

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



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

ԽՄԲԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

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

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

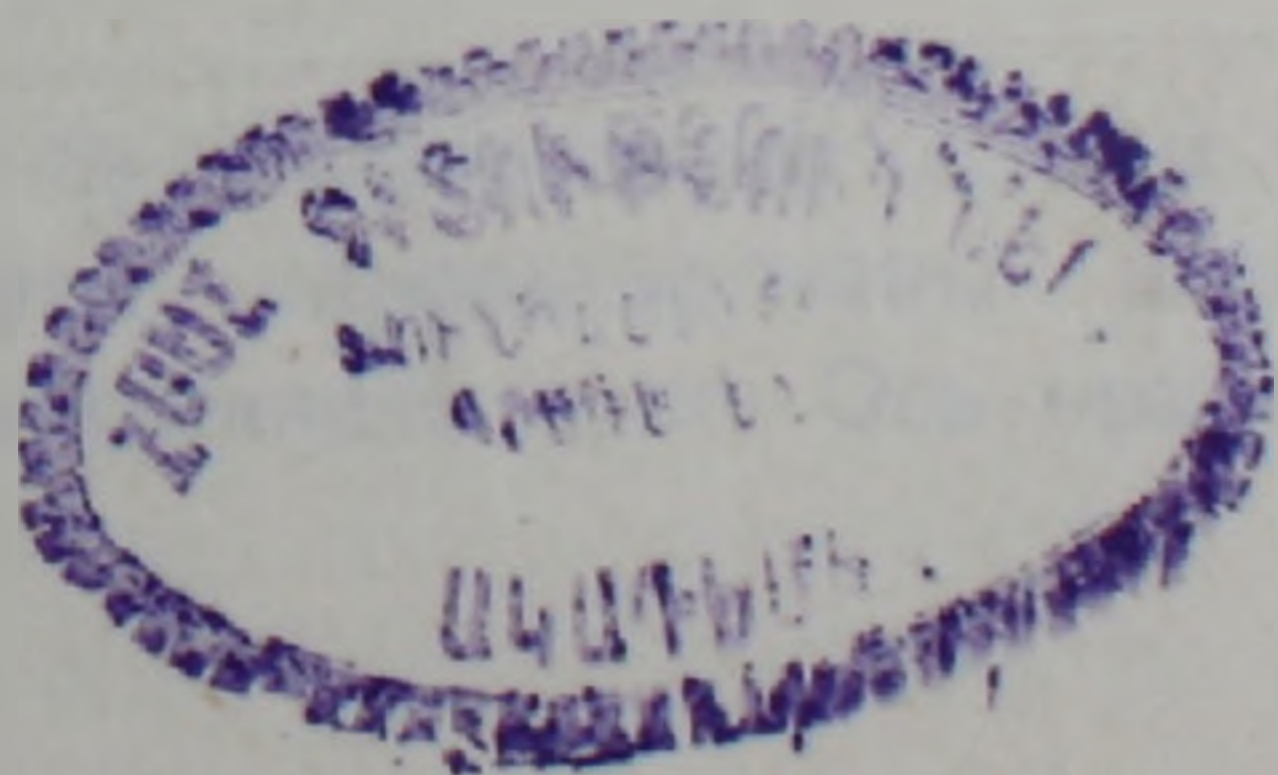
© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1981

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Ի. Կարապետյան, Ս. Ն. Նազարեթյան, Ա. Ա. Կիրակոսյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի համակովկասյան տարածում ունեցող խորքային բեկվածքների երկայնքով սեյսմիկականության ժամանակային ընթացքը	3
Վ. Ն. Վարբանետով. Քաջարանի հանքային դաշտի շտոկվերկային հանքանյութերի ներծին եղրապսակները	17
Լ. Ն. Զոհրաբյան, Յու. Վ. Ասրյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի ինժեներական գեոմորֆոլոգիայի հարցերը	36

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ս. Վ. Գրիգորյան. Մթնոլորտի ուղղաձիգ հոսանքների դաշտի վերածումը բնական բաղադրիչների էմպիրիկ օրթոգոնալ ֆունկցիաների մեթոդով	45
Վ. Լ. Անանյան. Մթնոլորտային նստվածքագոյացումների ուսումնասիրման հարցի վերաբերյալ	50
Վ. Գ. Գրիգորյան. Ռեակցիայի սպեկտրի կախվածությունն ուժեղ երկրաշարժի մագնիտուդայից և էպիկենտրոնի հեռավորությունից	57
Ա. Կ. Յուխանյան, Յու. Ս. Գենչաֆտ. Հայաստանի ուշկայնոզոյան հրաբխածին ապարներում խորքային ներփակումների խտությունն ու սեղմելիությունը երկրակեղևի թերմոդինամիկ պայմաններում	63
Զ. Հ. Մինասյան. Հայկական ՍՍՀ կայնոզոյան հրաբխածին ապարների հակադարձ մագնիսացվածությունը	69
Մ. Ս. Բաղալյան. Գեղամ-Սյունիքի հրաբխային մարզի մագնիսական դաշտի գծային տարրերն ու խզումնային տեկտոնիկան	75
Ա. Ս. Վարդանյան, Տ. Բ. Նեչաև, Գ. Ն. Պետրովա. Լուսաղբյուրի կտրվածի նստվածքների մագնիսական հատկանիշները	79
Ա. Կ. Մաթևոսյան. Դիմադրությունների և հարուցված բեռնացման մեթոդներով հետազոտությունների ընթացքում եռլեկտրոդ էկրանավորված տեղակայանքի օգտագործման հնարավորությունների մասին	85



СОДЕРЖАНИЕ

А. И. Карапетян, С. Н. Назаретян, А. А. Киракосян. Временной ход сейсмичности по главнейшим общекавказским глубинным разломам территории Армянской ССР	3
В. Е. Вартанесов. Эндогенные ореолы штокверковых руд Каджаранского рудного поля	17
Л. Н. Зограбян, Ю. В. Асрян. Вопросы инженерной геоморфологии Армянской ССР	28
Л. М. Хуршудян. Водный режим озера Севан за многолетний период и закономерности изменения его основных параметров	36

Краткие сообщения

А. В. Григорян. Разложение поля вертикальных токов атмосферы на естественные составляющие методом эмпирических ортогональных функций	45
В. Л. Ананян. К вопросу изучения атмосферных выпадений	50
В. Г. Григорян. Зависимость спектра реакции от магнитуды и эпицентрального расстояния сильного землетрясения	57
А. К. Юханян, Ю. С. Геншафт. Плотность и сжимаемость глубинных включений из позднекайнозойских вулканитов Армении при PT параметрах земной коры	63
Дж. О. Минасян. Обратная намагниченность вулканогенных пород кайнозоя Армянской ССР	69
М. С. Бадалян. Линейные элементы магнитного поля и разрывная тектоника Гегам-Сюникской вулканической области	75
А. А. Варданян, Т. Б. Нечасва, Г. Н. Петрова. Магнитные свойства осадков разреза Лусахпюр	79
А. К. Матевосян. О возможности применения трехэлектродной экранированной установки при исследованиях методами сопротивлений и вызванной поляризации	85

УДК: 551.243.8 : 550.348.436(479.25)

А. И. КАРАПЕТЯН, С. Н. НАЗАРЕТЯН, А. А. КИРАКОСЯН

ВРЕМЕННОЙ ХОД СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ГЛАВНЕЙШИМ ОБЩЕКАВКАЗСКИМ ГЛУБИННЫМ РАЗЛОМАМ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

В статье сделана попытка на основании обобщения большого фактического материала по землетрясениям, имевшим место вдоль зон глубинных разломов общекавказского простирания, подойти к вопросам прогноза оруденения. Результаты полученных материалов полезны также для долгосрочного прогноза землетрясений.

Выяснение особенностей временного хода проявления землетрясений, эпицентры которых приурочены к зонам разломов, является важнейшей основой для долгосрочного сейсмопрогноза, а установление закономерностей размещения в различной степени сейсмоактивных фрагментов необходимо при решении вопросов потенциальной рудоносности этих разломов.

С этой целью в предлагаемой статье рассматривается развитие сейсмического процесса по Амасийско-Севанскому, Севано-Зангезурскому, Ленинанкан-Ордубадскому и Ереван-Нахичеванскому глубинным разломам (рис. 1) на основе графиков пространственно-временного распределения землетрясений в проекции на условные оси глубинных разломов за период 1962—1980 гг.

Временной ход сейсмичности по вышеуказанным глубинным разломам определяется на основании относительно достоверных инструментальных данных о землетрясениях, накопленных с 1962 г. За это время сейсмические станции Армении зарегистрировали свыше шести тысяч землетрясений, происшедших на территории республики и прилегающих к ней частей. С целью характеристики частоты проявления землетрясений использованы толчки с $K \geq 9$, которые являются представительными для изучаемой территории, по возможности использованы землетрясения с $K \leq 9$ (определенные с достаточной точностью), а также имеющиеся в исторической литературе данные о сильных и разрушительных землетрясениях. Систематизация и обработка исходного материала (около тысячи землетрясений) по зонам разломов, принятых в виде полос шириной до 20 км, произведены на электронно-вычислительной машине М-1050. Они позволяют рассматривать развитие сейсмического процесса в пространстве и во времени.

Оси абсцисс на графиках (рис. 2—5) соответствуют осевым линиям зон сейсмогенных разломов, на которые спроектированы эпицентры всех толчков, происшедших в соответствующей зоне. Ось ординат соответствует годам наблюдений.

Указанные разломы имеют общекавказское простира-
няются вдоль всей территории Армянской ССР (рис. 1) и сравнительно
хорошо изучены геологическими [1, 2, 4] и геофизическими [5, 11] мето-
дами, доказана также их сейсмическая активность [1, 3, 5, 12].

Амасийско-Севанский глубинный разлом является одним из наибо-
лее протяженных конформных разломов Малого Кавказа. На террито-



Рис. 1. Схема расположения Амасийско-Севанского, Севано-Зангезурского, Ленинанкан-Ордубадского, Ереван-Нахичеванского глубинных разломов, сейсмостанций и эпицентров сильных землетрясений на территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР за 735—1976 гг. [14] с показом интенсивности в баллах (по MSK-64). 1—Глубинные разломы общекавказского простира-
нения, выделенные по геолого-геофизическим данным (цифрами на схеме обозначены глубинные разломы: 1—1-Амасийско-Севанский; 2—2-Севано-Зангезурский, 3—3-Ленинанкан-Ордубадский, 4—4-Ереван-Нахичеванский), с показом ширины зон разломов, по которым велся подсчет землетрясений; 2—сейсмо-
станции; 3—8-эпицентры землетрясений с интенсивностью V—IX баллов.

рии Армянской ССР он в основном совпадает с Севанской офиолитовой зоной, которая рассматривается как Базумо-Севанский глубинный тектонический шов со следами многократных сжимающих усилий, проявленных в виде зон смятия, милонитизации и меланжа, вытянутых тел гипер-
базитов и чешуйчатых надвигов с крутым падением. К северо-западу Севанский разлом слагают Фиолетово-Тандзут-Кироваканский фрагмент, к юго-востоку разлом делится на 2 ветви. Одна из них по северо-
восточному побережью озера Севан переходит на территорию Азербайд-

жана, а другая—протягивается к югу, составляя т. н. Севано-Зангезурский глубинный разлом с отчетливо проявленным Татев-Гиратах-Хуступ-Шишкертским фрагментом. Имеются существенные разногласия в вопросах интерпретации геофизических и геологических данных, в зависимости от которых в одном случае Фиолетово-Тандзут-Кироваканская зона разломов считается фрагментом единого Ленинанкан-Кирова-

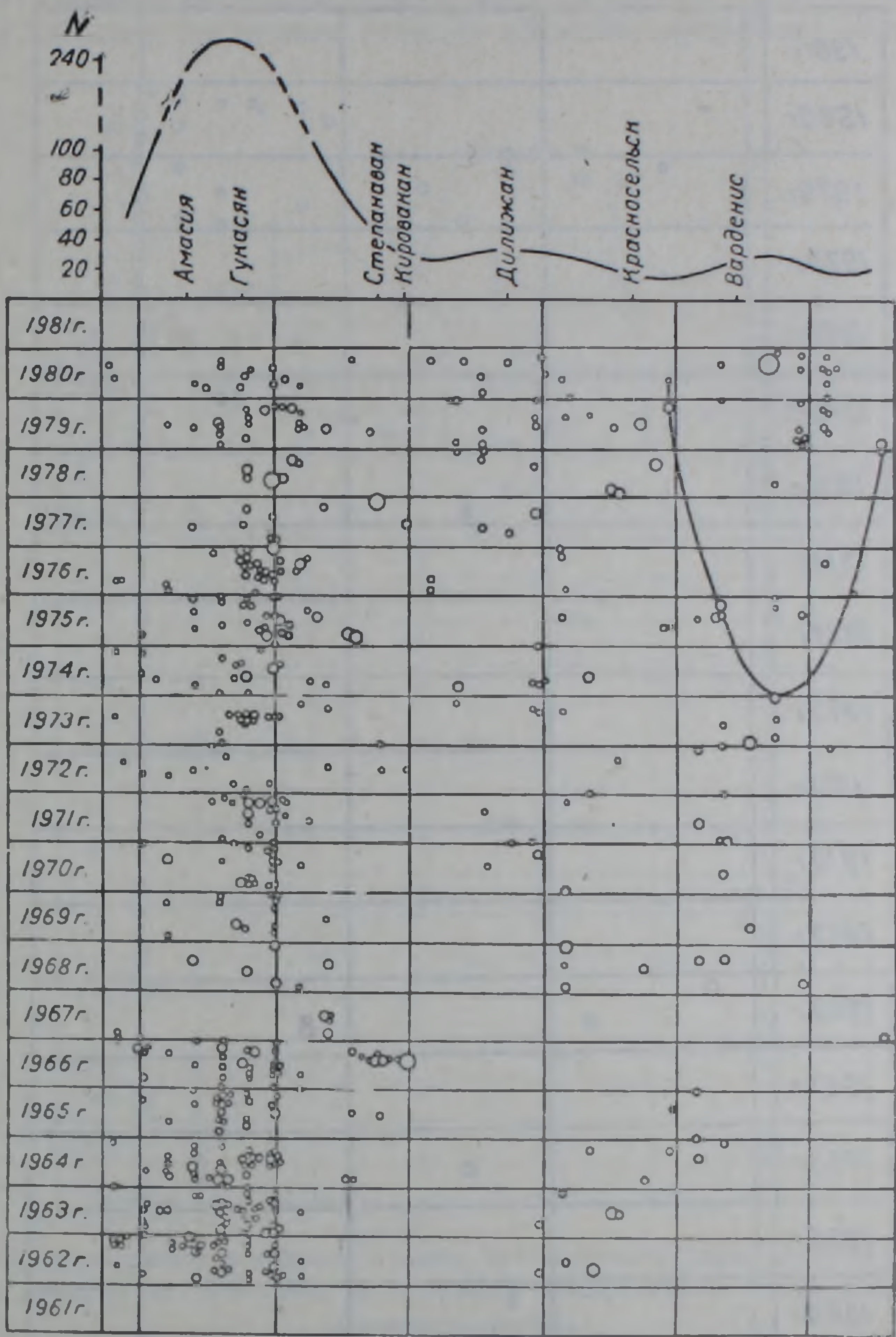


Рис. 2. Пространственно-временной график сейсмического хода по Амасийско-Севанскому глубинному разлому за 1962—1980 гг. и график распределения землетрясений вдоль пространства разлома.

кан-Татев-Гиратах-Шишкертского разлома, в другом—продолжение этого разлома проводится по северо-восточному побережью оз. Севан и именуется Базумо-Севанским.

