0,13	0,15	
(с торца)	Г _п	0,07	0,08	0,07	0,17	0,16	0,20	
IV	1	Г	0,02	—	0,03	0,05	—	0,08
	(задний фасад)	Г _п	0,04	—	—	0,10	—	—
	1	Г	0,04	0,04	0,05	0,10	0,10	0,13
	(дальний торец)	Г _п	0,03	0,04	0,04	0,07	0,12	0,09
	2	Г	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
	(с фасада)	Г _п	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
	3	Г	0,06	0,04	0,03	0,06	0,06	0,05
	(с фасада)	Г _п	0,03	0,04	0,03	0,04	0,06	0,05
3	Г	0,05	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04	
(с торца)	Г _п	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	0,05	

—по направлениям Г_п—у здания № 3: с фасада—0,16 мм, с торца—0,20 мм; у здания № 1: с ближнего торца—0,16 мм, с фасада—0,21 мм, с дальнего торца—0,12 мм; у здания № 2: с фасада—0,07 мм; —по направлениям Г, соответственно: 0,13; 0,15; 0,32; 0,19; 0,14; 0,10 мм.

Как нетрудно заметить, все значения амплитуд (при рассмотрении их значений вдоль линии воздействия), кроме двух первых, постепенно уменьшаются, а первые два значения получились малыми, потому что они зарегистрированы около здания № 3, которое расположено относительно линии взрыва под углом 45° . Кроме того, у здания № 3 с фасада есть близлежащее здание, которое также влияет на показания приборов, расположенных с фасада.

Как уже отмечалось, источник колебаний находился очень далеко от зданий (более 100 км) и естественно, что расстояния между пунктами регистрации (меньше 20 м), как и расстояния между зданиями (около 100 м), не могут влиять на показания приборов с точки зрения изменения параметров колебаний. Так как выше выяснилось, что около здания № 2 колебания на грунте слабее, чем около зданий № 1 и № 3, следовательно, здесь оказывается влияние самих зданий, в результате чего происходит уменьшение сейсмического воздействия на близлежащие здания, т. е. происходит взаимовоздействие между зданиями.

Еще одна интересная картина наблюдается около здания № 1. На расстоянии 20 м от ближнего торца здания максимальная амплитуда по направлениям Г имеет величину 0,16 мм, а с фасада—на том же расстоянии и по тому же направлению—0,21 мм. Это объясняется тем, что здание влияет на колебание грунта, особенно по линии большой оси, поэтому у торца амплитуда получилась меньше, чем у фасада.

На основании проведенного исследования получены следующие закономерности.

1. При сейсмических воздействиях между зданием и его основанием (грунтом) происходит взаимодействие, в результате чего уменьшается амплитуда колебаний здания.

2. При сейсмических воздействиях между зданиями происходит взаимовоздействие, в результате чего уменьшается воздействие колебаний на близлежащие здания.

3. Изучение результатов III и IV воздействий показало, что роль взаимодействия зданий между собой и с грунтами их оснований возрастает с увеличением интенсивности вынужденных колебаний.

4. Изучение результатов I и II воздействий показало, что здание служит преградой на пути распространения сейсмических волн.

5. Влияние здания на колебание грунта сказывается на расстоянии до 20 м, а возможно и более.

На основании анализа полученных результатов приходим к выводу, что взаимовоздействие зданий между собой и с грунтами их оснований существенно (до $1,5 \div 2,0$ раза) уменьшает амплитуду колебаний зданий при сейсмических воздействиях. Следовательно, при проектировании можно было бы рекомендовать рассчитывать здания под сейсмическим воздействием, которое намного меньше предусматриваемого по картам сейсмомикрорайонирования. Однако, могут быть и случаи, когда, наоборот, взаимовоздействие способствует увеличению сейсмического воздействия. Поэтому следовало бы при планировке городов и населенных пунктов рекомендовать такое оптимальное расположение зданий, при

котором их взаимовоздействие приведет, в основном, к уменьшению сейсмической нагрузки.

Указанные вопросы подлежат глубокому теоретическому и экспериментальному изучению для получения достоверных количественных данных по взаимовоздействию с целью их учета при сейсмическом микро-районировании территорий как существующих, так и проектируемых городов и населенных пунктов.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук Армянской ССР

Поступила 16.VI. 1982.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Карапетян Б. К., Симонян С. С. Результаты исследования взаимодействия между основанием и фундаментом зданий в натуре при сейсмических колебаниях. Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле, том XXVI, № 2, 1973.
2. Карапетян Н. К. Спектры сейсмических колебаний на территории Армении. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1973.
3. J. Sakurai and J. K. Minami. Some Effects of Nearby Structures on the Seismic Response of Buildings. Fifth World Conference on Earthquake Engineering, Rome, 1973.