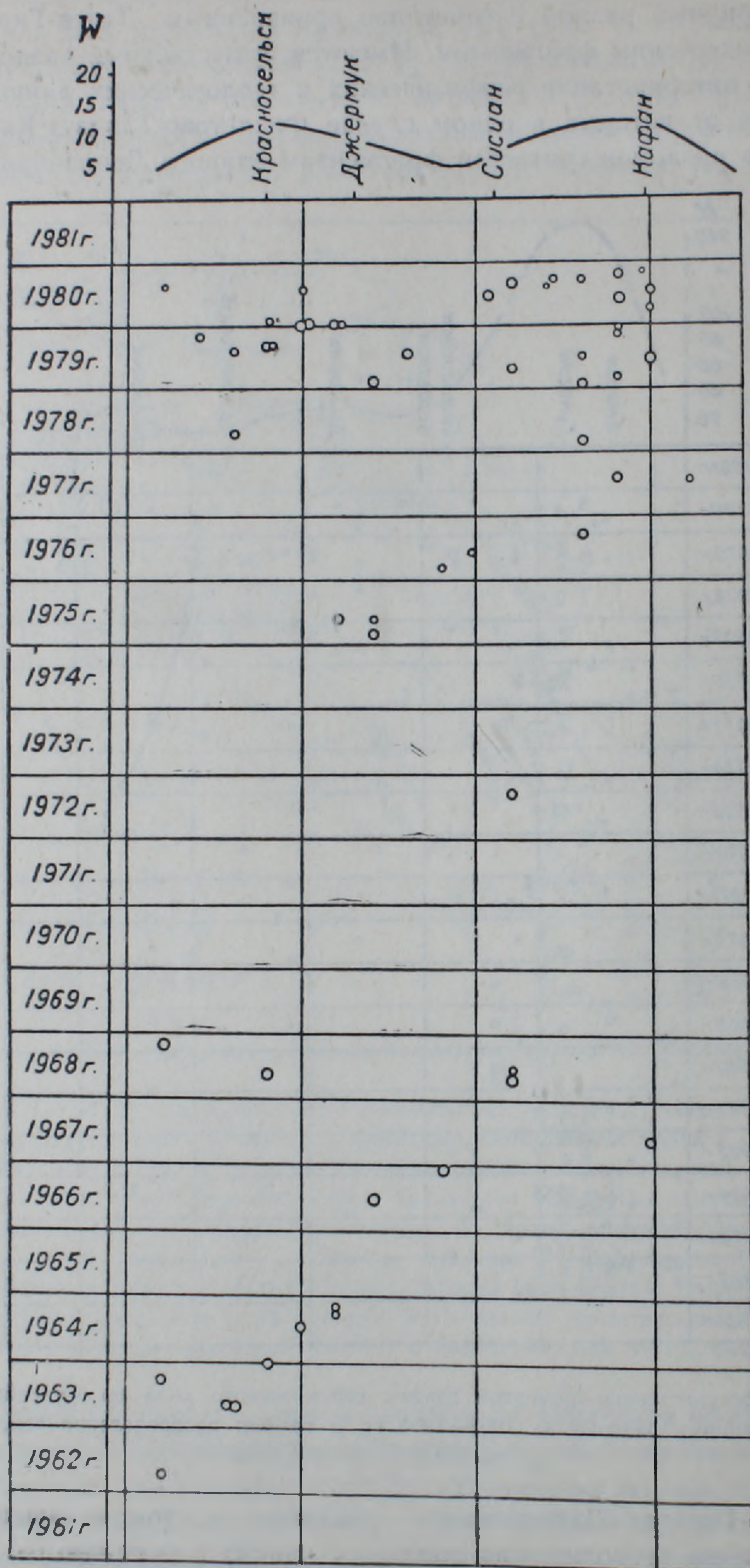


Рис. 3. Пространственно-временной график сейсмического хода по Севано-Зангезурскому глубинному разлому за 1962—1980 гг. и график распределения землетрясений вдоль простирания разлома.

Амасийско-Севанский глубинный разлом относится к числу сейсмо- и тектонически активных зон Армянской ССР. К нему приурочены многочисленные землетрясения силой 5—7 баллов (Гукасян—1908, 1916; Спитак-Кировакан—1907, 1910, 1915, 1948 гг.; Цовагюх—1945, 1953 гг.; Алмалык—1954 г. и др.). К полосе Амасийско-Севанского глубинного разлома приурочена анизотропная зона скоростей поперечных волн. Глубина разлома, по данным станции «Земля», превышает 50 км [6].

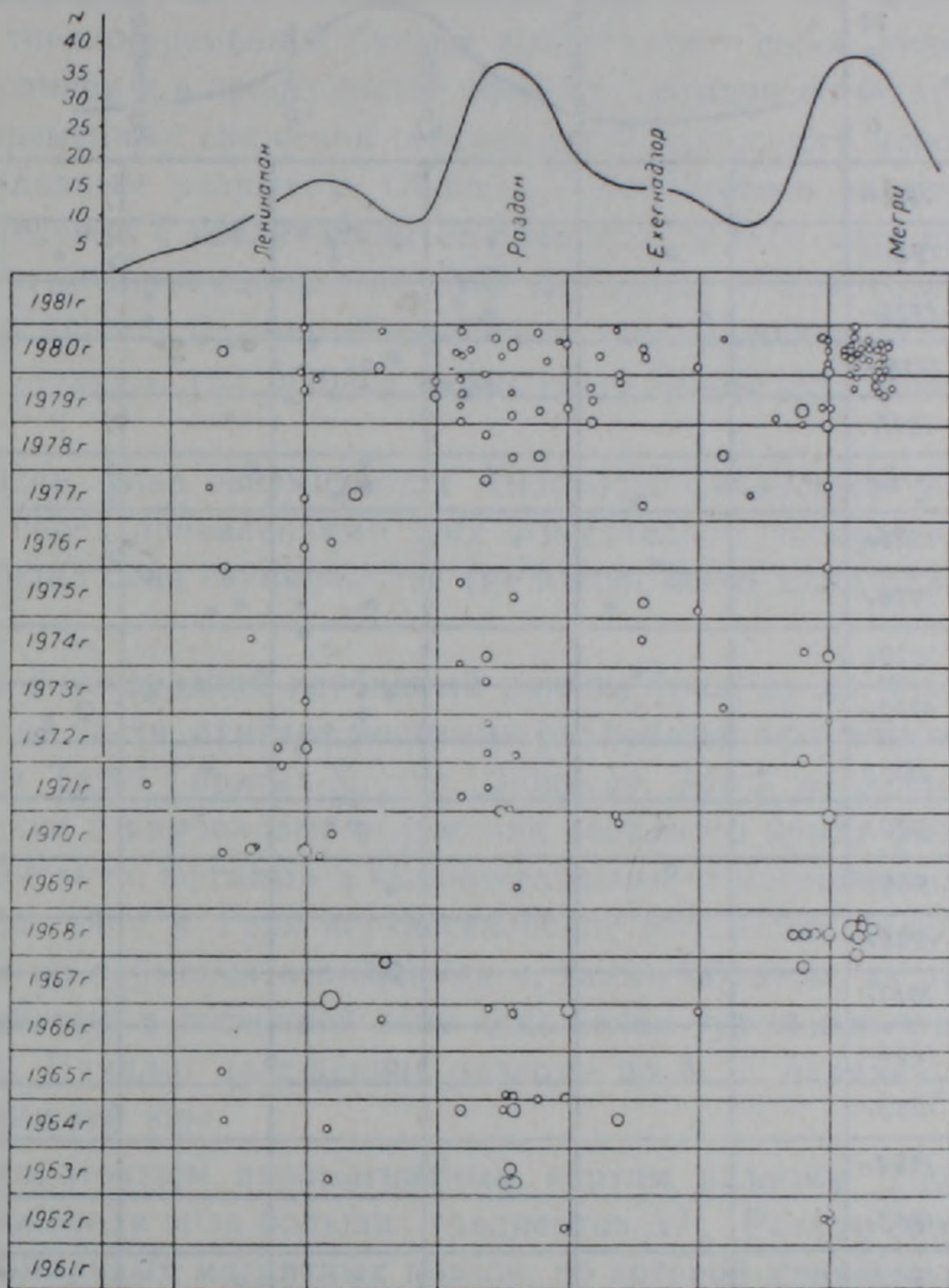


Рис. 4. Пространственно-временной график сейсмического хода по Ленинанкан-Орду- бадскому разлому за 1962—1980 гг. и график распределения землетрясений вдоль простиранния разлома.

На картах гравитационного поля вдоль северо-восточного побе- режья оз. Севан глубинному разлому соответствует непрерывная зона больших градиентов. Здесь же на наземных магнитных картах вдоль зоны разлома протягивается полоса интенсивных положительных ано- малий, которые имеют малые размеры и по высоте быстро затухают. Эти аномалии соответствуют ультрабазитам, а их параметры указы- вают на то, что ультрабазиты имеют небольшие размеры. К северо-за- паду разлом выделяется по локальным особенностям этих полей.

Из пространственно-временной диаграммы (рис. 2) заметно, что по сейсмичности Амасийско-Севанский глубинный разлом вдоль простирания расчленяется на сейсмоактивные и менее активные фрагменты, которые чередуются, имея длину около 50 км.

В северо-восточном активном фрагменте разлома заметна цикличность проявления сейсмичности во времени с длительностью активного

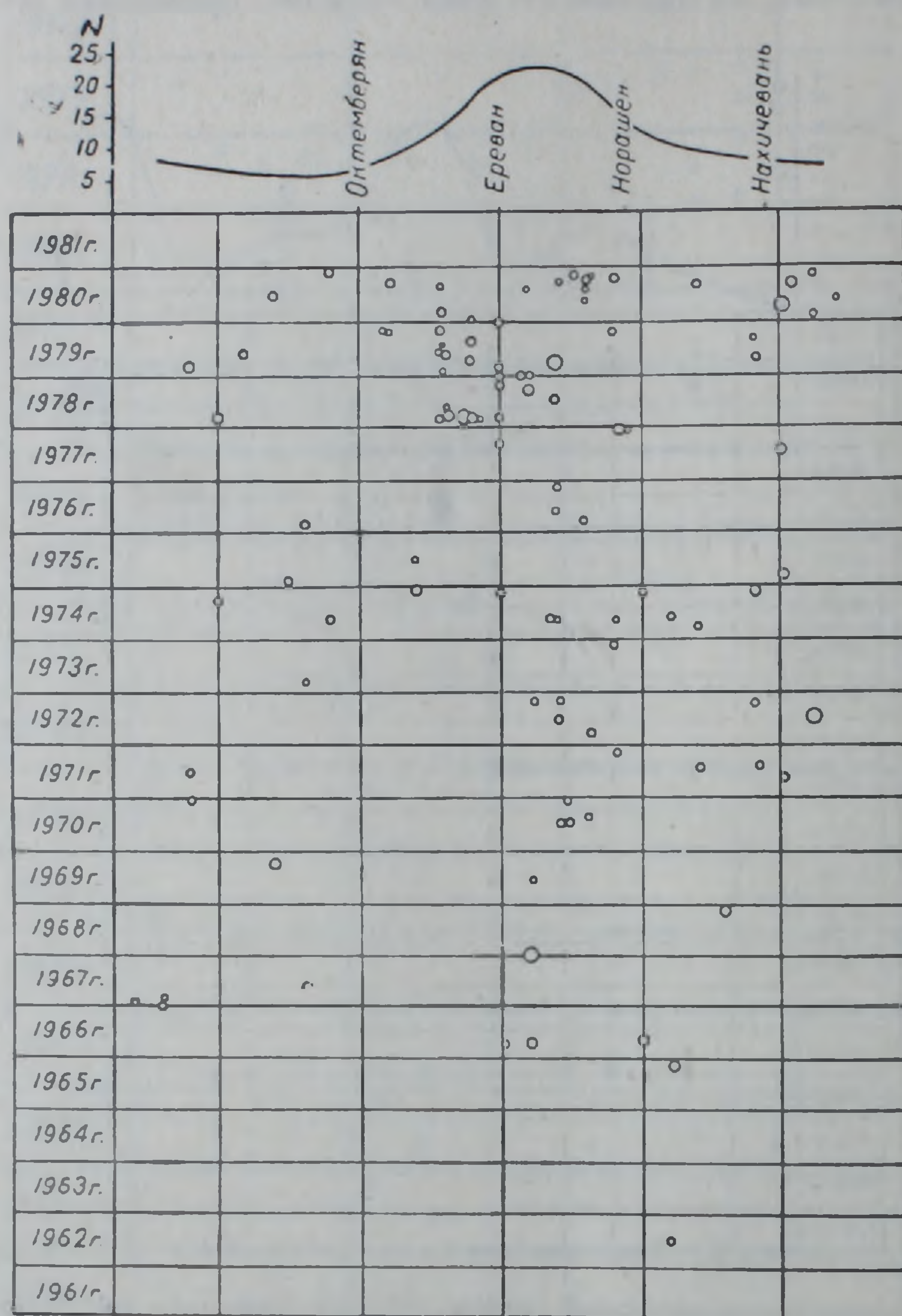


Рис. 5. Пространственно-временной график сейсмического хода по Ереван-Нахичеванскому разлому за 1962—1980 гг. и график распределения землетрясений вдоль простирания разлома.

цикла 4—5 лет и затишья около одного года. За последние годы в этом фрагменте наблюдается общая тенденция уменьшения количества эпицентров землетрясений.

В северо-западном фрагменте произошло три сильных землетрясения с $K=11$ (в 1968 г. в районе г. Кировакана; в 1978 г. на Джавахетском нагорье и в том же году между городами Спитак и Кировакан).

Центральный и юго-восточный фрагменты разлома характеризуются в основном землетрясениями с $K=8-9$.

В юго-восточном фрагменте, в районе райцентра Варденис в 1980 г. произошло сильное землетрясение с $K=11,8$. Анализ картины сейсмичности перед этим относительно сильным землетрясением дает основание предполагать о наличии отчетливо проявленного эффекта формирования области сейсмического затишья в виде «пространственно-временной бухты» (рис. 2). Исследование аналогичного явления, установленного Р. С. Михайловой [10] в Таджикистане, показало, что формирование «пространственно-временной бухты» представляет собой динамику развития во времени и в пространстве области сейсмического затишья в виде кратковременных снижений сейсмической активности непосредственно перед главным разрывом. Область сейсмического затишья формируется постепенно с увеличением ее размеров за счет миграции информативных по затишьям землетрясений в стороны от эпицентра главного толчка. Чем дальше формируется область сейсмического затишья и чем больше ее размеры, тем больше вероятность ожидания сильного землетрясения.

На общем фоне сейсмичности Амасийско-Севанского разлома заметно, что перед проявлениями этих относительно сильных землетрясений происходил спад сейсмичности (не имели места даже слабые землетрясения).

Севано-Зангезурский глубинный разлом (рис. 1) на поверхности в юго-восточной части отмечен мощными разломами, протягивающимися в направлении Татев-Гиратах-Хуступ-Шишкерт. Здесь по разлому девонские, пермские и карбоновые отложения западного крыла разлома приведены в контакт с юрскими и верхнемеловыми отложениями восточного крыла. В бассейне р. Гехи верхиссенонские отложения залегают непосредственно на пермских отложениях и, таким образом, из разреза выпадают развитые в восточной зоне отложения турон-коньяка, нижнего мела и юры. Начало заложения разлома по А. Т. Асланяну [1] соответствует нижней юре.

По высокоточным аэромагнитным картам разлому соответствует узкая протяженная зона больших градиентов ΔT_{α} . Разлом соответствует границе аномальных магнитных подзон, по которой меняется как интенсивность, морфология, так и знак поля.

В гравитационном поле разлом выделяется на разных участках по-разному. На юго-востоке вдоль глубинного разлома протягивается зона высоких градиентов Δg регионального характера. Плоскость разрыва падает на юго-запад под углом 70° , т. е. является крутым надвигом. На северо-западе на гравитационных картах разлом выражается менее отчетливо. Здесь он выделяется по линейному расположению центров вулканических извержений и излияний неоген-четвертичного времени. Более строго к зоне разлома приурочены полигенные вулканы и центры извержения риолитовых лав.

Севано-Зангезурский глубинный разлом в настоящее время является тектонически активным. Сравнительно хорошо изучена актив-

ность на Зангезуре по одноименному геодинамическому полигону по вертикальным движениям и вариациям гравитационного поля (Оганесян А. О., Казанчян П. Л.). Характер современных вертикальных движений, по обе стороны от глубинного разлома, различен: если восточный блок (Кафанский антиклинорий) остается почти неподвижным, то западный (Мегринский плутон) интенсивно опускается. Локальные же изменения гравитационного поля во времени следующие: на Мегринском плутоне наблюдаются максимальные изменения силы тяжести, а на Кафанском антиклинории кривая имеет относительно спокойный характер, причем резкое изменение характера кривой происходит над зоной глубинного разлома [12]. Вероятно, вариации силы тяжести связываются с тектоническими процессами, которые приводят к перераспределению масс, уплотнению и разуплотнению пород.

Сейсмическая активность высока особенно в юго-восточной части разлома. Здесь произошли землетрясения Сюника интенсивностью до 8 баллов (1308, 1622, 1881, 1931, 1935 гг.). По данным аппаратуры «Земля» глубина разлома превышает мощность земной коры [6].

По общей сейсмичности Севано-Зангезурский глубинный разлом расчленяется на три фрагмента: два равных по длине и сходных по количеству землетрясений активных фрагмента отделяются менее активным средним (рис. 3). На северо-западе, в пределах оз. Севан, преобладают относительно сильные землетрясения (с $K=9-10$). Второй, относительно активный за исследуемый период, фрагмент разлома расположен между райцентрами Кафан и Сисиан. Здесь происходили слабые толчки, число которых увеличивалось за последние годы. Между описанными активными участками зарегистрированы слабые землетрясения с сравнительно меньшей частотой.

Пространственно-временная диаграмма отражает дифференцированность сейсмичности разлома не только в пространстве, но и во времени. Из диаграммы видно, что с 1963 г. в течение шести лет почти на всей протяженности имела место активизация, причем за это время наблюдается равномерная во времени миграция очага вдоль разлома в юго-восточном направлении. С 1969 г. начинается период относительного затишья, который длится также шесть лет. Затем сейсмичность начинает опять повышаться. Лишь на самом юго-востоке разлома (Кафанский райцентр) затишье длилось довольно долго. Сильных землетрясений за исследуемый период в пределах зоны разлома не наблюдалось.

Ленинакан-Ордубадский глубинный разлом (рис. 1) в первом приближении совпадает с Ани-Ордубадским глубинным разломом, выделенным А. Т. Асланяном [1, 4] на основе геологических данных. Слагающий этот разлом Хосров-Советашен-Аренийский сегмент Б. М. Меликсетян и др. [9] включают в состав т. н. Арагац-Нахичеванского разлома протяженностью 300 км. Основная часть зоны Ленинакан-Ордубадского глубинного разлома покрыта мощным покровом молодых образований. К нему приурочены многочисленные центры вулканических извержений, выходы минеральных источников, разрывные и флексурные нарушения. Местами (северо-западный фрагмент) разлом устанавливается на осно-

вании резкого различия разрезов по обе стороны разломной зоны. Верхним возрастным пределом разлома считается эоцен [1].

Разлом совпадает с границей магнитных подзон. На высокоточных аэромагнитных картах разлому соответствует зона больших градиентов магнитного поля. Часто по разлому наблюдается смена знака поля. На северо-западе и юго-востоке разлому соответствуют зоны больших градиентов гравитационного поля локального характера. По данным аппаратуры «Земля» глубина разлома составляет около 50 км [6]. О высокой сейсмической активности Ленинакан-Ордубадского глубинного разлома свидетельствует приуроченность к его зоне эпицентров сильных землетрясений (Ленинаканский район—1924, 1926, 1928 гг. в 5—8 баллов, Алагяз—1869 г., оз. Акна—1932 г. 7 баллов, Зангезур—1909, 1931, 1932, 1936 гг. 5—8 баллов). Пространственное размещение этих землетрясений позволяет сделать заключение о сравнительно более высокой сейсмической активности его юго-восточного и северо-западного фрагментов и относительно меньшей активности центрального фрагмента. Для последних двух десятилетий, наоборот, большую сейсмическую активность проявляет центральный фрагмент зоны разлома. На диаграмме временного хода сейсмичности, по скоплению эпицентров землетрясений для центрального фрагмента Ленинакан-Ордубадского глубинного разлома (рис. 4) устанавливается цикличное проявление сейсмоактивности с длительностью цикла около 4 лет с промежутками в 3—4 года.

Северо-западная часть разлома отличается слабой сейсмоактивностью. Известная Ленинаканская очаговая зона сильных землетрясений за период наших исследований характеризуется лишь редкими слабыми толчками. На продолжении этого фрагмента 30 января 1967 г. произошло Спитакское землетрясение (около с. Гогаран). После главного толчка за время по май месяц произошло около 90 афтершоков. Сила проявления в эпицентре составила 6 баллов (магнитуда 5), при глубине гипоцентра 20 км.

Юго-восточная часть разлома до 1968 г. характеризовалась слабой сейсмической активностью, а с 1968 г. наблюдается резкое повышение активности. Известно разрушительное землетрясение Зангезура 5 июня 1968 г. с $M=5$ (глубина очага 10—15 км). Это землетрясение не предварялось форшоками, но сопровождалось многочисленными повторными толчками (более 200) интенсивностью, достигающей в некоторых случаях до 4—6 баллов.

На самом юго-западе разлома за 1979—1980 гг., после 10-летнего затишья, появилась группа многочисленных слабых землетрясений (рис. 4). На фоне сейсмичности разлома наблюдается общее снижение сейсмоактивности перед главным толчком 1968 г.

Ереван-Нахичеванский глубинный разлом (рис. 1) впервые установлен А. Т. Асланяном [1], а далее А. А. Габриеляном [2] на основе геологических фактов, проявленных в виде резкого контраста стратиграфических разрезов по обе стороны от разлома. По этим данным его возраст считается не позднее палеогена. Не менее четко Ереван-Нахичеванский глубинный разлом фиксируется по данным геофизических иссле-

дований [5, 6, 11]. На картах аномального гравимагнитного поля разлом проявляется в виде протяженной зоны больших градиентов, по обе стороны от которой меняется также характер локального поля. Граница магнитных зон территории Армении совпадает с зоной этого разлома [5]. По данным станции «Земля» глубина разлома превышает 55 км [6].

К зоне Ереван-Нахичеванского глубинного разлома приурочены эпицентры многочисленных землетрясений (Дигор—1935 г., Талин—1936 г., Ереван—1676, 1937 гг., Двин—851, 858, 861, 863, 893 гг., Арпа—735, 906 гг., Нахичеван—1840, 1841, 1888, 1897 гг., Джульфа—1930, 1951 гг.), сила которых достигала 5—8 баллов. Пространственное размещение эпицентров этих землетрясений свидетельствует о более высокой сейсмоактивности северо-западного и центрального фрагментов разлома. К юго-востоку сейсмичность разлома существенно ослабевает.

Пространственно-временной график сейсмического хода (рис. 5) показывает, что сейсмоактивный Ереван-Нахичеванский глубинный разлом за период с 1962—1980 гг. характеризовался сравнительно меньшей активностью. За это время произошло только одно ощутимое землетрясение в районе г. Нахичевана в 1980 г. с $K=11$. Но в отношении слабых землетрясений четко выделяется центральная часть разлома, которая, начиная с 1974 г. и в особенности после 1978 г., расширяется на запад. Северо-западный и юго-восточный фрагменты разлома характеризуются меньшей активностью в отношении слабых землетрясений.

Таким образом, можно заключить, что среди рассмотренных в статье общекавказских глубинных разломов по частоте и силе землетрясений в настоящее время наиболее сейсмоактивным является Амасийско-Севанский, а менее активным—Ереванский (Ереван-Нахичеванский) глубинный разлом (рис. 6). Вместе с этим все рассмотренные разломы в отношении сейсмоактивности являются неоднородными. Относительно активные по силе и частоте землетрясений фрагменты чередуются с менее активными. При этом происходит миграция активности вдоль разломов. Скорость этой миграции для различных зон разломов разная. Продолжительность активного периода центрального, относительно активного, фрагмента Леникан-Ордубадского разлома составляет 4 года, с интервалом затишья 3—4 года. Относительно сильным землетрясениям предшествует период затишья в виде спада сейсмичности или отсутствия землетрясений.

Переходя к общей характеристике сейсмического хода развития рассмотренных зон разломов необходимо отметить, что они отражают определенные тенденции сейсмичности территории Малого Кавказа. В частности, имея исключительно неравномерное распределение, очаги землетрясений концентрируются в пределах определенных, вытянутых в близмеридиональном направлении структур, которые на территории Армянской ССР и сопредельных частей Центрального Средиземноморья составляют блоки первого порядка и характеризуются сравнительно большей мощностью базальтового слоя [14, 15]. В пределах этих блоков эпицентры землетрясений также имеют неравномерное распределение. Здесь

выделяются сравнительно небольшие площади, на которых концентрации эпицентров землетрясений значительно выше, чем на соседних площадях. Сопоставление границ этих площадей с данными глубинного строения земной коры территории республики позволяет заключить, что они соответствуют границам блоков второго и более низких порядков. Сравнительно более сейсмоактивными являются границы этих блоков и в

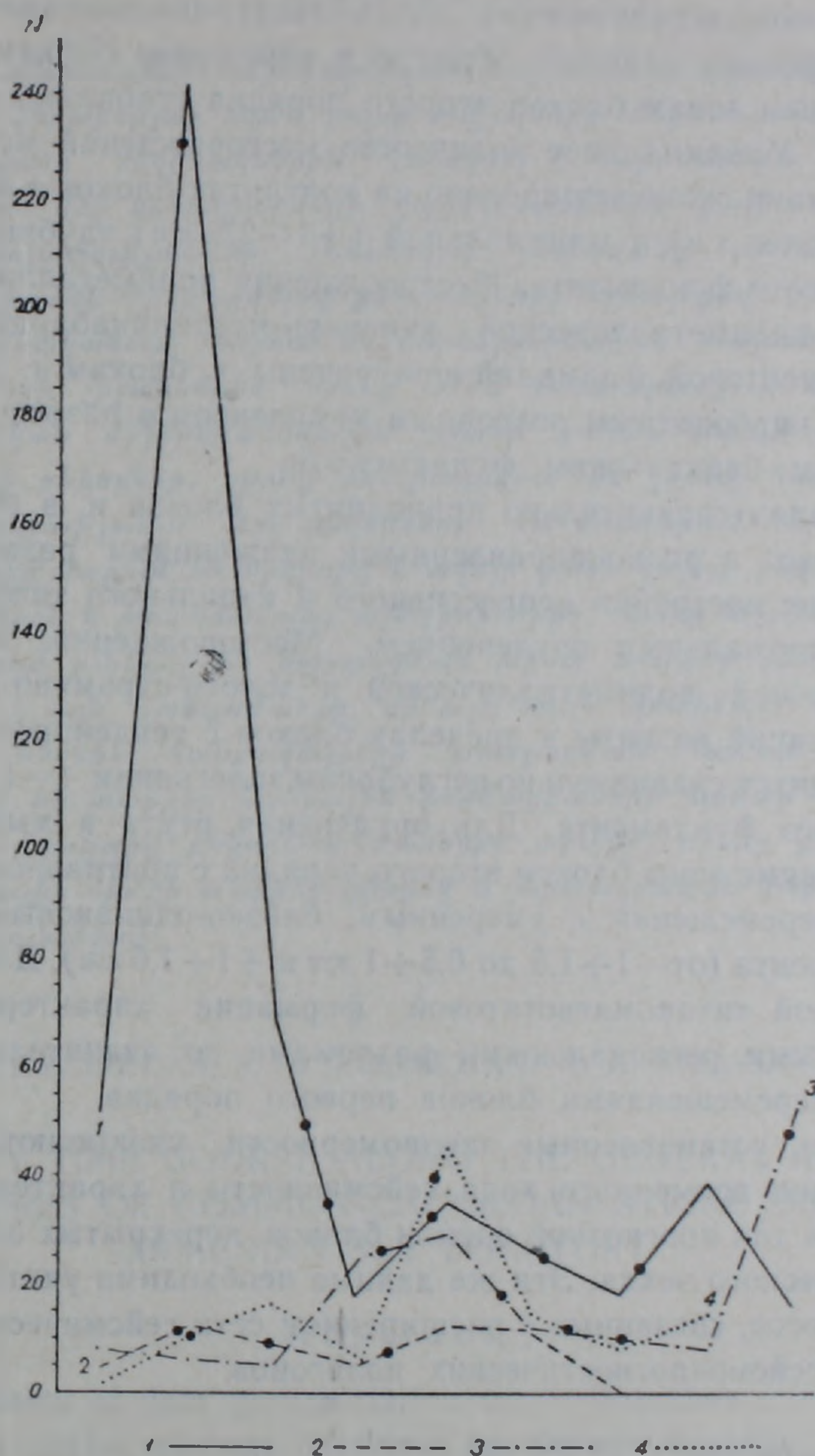


Рис. 6. График относительной интенсивности землетрясений вдоль Амасийско-Севанского (1), Севано-Зангезурского (2), Ленинакан-Ордубадского (3) и Ереван-Нахичеванского (4) глубинных разломов.

особенности те их части, где сочленяются блоки, имевшие существенно различные тенденции развития (опускания и стабильного поднятия, воздымания и опускания и т. д.) в альпийскую эпоху. Любопытно отметить, что эти же участки являются наиболее благоприятными для локализации орудечения. Основная часть промышленных месторождений

приурочена к границам блоков второго порядка с существенно различными тенденциями перемещения, стабильного поднятия и погружения, воздымания и погружения. В зависимости от характера контактового шва (сбросы или надвиги) и направления их движений образуются в различной степени благоприятные для рудоконцентрирования структуры. Месторождения плутогенно-гидротермальных медно-молибденовых, золото-полиметаллических, золото-теллур-полиметаллических формаций приурочены главным образом к горстовым блокам, примыкающим к шовным зонам блоков второго порядка стабильного поднятия и погружения. Максимальное количество месторождений медно-молибденовой формации сконцентрировано на контактах блоков с максимальной ($-3 \div 3$ и более км) и минимальной ($+1 \div 2.5$ км) глубиной залегания протерозойского фундамента. Месторождения полиметаллической, золото-сурьмяно-полиметаллической, киноварь-метациннабаритовой, реальгар-аурипигментовой формаций приурочены к блокам с мощным терригенным и карбонатным осадочным комплексом в разрезе над глубоко погруженным байкальским фундаментом.

В пределах сравнительно приподнятых блоков и, в особенности, в створах блоков с разнонаправленными движениями развиты вулканотектонические постройки депрессивного и купольного типов с вулканогенно-гидротермальным оруденением. Месторождения плутогенно-гидротермальной, полиметаллической и золото-сурьмяно-полиметаллической формаций развиты в пределах блоков с тенденцией погружения, но отличающихся сравнительно неглубоким залеганием ($-1 \div 1.5$ км) кристаллического фундамента. Для оруденения ртути и мышьяка благоприятны шовные зоны блоков второго порядка с противоположными тенденциями перемещения с умеренным, близко-одинаковым расположением фундамента (от $-1 \div 1.5$ до $0.5 \div 1$ км и $+1 \div 1.5$ км). Для собственно мапматической титаномагнетитовой формации характерна связь со сквозьблочными региональными разломами со значительными вертикальными перемещениями блоков первого порядка.

В целом, установленные закономерности указывают на важную роль изучения временного хода сейсмичности и характера движений земной коры для прогнозной оценки блоков, перекрытых образованиями неотектонического чехла. Эти же данные необходимо учитывать при решении вопросов, связанных с расширением сети сейсмических станций и созданием сейсмопрогностических полигонов.

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

Поступила 15. VI. 1982.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔԻ ՀԱՄԱԿՈՎԿԱՍՅԱՆ ՏԱՐԱՆՈՒՄ
ՈՒՆԵՑՈՂ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ԲԵԿՎԱԾՔՆԵՐԻ ԵՐԿԱՅՆՔՈՎ
ՍԵՅՍՄԻԿԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՅԻՆ ԸՆԹԱՑՔԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

ՀՍՍՀ բնատարածքում հայտնաբերված խորքային բեկվածքների սեյսմիկականության վերաբերյալ եղած բոլոր տվյալների մեքենայական մշակման շնորհիվ հողվածի հեղինակներին հաջողվել է հայտնաբերել ժամանակի և տարածության մեջ երկրաշարժերի էպիկենտրոնների բաշխման մի շարք կարևոր օրինաչափություններ: Ունենալով չափազանց անհավասարաչափ բաշխում և ալիքաձև միգրացվելով բեկվածքների երկայնքով, երկրաշարժերի օջախները հիմնականում հարում են մերձմիջօրեական տարածում ունեցող ստրուկտուրաների շրջաններին, որոնք ՀՍՍՀ բնատարածքում և նրան հարող կենտրոնական միջերկրածովային շրջանի սահմաններում կազմում են առաջին կարգի բեկորներ, որոնք բնութագրվում են շերտի համեմատաբար ավելի մեծ հղորկությամբ: Այդ բեկորների սահմաններում երկրաշարժերի էպիկենտրոնները հարում են երկրորդ և ավելի ցածր կարգի բեկորների սահմանային մասերին և առանձնապես այնպիսիներին, որոնք ուշալպիական ժամանակաշրջանում ունեցել են զարգացման խիստ տարրեր բնույթ: Չափազանց կարևոր է այն հանգամանքը, որ այդ նույն գոտիներն առավել բարենպաստ են ներծին հանքավայրերի առաջացման համար: Հողվածում առանձնացվում են տարբեր հանքային ֆորմացիաների համար առավել բարենպաստ սեյսմոակտիվ բեկորասահմանների տիպեր, որոնք բնութագրվում են մետամորֆային հիմքի տարբեր դիրքով և շերտազրական կտրվածքի զգալի տարբերություններով:

A. I. KARAPETIAN, S. N. NAZARETIAN, A. A. KIRAKOSIAN

SEISMICITY TIME COURSE ALONG THE GENERAL ABYSSAL
FRACTURES OF COMMON-CAUCASIAN STRIKE ON THE
ARMENIAN SSR TERRITORY

A b s t r a c t

On the basis of data generalization on earthquakes along the common-caucasian strike abyssal fractures an attempt is made to approach questions of the ore prognostication. The obtained data results are useful for earthquakes long term prognostication too.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», 1958.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1959.

3. *Габриелян А. А., Пирузян С. А.* Сейсмоструктурная схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
4. Геология СССР, т. 43. Армянская ССР, «Недра», 1970.
5. Геология Армянской ССР, т. 10., Геофизика, Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1972.
6. *Егоркина Г. В., Соколова Н. Л., Егоров Л. Н.* Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении, «Сов. геология», № 3, 1976.
7. Землетрясения в СССР. Изд. «Наука», 1962—1976.
8. *Карпетян Н. К.* О сейсмичности Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., т. 13, № 1, 1960.
9. *Меликсетян Б. М., Архипов Б. К., Капралов Г. П., Мещерякова В. Б.* Особенности тектономагматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения южной части Малого Кавказа. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1975, № 1, 1976.
10. *Михайлова Р. С.* Динамика развития областей сейсмических затиший и прогноз сильных землетрясений. Известия АН СССР, Физика Земли, № 10, 1980.
11. *Назаретян С. Н., Казарян С. С.* Опыт классификации глубинных разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1976.
12. *Назаретян С. Н.* Сейсмическая активность глубинных разломов территории Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1, 1979.
13. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. «Наука», М., 1977.
14. *Резанов И. А., Шевченко В. И.* Глубинное строение Кавказа. Известия ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 4, 1970.
15. *Резанов И. А., Шевченко В. И.* Основные этапы тектонического развития Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. Известия ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 8, 1971.