УДК: 556.3 : 550.84 : 631.42 (479.25)

А. Г. ХАНГЕЛЬДЯН

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫЕ УСЛОВИЯ МЕЦАМОР-РАЗДАНСКОГО МАССИВА АРАРАТСКОЙ РАВНИНЫ

Результаты многолетних исследований в области мелиоративной гидрогеологии показывают, что хозяйственная деятельность человека, в частности орошаемое земледелие, связанное с проведением ирригационно-мелиоративных мероприятий, коренным образом меняет естественно сложившийся водносолевой режим почвогрунтов и в значительной степени влияет на мелиоративное состояние земель [1—8].

В аридных климатических условиях ведение интенсивного сельскохозяйственного производства немыслимо без орошения и рассоления засоленных земель. Если вегетационные и промывные поливы обеспечивают повышение плодородия почв, создавая благоприятный воднотемпературный режим в корнеобитаемом слое, вымывают воднорастворимые токсические соли, формируя шапку пресных ирригационно-грунтовых вод на минерализованных собственно грунтовых водах и т. д. с другой стороны (как это имеет место в Мецамор-Разданском массиве, охватывающем Эчмиадзинский и часть Масисского административного района, после ввода в эксплуатацию Октемберянского, Эчмиадзинского, Нижне-Разданского, Мецаморского и др. каналов, Аревшатской и Акналичской насосной станции и др.), низкая естественная дренированность территории, отсутствие необходимой коллекторно-дренажной сети, несоблюдение поливных норм, непронизводительные потери из ирригационной сети на поливных землях приводят к накоплению запасов грунтовых вод и неуклонному подъему их уровня.

В результате интенсивно возрастает расход грунтовых вод на испарение, создаются благоприятные условия для развития процесса «вторичного» засоления орошаемых земель.

Для прослеживания специфики этих изменений необходимо вскрыть динамику развития площадей орошаемых земель, оросительной и коллекторно-дренажной сети—основных комплексов антропогенной деятельности общества, влияющих на режим грунтовых вод.

Орошение в Араратской равнине имеет давнюю историю. До наших дней сохранилась и действует в Мецамор-Разданском массиве Эчмиадзинокая оросительная система, построенная во времена существовавшего здесь государства Урарту (VIII—VII века до н. э.).

Но как бы ни было развито орошаемое земледелие в древней и дореволюционной Армении оно не могло удовлетворить потребности сельского хозяйства. В 1920 году в Мецамор-Разданском массиве, из-за недостатка воды и засоленности почвогрунтов орошались небольшие площади в привершинных частях конусов выноса рек Касах и Раздан. Это были мелкие поля и приусадебные участки населения.

Оросительная сеть была в основном неинженерной, а искусственные сооружения—выведены из строя.

С первых же дней установления Советской власти в Армении началось восстановление разрушенных и строительство новых оросительных систем. В частности, к 1936 году в Мецамор-Разданском массиве были завершены работы по восстановлению Эчмиадзинского и строительству Шадрлинского каналов с питанием из р. Раздан, длиной магистральных каналов соответственно 23,6 и 19,9 км, с пропускной способностью 4,2 и 4,5 м³/с. Подвешенные к ним площади в настоящем составляют 1352 и 1704 га.

В довоенный период здесь были начаты работы (имеющие оздоровительный характер) по осушению болот и борьбе с свирепствующей малярией, а также строительству крупного ирригационного объекта,— Нижне Разданской оросительной системы.

В годы Великой Отечественной войны их строительство было временно законсервировано.

В настоящее время в пределах описываемого массива эксплуатируется ряд оросительных систем общей протяженностью 189,2 км, а подвешенная к ним площадь составляет 15231 га (табл. 1).

Недостаток воды на орошение ежегодно восполняется за счет подземных вод. По данным учета и использования подземных вод для орошения земель в пределах Мецамор-Разданского массива до 1974 г. эксплуатировались 404 водозаборных скважин, а к 1983 г. количество их составило 683.

Таким образом, добыча подземных вод для орошения земель за 1974—1982 гг. увеличилась почти в 1,7 раза.

По данным В. Ф. Захарова (рис. 1), когда оросительной системы практически не было, грунтовые воды здесь, почти повсеместно, залегали на 2—3 м ниже современного уровня с минерализацией в преобладающем большинстве 2—5, а местами до 8 г/л [3].