УДК: 553.062/С67

В. Е. ВАРТАНЕСОВ

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ ШТОКВЕРКОВЫХ РУД КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

На основании проведенных исследований приводятся данные о распределении рудных элементов в породах Каджаранского рудного поля, о величине геохимического фона и аномальных концентрациях индикаторов оруденения, а также выделяются эндогенные ореолы скрытых рудных тел на участках Давачи, Кармир-кар, Аткиз и Шлоркут. Рассчитаны корреляционные связи отдельных пар элементов-индикаторов (Cu-Mo , Cu-Ag , Pb-Zn и т. д.) и установлена их вертикальная и горизонтальная зональность по 26 разведочным скважинам, пройденным на участке на глубину 520 метров.

Геохимические исследования последних лет в Агаракском рудном поле и положительные результаты по обнаружению скрытого оруденения по эндогенным ореолам позволили продолжить подобные работы и на других месторождениях Дебаклинской приразломной полосы, в частности, на Каджаранском месторождении.

Для выявления скрытого оруденения на периферии Центрального участка было проведено геолого-геохимическое картирование отдельных площадей в масштабе 1 : 5000, результаты которого легли в основу настоящего сообщения.

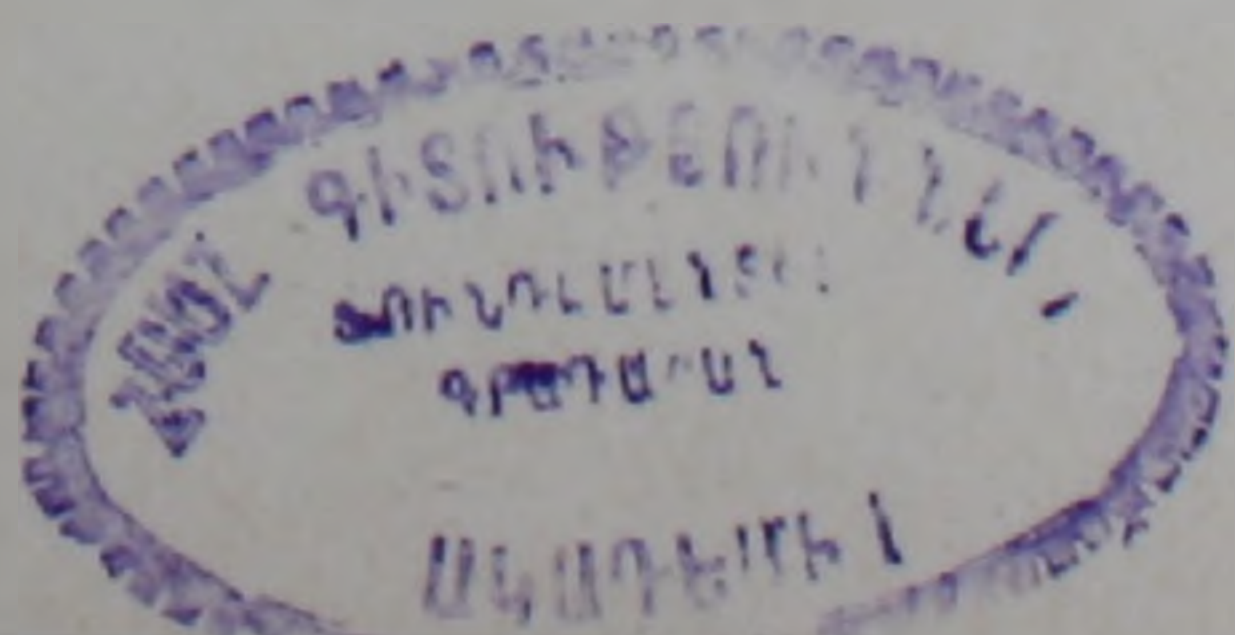
Работы проводились по хорошо разработанным ранее методикам [3, 4], применявшимся в Агараке, и следует только добавить, что приближенно-количественное определение содержаний химических элементов проводилось в лаборатории спектрального анализа Управления геологии Арм.ССР и полученные результаты обрабатывались в ИГН математическими методами.

Основные черты геологического строения рудного поля

Рудное поле Каджаранского месторождения охватывает территорию около 20—25 км². Район месторождения сложен интрузивными и вулканогенными породами среднего эоцена. Последние представлены туфами и подчиненными им туфобрекчиями и туффитами.

Интрузивные породы представлены монцонитами, с подчиненными им сиенито-диоритами, сиенитами, диоритами, кварцевыми монцонитами, а также порфировидными гранодиоритами. Интрузивные породы прорывают вулканогенную толщу и в контакте с вулканогенными породами образуются роговики.

Рудное поле сложено в основном монцонитами. Порфировидные граниты и гранодиориты отмечаются в западной части месторождения. Контакт между монцонитами и порфировидными гранитами, являющи-



мися образованиями двух различных интрузивных комплексов, в районе месторождения — тектонический.

Границей является крупный Дебаклинский разлом, имеющий северо-западное простирание ($320\text{--}340^\circ$) при падении на северо-восток $<50\text{--}60^\circ$. Вдоль линии разлома породы сильно перемяты и гидротермально изменены.

В строении участков месторождения важную роль играют жильные породы, среди которых выделяются аплиты и пегматиты, лампрофиры, диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры и др.

Широко развиты на месторождении мелкие дизъюнктивные нарушения с преобладающим направлением на северо-восток, связанные с образованием разломов и других крупных нарушений, к которым они в целом приурочены.

Основное медно-молибденовое оруденение связано с монцонитами, которые в пределах Каджаранского месторождения испытали сильное гидротермальное изменение. Степень и характер изменения пород самые различные на разных участках месторождения.

Оруденение прожилково-вкрапленного типа, характеризующееся неравномерным развитием мелких рудоносных прожилков и вкрапленников рудных минералов в монцонитах. Более крупные жилы имеют подчиненное значение.

Главными рудными минералами месторождения являются молибденит и халькопирит. Очень распространен пирит. Значительно меньше распространены: галенит, сфалерит, магнетит. Из вторичных минералов — малахит, азурит, повеллит.

Геохимический фон и площади аномальных концентраций

При проведении геохимического картирования Каджаранского рудного поля вопрос выбора элементов-индикаторов оруденения нами не рассматривался, поскольку проведенные ранее исследования на Агаракском [2], Дастакертском [1] и других месторождениях Зангезурского рудного района показали, что наиболее контрастные аномалии в местах нахождения медно-молибденового оруденения устанавливаются по молибдену, меди, серебру, свинцу и цинку. Аномалии других элементов обнаруживаются эпизодически и четкой генетической связи с медно-молибденовыми рудными телами не имеют.

В породах, слагающих Каджаранское рудное поле, — в монцонитах, гранодиоритах и вмещающих их роговиках и порфиритах содержания молибдена, меди, серебра, свинца и цинка близки к кларку и колеблются соответственно в пределах: $1\text{--}4\text{ }\mu\text{g/g}$, $40\text{--}300\text{ }\mu\text{g/g}$, $0,09\text{--}0,18\text{ }\mu\text{g/g}$, $4\text{--}25\text{ }\mu\text{g/g}$, $25\text{--}400\text{ }\mu\text{g/g}$ (табл. 1).

Приведенные в таблице параметры с вероятностью до 95% показывают доверительный интервал фоновых содержаний указанных элементов в породах, не затронутых действием гидротермального рудного процесса. Верхний предел этого интервала (равный $S \pm 2,96S$) принимается

Таблица 1

Фоновые и аномальные значения концентраций элементов-индикаторов в породах
Каджаранского рудного поля

Пробы	Количество проб	Молибден ($\mu\cdot 10^{-4}$ %)			Медь ($\mu\cdot 10^{-3}$ %)			Свинец ($\mu\cdot 10^{-4}$ %)			Цинк ($\mu\cdot 10^{-3}$ %)			Серебро ($\mu\cdot 10^{-5}$ %)		
		кларк по Виноградову	местный геохимический фон	нижнее аномальное значение	кларк по Виноградову	местный геохимический фон	нижнее аномальное значение	кларк по Виноградову	местный геохимический фон	нижнее аномальное значение	кларк по Виноградову	местный геохимический фон	нижнее аномальное значение	кларк по Виноградову	местный геохимический фон	нижнее аномальное значение
Порфириты	39	2,0	1,16	6,05	5,7	9,11	64,0	20,0	17,49	73,98	8,0	2,5	15,02	1,0	0,95	4,30
Роговики	50	2,0	1,16	6,02	5,7	10,76	83,40	20,0	16,90	69,03	8,0	3,07	15,99	1,0	1,08	5,30
Моноциты	67	1,1	4,34	46,03	4,7	22,60	147,10	16,0	20,45	98,06	8,3	3,35	23,28	0,7	1,78	11,20
Порфировидные граниты	32	1,0	1,04	9,05	2,0	4,43	40,10	20,0	25,67	102,50	6,0	1,43	12,59	0,5	1,0	5,2

нами и как минимально-аномальное содержание, характерное для наложенного рудного обогащения.

Более высокие содержания рудных элементов, превышающие уровень минимально-аномальных, для удобства сравнения сгруппированы в пять отдельных геохимических ступеней (интервалов), характеризующих возрастающую интенсивность их концентраций.

Для молибдена содержания группировались по интервалам (в зависимости от значения S): 1—3 геохимического фона (ГФ); 3—15 ГФ; 15—50 ГФ; и >50 ГФ. Для меди, свинца, цинка и серебра по интервалам: 1—5 ГФ, 5—10 ГФ, 10—20 ГФ и >20 ГФ (табл. 2).

Выделенные интервалы (ступени) принимались нами за основу при составлении мономинеральных и сводных геохимических карт по Каджаранскому рудному полю. Следует однако заметить, что выделенные площади I геохимической ступени могут быть отнесены к аномальным только условно, с вероятностью не более 60%, в то время как площади II и последующих ступеней относятся к аномальным уже с вероятностью 60, 95% и выше, показывая тем самым различную степень достоверности их связи с оруденением.

Аномалии I геохимической ступени на геохимической карте занимают значительную часть изученной территории. Они захватывают площади, примыкающие к контактам интрузии с вмещающими породами, отмечаются в местах развития регионального гидротермального изменения, а иногда и в областях развития дайковых пород и различных метасоматитов.

Аномалии II, III и IV геохимических ступеней по молибдену, меди, свинцу и цинку выделяются в пределах площадей I геохимического уровня и представляют собой отдельные изолированные площади различных форм, с хорошо выраженной вертикальной и горизонтальной зональностью элементов. При наложении моноэлементных карт друг на друга такие аномалии пространственно хорошо совмещаются в узлах развития сульфидного обогащения и совершенно отделены в случае проявления мелких зон рассеянной минерализации мономинерального состава (рис. 1).

В последнем случае наличие аномалий, даже самых высоких ступеней, может быть обусловлено только присутствием отдельных минерализованных трещин, не связанных с конкретными рудными телами.

Перспективными для обнаружения скрытых рудных тел следует, по видимому, признать многокомпонентные, высококонтрастные геохимические аномалии широких зональных форм, тесно связанные с проявлением трещинной тектоники и гидротермальной деятельности. Такие аномалии очень часто оказывались периферийными частями скрытых рудных тел, вышедшими на уровень эрозионного среза.

В Каджаране наиболее контрастная аномалия подобного типа (I) проявляется на площади «Кармир-кар», расположенной на северном (левобережном) фланге Каджаранского месторождения, на участках сильно осветленных и раздробленных пород, местами лимонитизированных и превращенных в сухую глинистую массу

Таблица 2

Геохимические ступени контрастности аномалий рудных элементов в монцонитах
Каджаранского рудного поля

Геохимические ступени (уровни)	Молибден		Медь		Свинец		Цинк		Серебро	
	значение геохимиче- ского уровня	концентр- ция в $\gamma/2$	значение геохимиче- ского уровня	концентра- ция в $\gamma/2$	значение геохимиче- ского уровня	концентра- ция в $\gamma/2$	значение геохимиче- ского уровня	концентра- ция в $\gamma/2$	значение геохимиче- ского уровня	концентра- ция в $\gamma/2$
1. I геохимиче- ская ступень	1—3 ГФ	4,3—12,9	1—3 ГФ	226—678	1—3 ГФ	20,4—61,2	1—3 ГФ	33,5—99,0	1—3 ГФ	0,18—0,54
2. II геохимиче- ская ступень	3—15 ГФ	12,9—61,5	3—10 ГФ	678—2260	3—10 ГФ	61,2—204	3—10 ГФ	99,0—335,0	3—10 ГФ	0,54—1,8
3. III геохимиче- ская ступень	15—50 ГФ	64,5—215	10—20 ГФ	2260—4520	10—20 ГФ	204—408	10—20 ГФ	335,0—660,0	10—20 ГФ	1,8—3,6
4. IV геохимиче- ская ступень	>50 ГФ	215	>20 ГФ	4520	>20 ГФ	408	>20 ГФ	660,0	>20 ГФ	3,6

Образуются эти участки там, где проходят две наиболее крупные зоны тектонических нарушений с общим азимутом падения $330/70^\circ$, в которых отмечаются многочисленные оперяющие трещины скола и тонкие прожилки кварца. В отдельных местах эти системы пересекаются нарушениями другого направления и создается общая единая сеть дробления и гидротермального изменения. Здесь и выявляется наиболее пол-

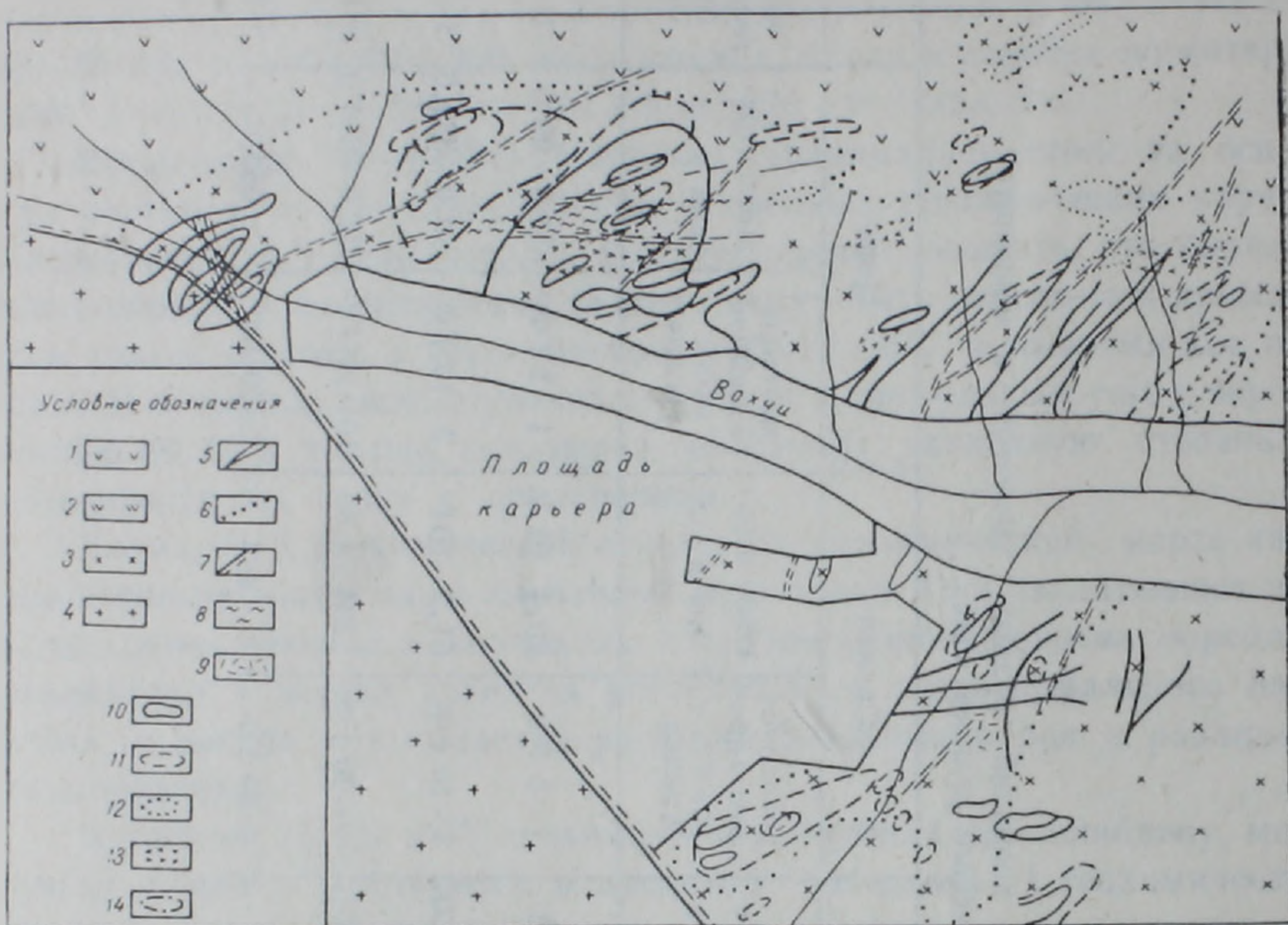


Рис. 1. Схема размещения эндогенных ореолов в Каджаранском рудном поле. 1. Порфириты. 2. Роговики. 3. Монцититы. 4. Порфировидные гранодиориты. 5. Дайки гранодиорит-порфира. 6. Граница вмещающих пород. 7. Тектонические нарушения. 8. Зоны серицитизации. 9. Зоны окварцевания. 10. Ореол молибдена. 11. Ореол меди. 12. Ореол свинца. 13. Ореол серебра. 14. Ореол цинка.

ная по составу индикаторов комплексная аномалия II, III и IV ступеней с характерной зональностью.

Комплексная аномалия участка Давачи (II) приурочена к висячему боку Дебаклинского разлома, где, как и в первом случае, отмечается развитие в породах трещинной тектоники с определенной ориентацией крупных зон и трещин в близширотном или северо-восточном направлении. Именно в этом направлении и вытягиваются геохимические аномалии элементов-индикаторов наиболее высоких геохимических уровней.

От вышеописанных значительно отличается комплексная аномалия довольно высоких геохимических ступеней, расположенная в районе с. Аткыз (III). Слагается она аномальными концентрациями Cu , Pb , Zn и вытягивается в северо-восточном направлении вдоль небольшой полосы тектонических нарушений. Здесь последняя состоит из серии небольших по мощности (4—5 м) зон гидротермального изменения, развивающихся по трещинам смятия и сдвига и располагающихся с проме-

жутками 15—20 м друг от друга. Породы в зонах сильно перемяты, лимонитизированы и содержат в себе мелкие прожилки кварца с включениями сульфидных минералов. Кварцевые жилы отрыва характеризуются относительно небольшими размерами (10—20 см мощности и 10—20 м по протяжению), наличием пережимов и раздувов, а также многочисленных апофиз, отходящих от основной жилы. Далее эти зоны расходятся и, значительно уменьшаясь в мощности, прослеживаются за пределами Каджаранского рудного поля.

Помимо описанных выше комплексных аномалий, в пределах левобережья обнаружен ряд небольших, но довольно контрастных аномалий меди и молибдена, связанных с проявлением трещинной тектоники, часть которых тяготеет к зоне Дебаклинского разлома, а другая—к отдельным зонам широтного и северо-восточного простираний. Они располагаются в северо-восточной части изученной территории и между участками Кармир-кар и Аткаыз.

Две небольшие комплексные аномалии выделяются на правом берегу р. Вохчи, в пределах участков Шлоркут и верховьев Ширин-су и на южном фланге месторождения.

Анализ и сравнение контрастности, формы и пространственного положения аномалий меди, молибдена, свинца и цинка показывает, что их образование тесно связано главным образом с характером развития в данном районе трещинной тектоники и интенсивности проявления гидротермальной деятельности. Именно эти факторы определяют благоприятные условия для образования рудопроявлений и связанных с ними эндогенных ореолов. К таким в первую очередь следует отнести и эндогенные ореолы рудных участков Кармир-кар, Аткаыз и Шлоркут.

Состав и строение ореолов

Геохимическое картирование Кармиркарского участка, проведенное в последние годы, позволило установить здесь интенсивные ореолы молибдена, меди и менее интенсивные—свинца и цинка.

Ореолы молибдена с содержаниями, относящимися ко II геохимической ступени (3—7 ГФ), располагаются на довольно значительной площади (950×750 м) в виде неправильной изометрической фигуры, основание которой по р. Вохчи протягивается в широтном направлении на 1,0—1,1 км. Вплотную примыкая к Центральному участку, эта площадь к северу постепенно сужается и по «овалу» замыкается по границе монзонитов с порфиритами (аномалия II). Более контрастные ореолы молибдена III и IV геохимических ступеней (7—50 ГФ) обнаруживаются в той же площади на трех сравнительно небольших участках (250×75 м) и (300×125 м), вытягивающихся в близширотном направлении, вдоль отдельных зон гидротермального изменения.

Аномальное поле *медного* обогащения II геохимической ступени отмечается в пределах того же участка, однако располагается несколько восточнее аномалии молибдена и имеет значительно меньшие размеры (475×22,5 м). В его пределах, в виде отдельных небольших островков

выделяются более контрастные ореолы *Cu* III и IV геохимических ступеней.

Ореолы молибдена и меди одинаковых геохимических ступеней в пространстве не совпадают друг с другом, однако в площади ореола одного элемента располагается ореол другого, хотя и в других концентрациях. Аналогичное строение, но несколько меньшие размеры имеют и ореолы Шлоркутского участка, где еще в 1962 г. были обнаружены и разведаны небольшие запасы меди и молибдена.

Площадные ореолы *свинца и цинка* в пределах участка Кармир-кар как таковые отсутствуют, однако аномальные концентрации их в виде отдельных «пятен» встречаются по внешнему кольцу на периферии. Несколько отчетливее «линейные» ореолы свинца и цинка проявляются на участке с. Аткаыз, где уже давно было известно небольшое скопление кварц-сульфидных жил и по пройденной здесь штольне проводилась опытная добыча меди и полиметаллов.

Поисково-разведочное бурение, проведенное на участке Кармир-кар, и геохимическое опробование керна 26 скважин позволили установить примерные размеры скрытых на глубине рудных тел, характер распределения содержаний, а также выявить *вертикальную* зональность распределения элементов-индикаторов (как прямых, так и косвенных).

Дифференцированность распределения рудных элементов в ореолах проявляется довольно отчетливо, хотя расположение обогащенных зон на поверхности крайне неравномерно. Наиболее контрастные аномальные зоны прослеживаются в местах, где в породе фиксируются собственные минеральные формы эпигенетического обогащения, способные вовлекаться в общее перераспределение элементов.

На глубину эти зоны сменяются собственно рудным телом Кармир-карского участка, в котором также четко устанавливается зональность распределения, выражающаяся в постепенном переходе на глубину от руд сложного медно-серебро-цинк-молибденового состава к преимущественно молибденовым и с запада на восток от молибденового к медно-серебро-цинк-свинцовому.

Были рассчитаны корреляционные связи между содержаниями элементов, руды которых являются главными полезными компонентами месторождения и элементами, присутствующими в рудах в виде примесей и включений. Исходя из зонального распределения элементов на месторождении, для количественной оценки зональности были рассчитаны отношения линейных продуктивностей пар элементов, а также показатели зональности, рекомендованные С. В. Григоряном [3].

Анализ этих данных показал, что почти во всех случаях отмечается положительная корреляционная зависимость между парами *Cu* и *Mo*, *Cu* и *Ag*, *Mo* и *W*, а иногда *Mo* и *Ag* (?). Менее существенная зависимость отмечается между *Mo* и *Cu*, *Cu* и *Co*, *Cu* и *W*, *Cu* и *Zn* и всегда отсутствует в *Mo* и *Zn*, *Mo* с *Pb*, *Cu* с *Pb*.

Положительная корреляционная зависимость названных элементов объясняется главным образом близкими физико-химическими условиями их соосаждения в процессе рудообразования (температура, дав-

ление, кислотность-щелочность, активность ионизированных частиц и т. д.), а отрицательная—стадийностью рудообразования и возможным одномоментным изменением какого-либо физико-химического параметра в определенный временной период. Последнее влечет за собой образование новых минеральных ассоциаций и, как следствие, нарушение ранее существовавших корреляционных связей. Примером может служить распределение в породах Каджарана свинца и цинка, которые, хотя и участвуют в общем гидротермальном процессе, пространственно обособлены и развиваются вне зависимости от локализации медно-молибденового оруденения. Они образовались в отдельные стадии минерализации и образуют, при других физико-химических условиях, самостоятельные минеральные скопления. Этим и объясняется отсутствие корреляционных связей пар: *Mo* и *Zn*, *Cu* и *Pb*. Совершенно по другому следует образование связей: *Cu-Ag* и *Mo-W*, если учесть, что серебро и вольфрам почти всегда в виде примеси присутствуют в главных рудообразующих минералах—молибдените и халькопирите.

Сопоставление графиков линейной продуктивности и показателей зональности $\prod_3 = \sum_{i=1}^n m_i (C_i - C_{\phi})$, подсчитанных на 26 отметках на глубину 520 м показало, что в строении рудного тела и его ореолов на Каджаранском месторождении вертикальная зональность накопления элементов устанавливается по следующему ряду (сверху вниз): *Cu—Ag—Zn—Pb—Mo—W*.

Оценка относительного уровня эрозионного среза на участке, произведенная по коэффициенту зональности K_3 , показала, что в пределах левобережья, до глубины 120 м располагается *переходная надрудная* зона эндогенного ореола (с отношением мультипликативных показателей надрудных элементов к мультипликативным подрудным $K_3 = 2000—1000$) и на 240 м—основная рудная зона ($K_3 = 1—0,1$), где содержания рудных индикаторов начинают вновь снижаться. Все это указывает на сравнительно низкий уровень эрозионного среза и близость рудного тела от поверхности.

Как показало бурение, в месте проявления аномалии промышленное оруденение располагается уже на глубине 40—60 м. Более глубокое залегание рудного тела при отсутствии четко выраженных зон тектонических нарушений и гидротермального изменения на поверхности практически не проявляется.

Краткие выводы

1. В Каджаранском рудном поле, как и в Агараке, устанавливаются геохимические аномалии, тесно связанные с участками развития предрудной трещинной тектоники, гидротермального изменения и со скрытыми рудными телами, локализованными на флангах месторождения.

2. Обнаружение эндогенных ореолов, наряду с другими геохимическими аномалиями, на уже разведанных рудных участках Кармиркар (I), Давачи (II), Аткыз (III) и Шлоркут (IV) подтверждает правильность выбора методики «структурно-геохимических» поисков и

перспективность ее использования на новых, еще не исследованных площадях Зангезурского рудного района.

3. Главными критериями связи геохимических аномалий со скрытыми рудными телами являются: высокая контрастность содержаний рудных элементов, наиболее полный спектр элементов-индикаторов в ореоле, минеральные формы обогащения и площадные зональные формы аномалии. Геохимические аномалии, не связанные с рудными телами, характеризуются меньшей контрастностью, моноэлементным составом и небольшими разноориентированными формами.

4. Установленная в ореолах Каджарана вертикальная и горизонтальная зональность распределения рудных элементов выражается в последовательной смене максимумов концентрации с запада на восток от молибдена к медь-серебро-свинец-цинковому и на глубину: серебро-медь-свинец-цинк-молибден-вольфраму. Отмечается положительная корреляционная зависимость пар: $Cu-Mo$, $Cu-Ag$, $Mo-W$.

5. Определенная разведочным бурением на Кармир-карском участке верхняя граница рудного тела (на 40—60 метров от поверхности) четко фиксируется соответствующим уровнем геохимической аномалии. При более глубоком залегании рудного тела и при отсутствии крупных зон трещиноватости контрастные аномальные зоны на поверхности практически не проявляются.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10. VI. 1981.

Վ. Ե. ՎԱՐԺԱՆՅԱՆ

ՔԱՋԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՇՏՈԿԱԵՐԿԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՆԵՐՄԻՆ ԵԶՐԱՊԱՍԱԿՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում ի հայտ են բերվում հանքային տարրերի տեղաբաշխման օրինաչափությունները Քաջարանի հանքային դաշտի ապարներում: Տվյալներ են բերվում նաև գեոքիմիական ֆոնի մեծության և հանքայնացման ցուցիչների անոմալ կոնցենտրացիաների վերաբերյալ: Հանքային մարմինների ներքին եզրապսակներ են անջատված հետևյալ տեղամասերում՝ Դավաշի, Կարմիր-քար, Աթքիզ, Շիրկուտ:

Հաշվարկված է ցուցիչ-տարրերի առանձին զույգերի համահարաբերակցական կապ ($Cu-Mo$, $Cu-Ag$, $Zn-Pb$ և այլն) և հաստատված է ուղղաձիգ և հորիզոնական զոնալականությունը 26 հետախուզական հորատանցքերի տվյալների հիման վրա, որոնք միջին հաշվով ունեն 520 մ խորություն:

THE KADJARAN ORE FIELD STOCKWORK ORES
ENDOGENOUS AUREOLES

A b s t r a c t

Data on the elements distribution in rocks of the Kadjaran ore field, on the geochemical background value and anomal concentrations of the mineralization indicators are brought as well as the endogenous aureoles of cocealed ore bodies in Davachi, Karmir-kar, Atkiz and Shlorkut sections are marked out. The correlations between indicator-elements couples (*Cu-Mo*, *Cu-Ag*, *Pb-Zn* e. t. c.) are calculated as well as their vertical and lateral zoning is revealed by means of data of 26 prospecting boreholes with the depths up to 520 meters.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян А. А., Вартанян С. У., Саркисян С. П. Поведение элементов-индикаторов медно-молибденового оруденения в зоне рассеянной минерализации Дастакертского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1974.
2. Вартанесов В. Е. Эндогенные ореолы рассеяния Агаракского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1970.
3. Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. «Недра», 1968.
4. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Коллектив авторов, под ред. Е. М. Квитковского и А. А. Ковалевой. «Недра», 1965.

УДК: 551.43 + 624.131.1

Л. Н. ЗОГРАБЯН, Ю. В. АСРЯН

ВОПРОСЫ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ АРМЯНСКОЙ ССР

В статье рассматривается ряд вопросов инженерной геоморфологии Армянской ССР. Особое внимание уделено тем особенностям сложного горного рельефа, которые имеют важное значение при планировке городов, строительстве гидротехнических сооружений и коммуникаций.

Хозяйственное освоение территории, в том числе решение инженерных задач, требует глубокого и всестороннего анализа всего комплекса компонентов природной среды, в первую очередь тех главных факторов, которые влияют, а часто и определяют размещение и возведение сооружений, их эксплуатацию и стоимость строительных работ. Среди факторов, определяющих решения инженерных задач, важное место занимает совокупность особенностей рельефа (морфографии, морфометрии, морфодинамики, а также морфогенеза) и его изменения, ибо деятельность человека наиболее активно проявляется на земной поверхности. Поэтому решение хозяйственных задач невозможно без учета рельефных условий территории.

Изучение последних обычно проводится в комплексе инженерно-геологических исследований. Значение геоморфологии в этом комплексе особенно выросло в последние десятилетия. Многочисленные примеры комплексного изучения инженерно-геологических условий того или иного объекта показали, что геоморфологические исследования не менее важны, чем механика грунтов, а крупные разделы инженерной геологии в значительной части приобрели геоморфологическое содержание [2]. Это способствовало возникновению и развитию весьма молодого направления прикладной геоморфологии—инженерной геоморфологии, в задачи которой входят изучение особенностей рельефных условий и их оценка с позиций решения инженерных вопросов.

Наиболее важной задачей инженерной геоморфологии горных территорий следует считать определенис степени устойчивости элементов рельефа, в частности, склонов.

В инженерной геоморфологии немаловажным считаем также «энергию рельефа», которая включает в себя все морфометрические показатели, определяющие интенсивность экзогенеза [3]. Из сказанного вытекает другая важная задача инженерной геоморфологии—выявление качественных и количественных характеристик экзогенных и эндогенных рельефообразующих процессов, в том числе образования рыхлого чехла. Проблема взаимоотношения человека с рельефом в наше время является одной из важных в геоморфологии, ибо она все более активизирует

свое вмешательство в природу, владея мощной техникой, и создает новые антропогенные формы рельефа. Как правильно отметил А. В. Сидоренко [5], в результате хозяйственной деятельности человек выступает как мощный «рельефообразующий фактор». Это позволило Ю. Г. Симонову [6] считать одной из важных задач инженерной геоморфологии создание классификации техногенных форм рельефа. Но, к сожалению, «практическое приложение геоморфологических знаний при инженерно-геологических изысканиях,—как отметил А. В. Сидоренко [5],—еще не приобрело того значения, которое соответствовало бы размаху преобразующей роли человечества на Земле». Применение данных геоморфологии в хозяйственном освоении территории, в частности, при инженерно-геологических изысканиях, весьма ограничено, порой даже отсутствует у нас в республике. В результате этого, часто дорожают строительные работы, а иногда допускаются непоправимые ошибки в инженерно-геологических условиях строящегося объекта, которые приводят к весьма отрицательным последствиям. Поэтому *следует всегда учитывать, что геоморфология, особенно инженерное ее направление, является важнейшей частью инженерно-геологических изысканий и нельзя обойтись без ее услуг при выполнении тех или иных строительных работ.* Во время размещения и возведения сооружений различного характера, широко развернутых на территории республики, непосредственно сталкиваемся с особенностями сложного и сильно пересеченного горного рельефа, с формами, характеризующимися определенной динамичностью. Это в некоторой степени затрудняет их проведение и требует особого, комплексного подхода не только к исполнению строительных работ, но и к предварительным инженерно-геологическим изысканиям с широким применением геоморфологических работ.

При решении конкретных инженерных задач и инженерно-геоморфологического районирования определенной территории оценка рельефных условий имеет решающее значение, которое требует проведения соответствующего комплекса специальных геоморфологических исследований, исходя из поставленных перед геоморфологией задач. От последнего зависит не только характер, но и масштаб проводимых работ.

Изучение рельефа в инженерных целях проводится в разных масштабах—обзорного (1 : 1 000 000 и меньше), среднего (1 : 500 000—1 : 100 000) и крупного (1 : 50 000 и крупнее). Уместно отметить, что по мере укрупнения масштаба исследовательских и изыскательских работ, к инженерной геоморфологии предъявляются все новые и новые требования.