Постепенно после пуска вышеуказанных оросительных систем произошел подъем их уровня, сформировались ирригационно-грунтовые воды, которые в настоящее время залегают на большей части территории на глубине 1—2 м. Покровные отложения в районе представлены тяжелыми литологическими разностями пород (глинами, суглинками), реже супесями делювиально-пролювиального, пролювиального, аллювиально-пролювиального и аллювиального генезиса. Уклон рельефа падает от предгорной наклонной равнины в сторону р. Аракс и составляет 0,04, а по течению реки—0,001. Грунтовые воды здесь под влиянием длительного орошения на фоне искусственного дренажа опреснялись и на большей части территории величина общей минерализации их изменяется в пределах до 1 г/л.

Таблица 1

Распределение подвешенных площадей к отдельным оросительным системам
(данные УООС-ов Эчмиадзинского и Масисского районов)

Наименование ирригационных систем и каналов	Источник питания	Магистральные каналы		Межхозяйственные распределители		Подвешенная площадь, км
		Длина, км	пропускная способность, м³/с	Длина, км	пропускная способность, м³/с	
Нижне-Разданский канал I-ой очереди	г. Раздан	28,4	13,5	6,6	2,5	5490
Нижне-Разданский канал II-ой очереди	"	25,2	7,0	13,9	2,5	1125
Дотационный канал II-ой очереди	р. Касак	1,1	8,0	0,4	—	250
Верхняя трасса Акналической н/ст	оз. Акналич	10,0	1,3	1,7	—	923
Нижняя трасса Акналической н/ст	"	10,4	2,0	0,6	—	1303
Эчмиадзинский канал	р. Раздан	23,6	4,2	1,5	1,5	1352
Шадарлинский канал	"	19,9	4,5	0,7	1,5	1704
Левобережный Мецаморский канал	р. Мецамор	19,3	11,2	9,5	—	226
Арзни-Шамирамская ветка (II-X-5)	р. Раздан	—	—	—	—	1230
Геганистский канал	"	2,3	0,7	2,4	0,4	232
Арбатский канал	"	3,7	1,0	8,0	1,0	1006
Сарванларская н/ст	р. Мецамор	—	0,3	—	—	330
Всего:	—	143,9	—	45,3	—	15231

Несмотря на наличие дренажной сети (открытых горизонтальных дрен), построенной в период с 1950 по 1957 гг., незасоленные земли, занятые под орошаемое земледелие по хозяйствам, составляют около 7,8 тыс. га или 30,65% всей (22,1 тыс. га) орошаемой территории (табл. 2).

Таблица 2

Засоленность земель по колхозам и совхозам в Мецамор-Разданском массиве
(по данным ПНИИСа и УООС-ов Эчмиадзинского и Масисского районов)

Наименование районов	Число хозяйств	Земельный фонд, га/%			
		всего	в том числе		
			незасоленные	слабо и средне засоленные	сильно и очень сильно засоленные
Масисский	10	<u>4109</u> 18,59	<u>244</u> 1,11	<u>1906</u> 8,62	<u>1959</u> 8,86
Эчмиадзинский	38	<u>17997</u> 81,41	<u>6531</u> 29,54	<u>5502</u> 24,89	<u>5964</u> 26,98
Всего:	48	<u>22106</u> 100	<u>6775</u> 30,65	<u>7408</u> 33,51	<u>7923</u> 35,84

Таблица 3

Соотношение площадей с различной глубиной залегания уровня грунтовых вод (УГВ) за 1949–1981 гг.

Глубина залегания УГВ, м	Площадь, га/% от общей территории			
	По Н. И. Долухановой, В. А. Аветисяну, Т. А. Аревшатыан	По Е. И. Рябовой	По А. Г. Хангельдяну	По Ж. А. Ачояну
	1949 г.	1968 г.	1976 г.	1981 г.
До 1	$\frac{3200}{24,24}$	$\frac{2700}{20,45}$	$\frac{2101,44}{15,92}$	$\frac{1636,80}{12,40}$
1–2	$\frac{7975}{60,42}$	$\frac{8018,75}{60,75}$	$\frac{8268,48}{62,64}$	$\frac{8337,12}{63,16}$
2–3	$\frac{1625}{12,31}$	$\frac{2006,25}{15,20}$	$\frac{2310,00}{17,50}$	$\frac{2675,64}{20,27}$
3	$\frac{400}{3,03}$	$\frac{475}{3,60}$	$\frac{520,08}{3,94}$	$\frac{550,44}{4,17}$

Таблица 4

Соотношение площадей с различной величиной минерализации грунтовых вод за 1949–1981 гг.