Мелкомасштабные работы, которые обычно проводятся для инженерно-геоморфологического районирования, имеющего значение лишь для планирования ряда отраслей народного хозяйства (сельского хозяйства, транспорта и т. д.), ограничиваются изучением морфографических комплексов, иногда включающих элементы морфодинамики (активных процессов). Среднемасштабные исследования, выполняемые с целью решения задач общей инженерной геоморфологии, наряду с морфографией и морфодинамикой включают также морфометрические показа-

тели, а крупномасштабные исследования, проводимые для выполнения в основном специализированных инженерных работ, включают весь комплекс рельефных условий с большим применением конкретных количественных данных по каждому элементу рельефа, являющихся важнейшими критериями в решении инженерных задач.

В последнее время на территории Армянской ССР в несколько раз увеличился объем строительства крупных объектов различного характера—проведение всевозможных коммуникаций (железных и шоссейных дорог, газо-, водо-, и хвостопроводов, ЛЭП и пр.), сооружение гидротехнических комплексов (водохранилищ, каналов и др.), территориальное расширение существующих или создание новых населенных пунктов в условиях сложнопостроенного горного рельефа с разнообразными формами, отличающимися большой динамичностью.

Остановимся на некоторых вопросах геоморфологических исследований в пределах республики, имеющих значение при хозяйственном освоении территории, в частности, при проведении изысканий для строительных работ.

1. Геоморфологические исследования при планировании отраслей народного хозяйства проводятся в мелком масштабе и ограничиваются картированием крупных, генерализованных морфографических типов рельефа с элементами экзогенеза (долины, тропи и пр.) и эндогенеза (обособленные потухшие вулканы, купола и т. д.), указывая также на их гипсометрию и прочие количественные показатели. Целесообразно наряду с морфографией показать также активно действующие геоморфологические процессы (сели, оползни) и степень деформации склонов (в обобщенном виде), являющиеся важными критериями прикладной геоморфологии.

2. Геоморфологические исследования при градостроении. С целью полноценного и научного обоснования инженерно-геологических условий территории, выделенной для планирования и строительства городов, следует провести крупномасштабные комплексные исследования всех основных компонентов природной среды, имеющих значение в решении инженерных задач¹.

Среди факторов, решающих инженерно-геологическое обоснование для составления генплана и последующих этапов строительства городского хозяйства, первостепенное значение приобретают рельефные условия, которые в условиях Армянской ССР отличаются большой сложностью с точки зрения инженерной геологии—глыбовым строением, сильной пересеченностью, значительной деформацией форм и определенной их динамичностью. Поэтому следует провести всесторонний и глубокий анализ не только территории, выделенной для планирования данного населенного пункта, но и той геоморфологической целинной единицы, в которой расположен он, т. к. все процессы морфогенеза (да и все-

¹ Подобные комплексные работы в практике инженерно-геологических обоснований территории с целью планирования городов и градостроительства вообще в Армянской ССР проводились впервые в районе г. Дилижана в 1977—1980 гг. Дилижанской экспедицией ИГи АН АрмССР.

го комплекса ландшафта) взаимно обусловлены и ход морфодинамики протекает сверху вниз по склонам. Это преследует цель объективной оценки рельефных условий для решения задач прикладного характера, ибо явления и процессы, встречающиеся в пределах проектируемого или строящегося населенного пункта, большей частью формируются на верхних полосах гор.

Анализ рельефа геоморфологических единиц (котловины, плато, долины и пр.) следует провести по морфогенетическому принципу. Это позволит выделить в ее пределах структурные и выработанные экзогенезом формы рельефа. В данном случае изучение морфоструктуры не является самоцелью, а имеет непосредственное отношение к инженерной геологии. Именно ею обуславливаются и «регулируются» характер и интенсивность экзогенеза и современных движений земной коры, микросейсмические особенности, циркуляция подземных вод и других явлений, являющихся важными факторами при решении инженерно-геологических задач. К сожалению, роль морфоструктуры при решении инженерных задач в горных областях пока освещена недостаточно и требует дальнейшего развития.

Например, подробно анализируя морфоструктуру Дилижанской котловины, нам удалось выявить не только формы рельефа первичного эндогенеза сводового, брахисводового, куполовидного, горстового, мульдового, грабен-синклинального типов, но и вторичного—гравитационных наложенных морфоструктур, представленных сорванными блоками и запрудными чашами, прикладное значение которых неоспоримо. Гравитационные наложенные морфоструктуры считаем важнейшим инженерно-геоморфологическим объектом, ибо они являются наиболее опасными для крупных сооружений, будучи деформированными частями первичных морфоструктур (главным образом, куполовидных и брахисводовых). Они являются результатом гравитационных и сейсмических процессов, представляя неустойчивые части склонов, которые при наличии благоприятных условий способны активизироваться различными эндо- и экзогенными явлениями. Эти части склонов гор являются также очагами целой серии последующих, опасных для строительных объектов, деформаций различного характера и масштаба, представленных олистостромами¹, оползнями (глубокими или структурными и поверхностными или делювиальными), обвалами и пр. Из сказанного следует, что при проведении крупномасштабных строительных работ на склонах с гравитационными вторичными морфоструктурами требуется большая осторожность.

Морфогенетический подход к изучению рельефа помог также правильно определению генезиса идентичных по внешности форм рельефа. К примеру террасы долин. Их подробный и всесторонний анализ показал, что не все субгоризонтальные площадки на склонах долин представляют настоящие речные террасы, обычно образующиеся путем ритмичного неотектонического воздымания местности. Часть их является

¹ В бассейне р. Агстев они подробно охарактеризованы А. Т. Асланяном [1].

ступенями структурных оползней или гравитационных блоков, скользящих вниз. Определение подобного различия склоновых ступеней весьма важно не только для теории становления горного рельефа, но также и с позиций инженерной геоморфологии, поскольку настоящие речные террасы с галечным чехлом имеют положительное значение для строительных работ, а ступени оползней и гравитационных блоков — отрицательное.

Исследования Дилижанской котловины, наряду с решением ряда задач в комплексе инженерно-геологических изысканий, упомянутых выше, помогли также научно обоснованному инженерно-геоморфологическому районированию ее территории и рациональному размещению микрорайонов города и других строительных объектов.

Природные условия, в первую очередь горный рельеф и лес, определяют форму городского расселения.

По нашему убеждению, в пределах Дилижанской котловины невозможно и не следует стремиться создавать компактный и «монолитный» город с правильной формой очертания. Этого не позволяют рельефные условия — ступенчатость, интенсивное расчленение, большая крутизна склонов и пр. На данной территории можно построить лишь отдельные и обособленные микрорайоны и кварталы на соответствующих формах рельефа, соединив их коммуникациями. Ведь г. Дилижан рекреационного назначения, не претендующий на большие площади освоения. Влияние рельефа, в частности орографии и морфографии, на расселение крупных населенных пунктов наблюдается и в других городах республики. В одних случаях они являются компактными (на равнинах: Ленинакан, Барденис, Октемберян), в других случаях менее компактными (на лавовых плато с холмисто-бугристой поверхностью: Абовян, Газдан), в третьих случаях — удлиненными, с обособленными микрорайонами (в ущельях и котловинных долинах: Алаверди, Кафан, Мегри), в четвертых — ступенчатыми, с расположением кварталов на разных гипсометрических уровнях (на террасах котловинных долин: Спитак, Иджеван). Ереван, ввиду больших размеров занимаемой площади, раскинулся на различных морфографических единицах (на равнине, вулканических плато, холмогорье, конусах выноса), что создает более сложные инженерно-геоморфологические условия. Из приведенных примеров следует, что на стадии инженерно-геологического районирования территории и выбора населенного пункта или его отдельных кварталов решающая роль принадлежит рельефным условиям, в частности, орографии.

Для составления генплана городов и их расселения требуются исследования природных факторов более широкого масштаба. В этом аспекте в комплекс геоморфологических исследований войдут работы с более широким охватом вопросов — изучение морфографии, морфометрии, морфодинамики, молодых рыхлых отложений и антропогенного воздействия человека на рельеф.

На наш взгляд, в оценке рельефных условий для решения инженерных задач градостроительства за основу следует брать морфографию, —

результат совокупного воздействия процессов эндо- и экзогенеза. Она в пределах республики отличается большим разнообразием по характеру, генезису и масштабу, среди которых четко выделяются вершинные поверхности, склоны гор и склоновые ступени, каждый из которых по-разному влияет на строительные работы.

В оценке рельефа с позиций инженерной геологии неоспоримо значение морфометрических показателей, особенно уклонов, отличающихся здесь большой пестротой. Именно они влияют и во многом определяют размещение и сооружение объектов и стоимость строительных работ.

Природные рельефообразующие процессы, влияющие на устойчивость сооружений и их эксплуатацию [2], в пределах большинства населенных пунктов Армянской ССР проявляются весьма активно, особенно гравитационные и флювиальные (оползни, обвалы, линейная эрозия, сели и пр), играющие отрицательную роль в решении инженерных задач.

Чехол молодых рыхлых отложений плиоцен-четвертичного возраста изучаемой территории отличается генетическим и возрастным разнообразием с преобладанием делювиальных, аллювиально-пролювиальных и гравитационных наносов N_2^3 —Q возраста. На высоких террасах часто наблюдается сложное сочетание аллювиально-пролювиальных отложений с делювием и оползневыми образованиями, что отрицательно сказывается в размещении и возведении сооружений.

Прекрасным примером сказанного является территория г. Дилижана с большим развитием древних и современных оползней, которые в последнее время активизировались и стали природным бедствием в результате интенсивного освоения территории человеком.

3. Геоморфологические исследования при строительстве гидротехнических сооружений. На территории Армянской ССР широко развиты гидротехнические сооружения (гидроэнергетические, мелиоративные и водоснабженческие комплексы), и в дальнейшем намечается много расширить их сеть. Этому способствует ряд особенностей рельефа—наличие внутригорных котловин и естественных запрудных чаш, чередование расширенных и суженных участков долин, их каскадообразный продольный профиль, развитие естественных плотин [4] и т. д. Изыскательские работы по проектированию и строительству крупных гидротехнических сооружений обычно проводятся на основе комплексных исследований природных компонентов с большим использованием геоморфологических данных, поскольку условия рельефа здесь приобретают перво-степенное значение. Как известно, при строительстве гидроэнергетических и мелиоративных комплексов самым важным является правильный выбор места чаши водохранилища и постройки плотины. Для этой цели нами было рекомендовано использовать некоторые типы естественных плотин (частью пропиленных рекою) эндогенного происхождения, широко развитых в долинах рек республики, формированием которых обусловлено образование бассейнов типа запруд [4]. Уместно отметить, что некоторые типы естественных плотин (оползневые, обвальные, конусы выноса) вследствие неустойчивости непригодны для постройки водохранилищ.

Чаши типа запруд особенно широко развиты в пределах вулканического рельефа. При строительстве гидротехнических сооружений следует учесть большую фильтрационную способность молодых лав и шлаков, слагающих борты этих чаш.

Содержание геоморфологических работ при проектировании гидротехнических сооружений весьма разнообразно по типу и масштабу. Оно существенно меняется в зависимости не только от типа сооружений, но и от стадии проектирования и строительства. При этом исследуются морфогенетические типы рельефа, в частности, долины рек. Особое внимание следует обратить на степень устойчивости отдельных форм рельефа, геоморфологические условия фильтрации чаш и каналов (особенно в пределах вулканического и карстового рельефа с интенсивной фильтрацией), экзогенные рельефообразующие процессы и морфологические показатели.

4. Геоморфологические исследования при проектировании коммуникаций. Ими являются дороги разного назначения, водо-, газо-, хвостопроводы, ЛЭП и пр. Поскольку коммуникации прослеживаются на большие расстояния, то неизбежно их проведение по различным геолого-геоморфологическим и ландшафтным условиям, требующим разные виды и комплексы исследовательских и изыскательских работ в каждом конкретном районе. С целью проектирования коммуникаций рельеф местности исследуется многосторонне. Но главным в комплексе геоморфологических исследований является изучение морфоскульптурных форм рельефа, в частности, речных долин и перевалов, по которым проводятся дороги или водопроводы. Здесь важно определение не только генетического типа долин, но и особенностей элементов последнего — типа и крутизны склонов, степени их устойчивости, характера продольного профиля и т. п. Следует отметить, что речные долины горных стран отличаются как значительной глубиной и большой крутизной склонов, так и микроффрировкой последних, когда на склонах образуется множество мелких параллельных оврагов, зачастую заполненных мощными рыхлыми наносами. Это создает благоприятные условия для развития селей по «голым» овражкам в условиях семиаридного климата и оползней по овражкам с наносами в условиях гумидного климата. Не меньшую угрозу коммуникациям, в частности дорогам в горах, представляют осыпи, обвалы, камнепады, снежные заносы и лавины (последние в высокогорной зоне). К геоморфологическим факторам, способствующим этим явлениям, Т. В. Звонкова [2] кроме микроформы рельефа относит также большую крутизну склонов ($15-60^\circ$), характерную также и для территории Армянской ССР.

Изложенное позволяет заключить, что при проектировании и строительстве любого инженерного объекта сегодня нельзя обойтись без широкого применения геоморфологических знаний. Поэтому в настоящее время инженерная геоморфология приобретает все большее и большее значение в комплексе инженерно-геологических исследований.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔԻ ԻՆՃԵՆԵՐԱԿԱՆ
ԳԵՈՄՈՐՖՈԼՈԳԻԱՅԻ ՀԱՐՑԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. լ. մ.

Բնատարածքի տնտեսական յուրացման գործում, մասնավորապես ինժե-
ներական խնդիրներ լուծելիս, առավել կարևոր նշանակություն են ստանում
ոեղիբֆի առանձնահատկությունների գեոմորֆոլոգիական ուսումնասիրու-
թյունները, որոնք կազմում են տեղանքի ինժեներա-երկրաբանական հիմնա-
վորման համալիրի բաղկացուցիչ մասը: Գեոմորֆոլոգիական ուսումնասիրու-
թյունները հատկապես կարևոր են ինչպես բնակավայրերի ընդարձակման ու
նորերի ստեղծման, հիդրոտեխնիկական կառույցների և տարրեր բնույթի կո-
մունիկացիաների անցկացման ժամանակ, այնպես էլ հանրապետության
բնատարածքի ինժեներա-գեոմորֆոլոգիական շրջանացման նպատակով, որը
մեծ նշանակություն ունի ժողովրդական տնտեսության պլանավորման հետ
կապված հարցեր լուծելու համար:

L. N. ZOHRAIAN, Y. V. ASIRIAN

THE ENGINEERING GEOMORPHOLOGY PROBLEMS OF THE
ARMENIAN SSR TERRITORY

A b s t r a c t

Some engineering geomorphology problems of the Armenian SSR territory are considered in this paper. The special consideration is given to those peculiarities of complicated mountainous relief, which have great significance during the town planning, hydrotechnical installations and communications building.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асаян А. Т. Крупные олистостромы плиоплейстоценового возраста в долине р. Аг-
стев (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXXII, № 1,
1979.
2. Звонкова Т. В. Прикладная геоморфология. Изд. «Высшая школа». М., 1970.
3. Зограбян Л. Н., Геворкян Ф. С. «Энергия рельефа», ее картирование и значение в
процессе эрозии. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1969.
4. Зограбян Л. Н., Мкртчян Г. Р. Естественные плотины. Известия АН Арм. ССР,
Науки о Земле, № 3, 1975.
5. Сидоренко А. В. Геоморфология и народное хозяйство. «Геоморфология», № 1, 1970.
6. Симонов Ю. Г. Инженерная геоморфология, основные задачи и пути развития.
«Вопросы географии», сб. III, «Геоморфология и строительство», «Мысль», М.,
1979.
7. Пилипенко Э. Т. Понсковая и инженерная геоморфология. Изд. «Вншца школа», Киев,
1978.

УДК: 556.555(479.25)

Л. М. ХУРШУДЯН

ВОДНЫЙ РЕЖИМ ОЗЕРА СЕВАН ЗА МНОГОЛЕТНИЙ ПЕРИОД И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЕГО ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ

Рассмотрены обобщенные зависимости изменения водного режима и его основного параметра—активной отдачи озера Севан во времени. Показаны наличие вековых (63-летних) и внутривековых (9-летних) циклов активной отдачи.

Приводятся методика и результаты расчета средней многолетней активной отдачи озера Севан (с учетом уровня озера и периода времени), указывающие на заметное отличие полученных величин от рекомендуемых ранее различными авторами.

В настоящее время использованию и охране природных ресурсов больших озер СССР придается важное значение. Изучаются вопросы формирования природных ресурсов и тенденции их изменения под влиянием естественных и антропогенных факторов. При этом оцениваются и прогнозируются эти изменения для предотвращения ухудшения состояния озер и планирования мероприятий по их охране и рациональному использованию.

В этом плане следует рассматривать и проблему озера Севан, которая в соответствии с постановлением ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 28 сентября 1978 г. «О мерах по охране и рациональному использованию природных ресурсов озера Севан» переживает ныне свое новое, комплексное решение. Здесь в первую очередь стоит задача обеспечения озера новыми водными ресурсами и повышения уровня воды в нём. Для планирования необходимых мероприятий по решению этих задач чрезвычайно важно уточнить величину активной отдачи, определяющей собственные ресурсы озера, и прогнозировать ее изменения в ближайший период.

Это тем более необходимо, что в течение значительного периода времени проведенные исследования по определению активной отдачи не дали достоверных результатов, поскольку имеется значительное расхождение в величинах действительной и рекомендуемой в литературе [2—7, 9—11] активной отдачи.

Величину активной отдачи озера обычно определяют из уравнения водного баланса, характеризующего водный режим озера, как разность сумм приходной и расходной частей. Такой способ определения активной отдачи очень сложен и к тому же недостаточно точен. И не случайно, что величина активной отдачи, определенная по этому методу разными авторами, различна и в основном плохо согласуется с действительной величиной.

В настоящей статье исследование результирующего элемента водного баланса—активной отдачи, проводится по методу, основанному на

водохозяйственном анализе ресурсов озера с учетом динамики изменений величин других элементов водного баланса во времени. При этом учитывается взаимосвязь между главными параметрами—уровнем воды в озере и отбором воды из него, поддающимся более точному измерению, чем другие элементы баланса. Одновременно принимается во внимание и характер изменения этих параметров во времени.

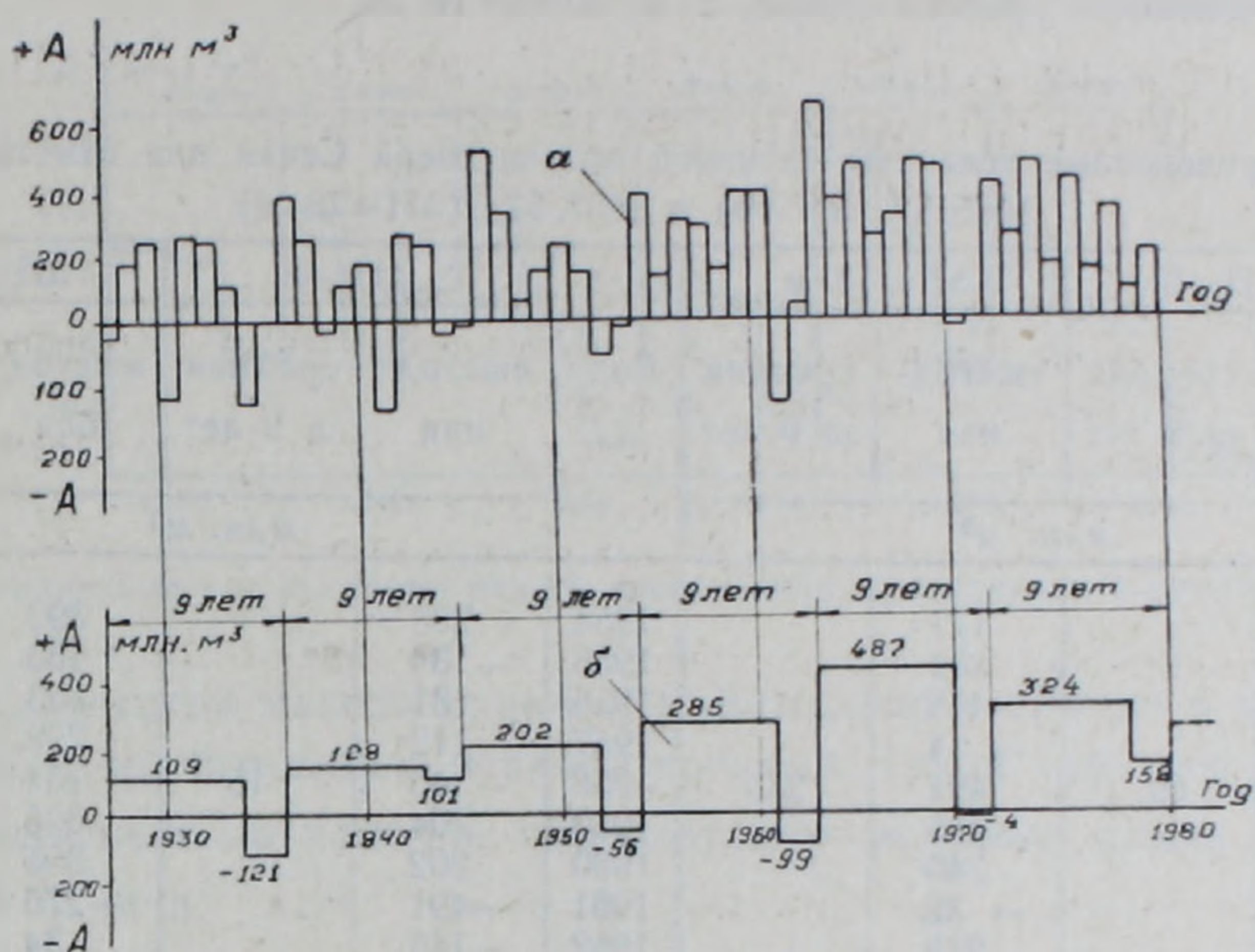


Рис. 1. Ежегодные (а), средние 7-летние и 2-летние (б) активные отдачи озера Севан за 1927—1980 гг.

Анализ величин ежегодной действительной активной отдачи озера Севан за 1927—1980 гг. (рис. 1а) показывает наличие четкой периодичности колебаний активной отдачи во времени, при циклическом повторении максимумов и минимумов ее величин с постоянным интервалом—периодом времени.

Согласно результатам наблюдений, перечисленные двухлетия: 1934 и 1935 гг., 1944 и 1945 гг., 1952 и 1953 гг., 1961 и 1962 гг., 1970 и 1971 гг. и, наконец, 1979 и 1980 гг. были маловодными и средняя активная отдача озера Севан за эти периоды была минимальной. Таким же образом можно установить из приведенного графика, что после указанных маловодных лет сразу наступают многоводные годы (1936, 1946, 1954, 1963, 1972 гг.).

Из указанных положений следует, что имеется определенная цикличность изменения активной отдачи озера с периодом в 9 лет. При этом характерной особенностью указанных циклов является их длинная ветвь спада и короткая ветвь подъема.

Установленная закономерность позволяет осреднять в интервале 9-лет активные отдачи первых 7 лет и последующих 2-х лет, как это приведено на рис. 1б.

Для дальнейшего уточнения закономерностей изменения водного режима и активной отдачи во времени необходимо ежегодные значения при различных уровнях за рассматриваемый период активной отдачи

пересчитать для определенного условно-постоянного уровня. Такое приведение целесообразно выполнить для двух характерных отметок уровня озера:

а) для отметки 1915, 57 м, соответствующей естественным условиям озера и снижению уровня $\Delta H=0$;

б) для отметки 1897, 57 м (современный уровень), что на 18 м ниже естественного уровня озера, т. е. $\Delta H=18$ м.

Таблица 1

Приведенные величины активной отдачи озера Севан для отметок 1915, 57 ($\Delta H=0$) и 1897, 57 ($\Delta H=18$ м)

Год	$\Delta H=0$		$\Delta H=18$ м		Год	$\Delta H=0$		$\Delta H=18$ м	
	ежегодная	средняя за 9 лет	ежегодная	средняя за 9 лет		ежегодная	средняя за 9 лет	ежегодная	средняя за 9 лет
млн. м ³					млн. м ³				
1927	- 43		171		1954	208		392	
1928	184		384		1955	- 34		163	
1929	251		468		1956	131		333	
1930	-240		- 4		1957	112		298	
1931	270	59	491	280	1958	- 45	15	134	208
1932	250		485		1959	204		395	
1933	114		340		1960	202		395	
1934	-259		- 32		1961	-491		-276	
1935	0		219		1962	-148		34	
1936	391		592		1963	516		676	
1937	236		439		1964	198		373	
1938	- 52		159		1965	337		492	
1939	80		286		1966	98		273	
1940	130	75	332	278	1967	175	178	331	349
1941	-351		-138		1968	332		502	
1942	197		398		1969	327		498	
1943	157		349		1970	-199		- 9	
1944	-116		88		1971	-184		2	
1945	-104		104		1972	265		419	
1946	435		617		1973	69		237	
1947	233		421		1974	328		478	
1948	- 47		161		1975	- 26		143	
1949	30	19	242	220	1976	284	115	429	276
1950	90		290		1977	- 22		139	
1951	3		190		1978	189		360	
1952	-278		- 59		1979	- 89		82	
1953	-193		11		1980	34		198	

Результаты пересчетов [12] с некоторым уточнением приведены в табл. 1 и являются исходными в методе определения средней многолетней активной отдачи для естественных и современных условий озера.

Как можно было ожидать, наличие 9-летних циклов изменения активной отдачи наблюдается и в приведенных ее величинах; это имеет место в течение 54 лет, т. е. за период времени с 1927 по 1980 гг. как в естественных, так и в современных условиях озера Севан, когда уровень снизился более чем на 18 м.

Вместе с тем, в каждом 9-летнем цикле средняя активная отдача изменяется по закономерности, при которой за первые 3 года (первый подцикл) она является максимальной, а за последние 3 года (третий под-

цикл) — минимальной (рис. 2). При этом во всех 9-летних циклах средняя активная отдача в первом подцикле составляет примерно 140%, во втором — 100%, а в третьем — 60% от средней 9-летней активной отдачи озера, т. е. $1,4A_{cp} : A_{cp} : 0,6A_{cp}$.

При этом важно отметить, что значения средней 9-летней активной отдачи $A_{\Delta n, 9}$ не одинаковы по отдельным циклам — они возрастают и

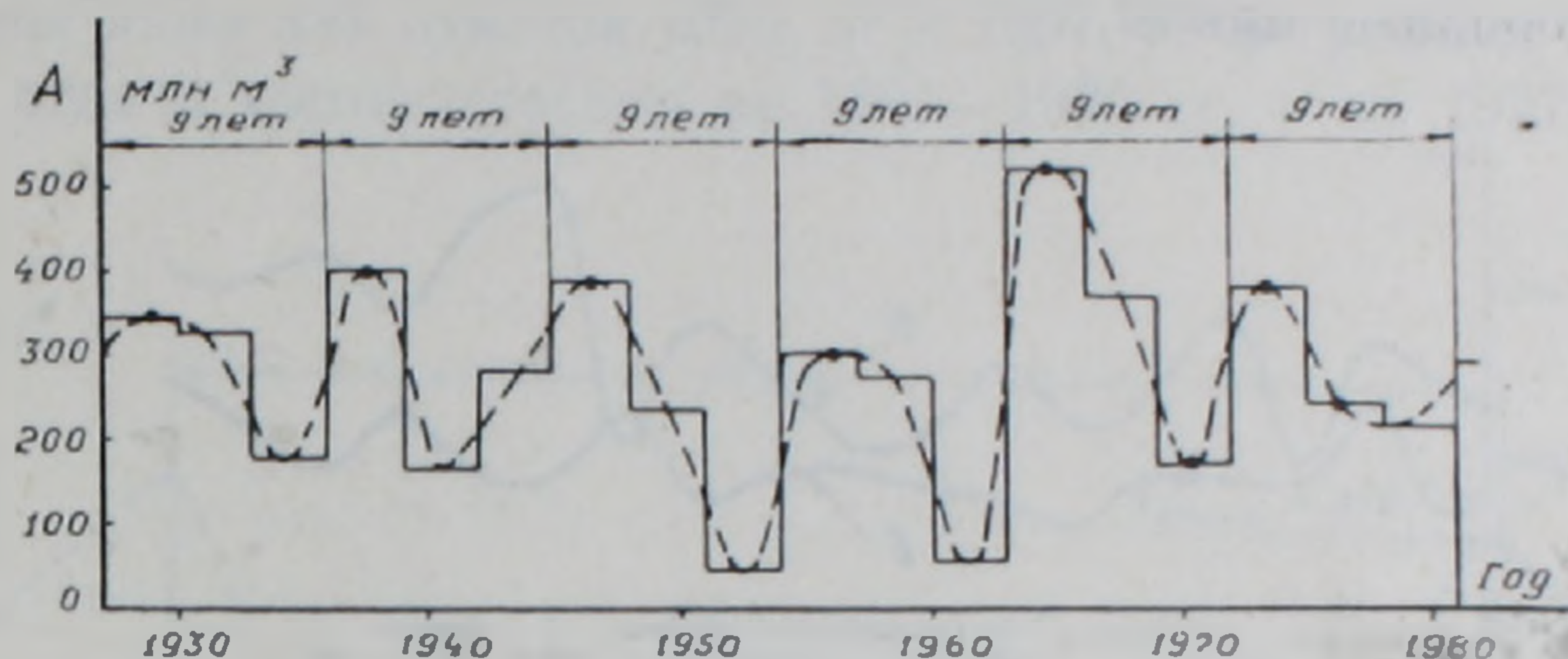


Рис. 2. Средние 3-летние активные отдачи озера Севан, приведенные к отметке 1897, 57 м.

убывают, достигая максимальной и минимальной величин в течение определенного значительного периода времени. Такой характер изменения $A_{\Delta n, 9}$ указывает на наличие многолетнего — векового цикла колебания активной отдачи.

Для получения более отчетливого представления об основных закономерностях изменения, а также о хронологической последовательности циклических колебаний и синхронности элементов водного баланса и активной отдачи использован метод осреднения их 3-летних и 9-летних величин. На рис. 3 приведены средние 3-летние удельные величины атмосферных осадков и поверхностного притока, испарения и поверхностного притока за 1927—1980 гг.

Анализ графиков показывает наличие циклического и синхронного характера изменения величин указанных элементов водного баланса, с постоянным периодом колебаний в 9 лет. Вместе с этим, до середины шестидесятых годов наблюдается постепенное увеличение разности между величинами элементов приходной и расходной частей водного баланса и ее постепенное уменьшение после середины шестидесятых годов, что указывает на соответствующее изменение действительной активной отдачи в указанные периоды времен, при непрерывном снижении уровня озера. Приведенное обстоятельство имеет важное значение при определении наличия многолетнего — векового цикла колебаний активной отдачи озера Севан.

Заметим, что между величинами удельных осадков и поверхностного притока, а также средней годовой температуры воздуха на Севанской гидрометеорологической станции имеется определенная синхронность, что особенно четко выражается за последние 20 лет.

Таким образом, циклическое и синхронное изменение основных элементов водного баланса за 9-летний период является главной причиной 9-летнего циклического изменения активной отдачи.

В [1] отмечается неправомерность применения закона больших чисел для определения нормы стока рек, мотивируя это тем, что статистический метод расчета не учитывает циклических изменений стока. Поэтому в качестве нормы рекомендуется рассмотреть среднюю величину стока только за такой замкнутый период, в пределах которого дефицит стока в маловодные циклы лет полностью компенсируется избытком стока в многоводные циклы.

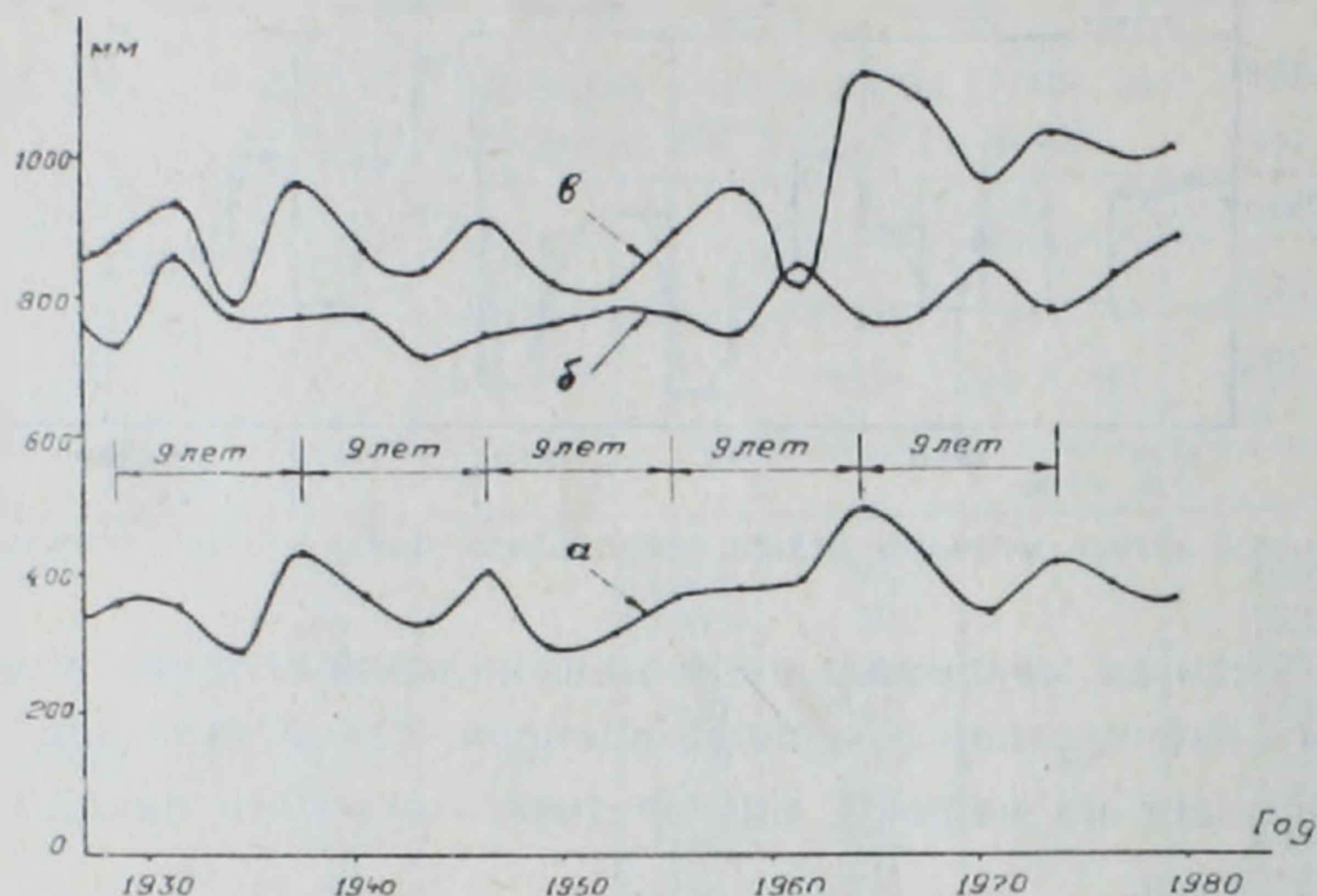


Рис. 3. Средние 3-летние удельные осадки (а), испарения (б) и сумма осадков и поверхностного притока (в) озера Севан за 1927—1980 гг.