Минерализация грунтовых вод, г/л	Площадь, га/% от общей территории			
	По Н. И. Долухановой, В. А. Аветисяну, Т. А. Аревшатыан	По Е. И. Рябовой	По А. Г. Хангельдяну	По Ж. А. Ачояну
	1949 г.	1968 г.	1976 г.	1981 г.
До 1	$\frac{5125}{38,82}$	$\frac{9747,9}{73,85}$	$\frac{7953,0}{60,25}$	$\frac{7000}{53,03}$
1–2	$\frac{4325}{32,77}$	$\frac{2878,1}{21,80}$	$\frac{4593,6}{34,80}$	$\frac{5525}{41,86}$
2–5	$\frac{3225}{24,43}$	$\frac{574,0}{4,36}$	$\frac{653,4}{4,95}$	$\frac{675,0}{5,11}$
5–8	$\frac{525}{3,98}$	—	—	—

В Мецамор-Разданском массиве, в одиннадцатой пятилетке намечено проведение больших мелиоративных мероприятий. Широкий комплекс гидрогеологических исследований предстоит выполнить институту «Армгипроводхоз» совместно с ВНИИГи М-ом по определению фильтрационных параметров пород зоны аэрации и водонасыщения, геофильтрационной схематизации и гидрогеолого-мелиоративному районирова-

нию территории. Результаты этих работ послужат основой для последующих проектных разработок по улучшению мелиоративного состояния земель.

Здесь в верхней части разреза преобладают тяжелые грунты, дренажные системы плохо отводят промывные и поливные воды, о чем свидетельствует высокий уровень грунтовых вод. Повышенная их минерализация predetermined условиями соленакопления и аридностью климата.

Мелиоративное состояние земель Араратской равнины, в частности Мецамор-Разданского массива, с увеличением вододачи и повышением уровня грунтовых вод в результате интенсивного испарения, ухудшается.

Длительное неупорядоченное водопользование, сопровождающееся сбросом огромного количества излишней забранной воды, привело к развитию «вторичного» засоления почв, увеличению запасов грунтовых вод и подтоплению пониженных частей, о чем свидетельствуют данные, приведенные в таблице 3.

Под влиянием орошения и формирования бугров ирригационно-грунтовых вод сократились площади с высокой минерализацией, но вместе с тем из-за недостаточной эффективности дренажных систем наблюдается тенденция к увеличению площадей с солоноватыми (1—2 г/л) грунтовыми водами за счет территорий распространения пресных вод (табл. 4).

По химическому составу грунтовые воды в основном относятся к гидрокарбонатно-натриевому или гидрокарбонатно-кальциевому типу.

Как показывают, вышеприведенные данные по режиму грунтовых вод, с развитием антропогенных процессов изменяется водный и водно-солевой баланс изучаемого района, нарушается естественный режим грунтовых вод, ухудшается мелиоративное состояние земель.

Для повышения урожайности сельскохозяйственных культур, помимо других видов агро-мелиоративных мероприятий, необходима коренная мелиорация земель Мецамор-Разданского массива с учетом элементов водно-солевого баланса подземных вод и закономерностей формирования их режима.

Армгипроводхоз

Поступила 13. VI. 1983.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аветисян В. А. К вопросу о формировании вод андезитово-базальтовых лав Армении. В сб. «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1956.
2. Амроян А. Е., Арутюнян Р. Г., Орбелян Э. С. Араратская котловина. В кн. «Геология Армянской ССР», том VIII. Гидрогеология, Ереван, 1974.

3. Захаров В. Ф. Гидрогеология Эриванской низменности, Тифлис, 1937.
4. Кац Д. М. Влияние орошения на грунтовые воды, Колос, М., 1976.
5. Карапетян С. Г. Араратская равнина. В сб. «Условия применения вертикального дренажа в орошаемых районах СССР», часть I, М., 1970.
6. Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Изд. АН СССР, часть I, II, М., 1946—1947.
7. Роговская Н. В. Методика гидрогеологического районирования для обоснования мелиорации. Госгеолтехиздат, М., 1959.
8. Хангельдян А. Г. К вопросу о взаимосвязи засоленности грунтов и минерализации грунтовых вод Араратской равнины (на примере Масисского массива). Мат. межвед. совещ. по прогноз. гидрогеол. ниж. геол. и почв. мелиор. условий, вып. 2, М., 1977.