На необходимость учета циклических колебаний стока рек указывается также в [8].

Для исследования закономерностей изменения активной отдачи озера во времени при естественных условиях, а также для определения периода времени ее векового цикла изменения автором впервые использованы данные Т. Г. Чикнаверова [13] по уровню озера Севан за 1889—1928 гг. Из указанных данных за 1891—1926 гг., т. е. за 36-летний период, вытекают следующие положения.

1. Обнаруживаются те же 9-летние циклы изменения активной отдачи, отмеченные ранее. Так, из-за маловодности в 1898 и 1899 гг. уровень воды в озере понизился на 0,31 м, т. е. с учетом величины естественного стока реки Раздан, активная отдача в эти 2 года равнялась минус 169 млн. м³ в год. Аналогичное явление имело место и в других 9-летних интервалах. Так, в 1907—1908 гг. активная отдача равнялась 21 млн. м³ в год, тогда как средняя активная отдача в тот же 9-летний (1900—1908 гг.) период составила 200 млн. м³ в год, что является рекордной для естественных условий озера Севан. В 1916—1917 гг. активная отдача была минимальной и равнялась минус 319 млн. м³ в год, и, наконец, в 1925—1926 гг. — минус 198 млн. м³ в год.

2. За 1891—1926 гг. уровень воды в озере повысился на 1,09 м, т. е. за это время в озере накопилось около 1600 млн. м³ воды, что в среднем составляет 44 млн. м³ в год. Если к этому добавить величину поверхностного стока р. Раздан (примерно 50 млн. м³ в год), то получим, что

средняя активная отдача за 1891—1926 гг. составила 94 млн. м³ в год, тогда как за 1927—1980 гг. она составила 77 млн. м³ в год. Следует отметить, что если бы озеро Севан находилось в естественных условиях, то за последние 54 года его уровень повысился бы более чем на 1 м, т. е. отметка уровня озера была бы выше, чем 1916, 57 м.

Для более точного определения величины многолетней вековой активной отдачи и границ ее изменения используются рассчитанные и построенные нами для отметок 1915, 57 и 1897, 57 м графики изменения активной отдачи соответственно за 1891—1980 гг. и за 1927—1980 гг. (рис. 4).

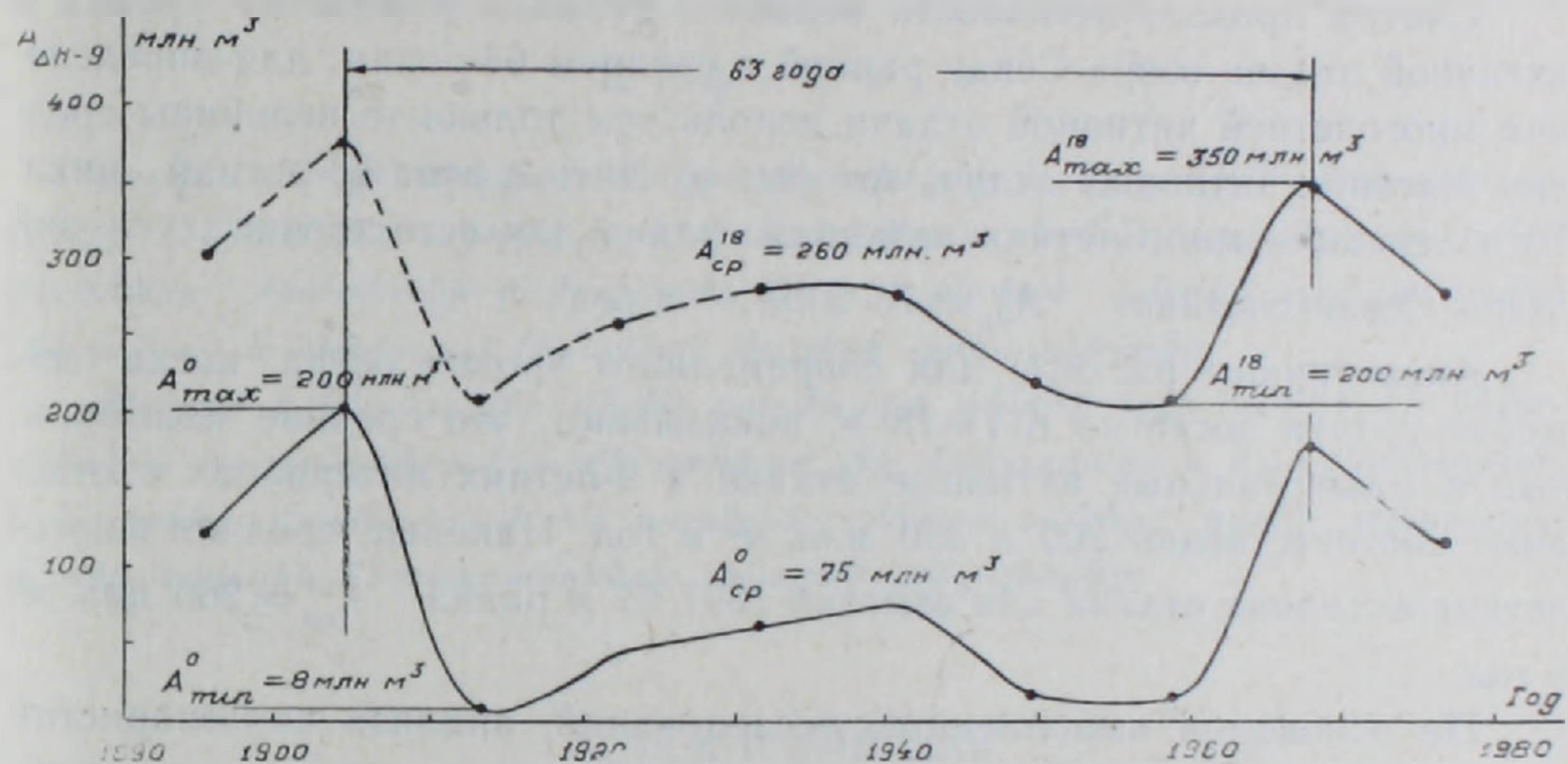


Рис. 4. Средние 9-летние приведенные активные отдачи озера Севан в вековом цикле для отметок 1915, 57 (A^0) и 1897, 57 м (A^{18}).

Как было отмечено, под многолетним—вековым циклом понимается такой наибольший по продолжительности период, в течение которого маловодная стадия (в нашем случае минимальные активные отдачи) компенсируется многоводной (максимальные активные отдачи).

Как следует из комплексного графика (рис. 4), для озера Севан продолжительность многолетнего—векового цикла составляет примерно 63 года. О наличии такого периода колебаний уровня озера Севан В. К. Давыдов [6], не располагая прямыми данными, предположительно указывает, «как будто получает некоторое подтверждение весьма распространенное среди местного населения мнение о 30-летнем полупериоде колебания уровня озера. Если это положение верно, то в течение ближайшего десятилетия следует ожидать дальнейшего падения уровня озера».

В настоящем можно отметить, что приведенные высказывания об озере Севан оправдались. Период с 1948 по 1962 гг., в течение 15 лет, для озера был весьма маловодным. Средняя приведенная активная отдача для естественных условий за эти 15 лет составила лишь минус 17 млн. м³ в год. С учетом ежегодного естественного поверхностного стока в количестве 50 млн. м³ общая «нехватка» воды составила бы

67 млн. м³ в год. В результате этого, за указанное время уровень озера Севан понизился бы более чем на 0,7 м.

Отмеченные циклические колебания активной отдачи с 9-ти и 63-летним периодом обусловлены глобальными изменениями метеорологических процессов, связанных в основном с солнечной активностью (с местной—локальной коррекцией) и не зависят практически от уровня озера. На основании указанного, расчет норм поверхностного притока, осадков, испарения и активной отдачи необходимо выполнить с учетом динамики изменения цикличности этих величин и динамики изменения уровня озера.

Считая продолжительность векового периода колебания уровня и активной отдачи озера Севан равной в среднем 63 годам, для определения многолетней активной отдачи используем только те величины средних 9-летних активных отдач, которые входят в этот 63-летний цикл. Тогда средняя многолетняя активная отдача для естественных условий озера Севан составит $A_{cp}^0 = 75$ млн. м³ в год.

Аналогичные расчеты для современного уровня озера, когда снижение уровня достигло $\Delta H = 18$ м, показывают, что средние минимальные и максимальные активные отдачи в 9-летних интервалах составляют соответственно 200 и 350 млн. м³ в год. Наконец, средняя многолетняя активная отдача для отметки 1897, 57 м равна $A_{cp}^{18} = 260$ млн. м³ в год.

На основании выполненных исследований, анализа характеристик водного режима озера Севан за многолетний период времени и их обобщения можно сделать следующие выводы:

1. Интенсивное использование водных ресурсов озера Севан привело к значительным изменениям его основных параметров, в первую очередь уровня и активной отдачи.

2. Для выявления общих закономерностей изменения характеристик водного режима озера необходимо параметры озера представить применительно к заданным (определенным) условно-постоянным уровням.

3. Закономерности изменения параметров водного режима и его основного элемента—активной отдачи озера во времени носит периодический—циклический характер и не зависит от уровня. Период вековых циклов колебаний активной отдачи составляет 63 года, а внутривековых—9 лет.

4. Осреднение активной отдачи (и других элементов водного баланса) и сопоставление ее значения для различных периодов следует выполнять только при постоянных уровнях озера и в пределах установленного 9-летнего цикла. В многолетнем интервале аналогичные расчеты необходимо выполнять в пределах 63-летнего векового цикла.

5. Полученные основные закономерности изменения активной отдачи в зависимости от периода времени и уровня озера, произведенные расчеты приведенных активных отдач для отметок 1915, 57 м и 1897, 57 м позволяют обоснованно прогнозировать величину активной отдачи для различных гидрометеорологических режимов и параметров озера, в

том числе и для планируемого уровня озера Севан—1901,57 м, что ниже естественного уровня на 14 м.

Армглавэнерго—АрмНИИВП и Г

Поступила 11.XI.1982.

Լ. Մ. ԽՈՒՐՇՈՒԴՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԱ ԼՃԻ ԶՐԱՅԻՆ ՌԵԺԻՄԸ ԲԱԶՄԱՄՅԱ ԺԱՄԱՆԱԿԱՇՐՋԱՆՈՒՄ
ԵՎ ՆՐԱ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՊԱՐԱՄԵՏՐԵՐԻ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅԱՆ
ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկված են ջրային ռեժիմի և նրա հիմնական պարամետրի՝ Սևանա լճի ակտիվ ելքի փոփոխության ընդհանրացված կախվածությունները ժամանակի ընթացքում: Ցույց է տրված ակտիվ ելքի դարավոր (63-ամյա) և ներդարյա (9-ամյա) փուլերի առկայությունը:

Բերված է Սևանա լճի միջին բազմամյա ակտիվ ելքի հաշվարկի մեթոդիկան և արդյունքները (հաշվի առնելով լճի մակարդակը և ժամանակաշրջանը), որոնք մատնանշում են ստացված մեծությունների զգալի տարբերությունը նախկին հետազոտողների ստացած տվյալներից:

L. M. KHURSHUDIAN

THE LAKE SEVAN LONG-TERM PERIOD WATER REGIME AND
ITS GENERAL PARAMETERS CHANGE REGULARITIES

A b s t r a c t

The generalized dependences of water regime change and its main parameter i. e. active output of Lake Sevan in time are considered. The evidence of secular (63 years) and intrasecular (9 years) cycles of active output is shown.

The methods and results of Lake Sevan average long-term active output calculations (with regard for the lake level and time period) are brought which indicate the marked differences between the obtained values and those of other authors.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агунов А. В. Нормы стока и колебания водности рек западной Сибири. В кн. Колебания и измерения речного стока, М., 1960.
2. Азерникова О. А. Водный баланс озера Севан по новым данным. Известия Всесоюзного географ. об-ва, т. 107, вып. 5, 1975.
3. Айнбунд М. М., Асарин А. Е., Сафарова А. М., Смирнова В. А. О водном балансе оз. Севан и путях его уточнения. Труды ГГН, вып. 274, 1981.

4. Баграмян Г. А. Прошлое, настоящее и будущее Севана. «Айастан», Ереван, 1971.
5. Валесян В. П. Методика подсчета компонентов водного баланса и водный баланс оз. Севан. Тр. III Всес. гидрол. съезда, т. VI. Гидрометеониздат, Л., 1959.
6. Давыдов В. К. Водный баланс озера Севан. Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна, ч. VI, Л.—М., 1938.
7. Зайков Б. Д. Водный баланс оз. Севан. Труды ВЭИ АН Армянской ССР, вып. I. Ереван, 1950.
8. Кузнецов Н. Т., Сосоев Н. С. Колебания водности рек северного Казахстана. В кн. Колебания и измерения речного стока. Изд. АН СССР, М., 1960.
9. Мхитарян А. М., Александрян Г. А., Атаян Э. А. Водный баланс оз. Севан. Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме, т. I, Ереван, 1961.
10. Мхитарян А. М. Будущий водный баланс озера Севан и изменение его активной отдачи. Известия АН Армянской ССР, Механика, т. XX, 4, 1967.
11. Никогосян Г. Т. Оценка свободного стока озера Севан с учетом его уровня. Водные ресурсы, № 3, 1980.
12. Хуршудян Л. М. О действительной активной отдаче оз. Севан за период 1927—1976 гг. и ее прогнозировании. ВНТИЦ, инв. Б709343, М., 1978.
13. Чикнаверов Т. Г. Обработка наблюдений над колебаниями уровней оз. Севан (Гокча) с 1889 по 1928 гг. Бюллетень Бюро гидрометеорологических исследований на озере Севан, № 5—6, Эривань, 1928.

УДК: 551.510.61:517.98

Ա. Վ. ԴՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՄԹՆՈԼՈՐՏԻ ՈՒՂՂԱԶԻԴ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ԴԱՇՏԻ ՎԵՐԱՄՈՒՄԸ
ԲՆԱԿԱՆ ԲԱՂԱԴՐԻՉՆԵՐԻ ԷՄՊԻՐԻԿ ՕՐԹՈԳՈՆԱԼ
ՖՈՒՆԿՑԻԱՆԵՐԻ ՄԵԹՈԴՈՎ

Մթնոլորտի աղտոտվածության որոշ խնդիրներ լուծելու համար հարկ է լինում տարածության ցանկացած կետում ունենալ մթնոլորտի ուղղաձիգ հոսանքների արագության արժեքները: Անդրկովկասի տարածքի վրա մթնոլորտի ուղղաձիգ հոսանքների արագությունները հաշվվում են օրական երկու անգամ 850, 700 և 500 մբար իզոբարիկ մակերևույթների վրա մի քանի մեթոդով: Մեր նախորդ աշխատանքներից մեկում պարզաբանված էր, որ այդ մեթոդներից մեկը հասկապես լավ է ներկայացնում Հայկ. ՍՍՀ-ի մթնոլորտում օդի իրական հոսանքների ռեալ պատկերը [3], սակայն, ինչպես այս, այնպես և մնացած մեթոդներով կատարվող հաշվարկները ունեն մի շատ էական թերություն. արագության արժեքները հաշվվում են միայն 75 կմ քայլ ունեցող ցանցի հանգույցների վրա: Ուղղաձիգ հոսանքները տարածքի ցանկացած կետում որոշելու համար սովորական հայտնի մեթոդներով ինտերպոլյացիա կատարելը, բարդ ռելիեֆի պատճառով, խիստ մոտավոր արդյունք կտա, հետևաբար լուծման համար պետք է գտնել նոր մեթոդ: Մեր կողմից առաջարկվում է ուղղաձիգ հոսանքների դաշտը վերածել բնական բաղադրիչների, օգտագործելով էմպիրիկ օրթոգոնալ ֆունկցիաների մեթոդը: Մթնոլորտի ֆիզիկայում այս մեթոդը առաջին անգամ կիրառվել է Ֆուկուոկայի [6] և Լորենցի [7] կողմից ԱՄՆ-ում, այնուհետև Բագրովի [4] ու Օբուխովի [5] կողմից ՍՍՀՄ-ում: Մեթոդի հիմքում ընկած է էմպիրիկ ֆունկցիան Ֆուրյեի շարքի վերածելու գաղափարը, որը համառոտ ներկայացնում ենք ստորև:

Ենթադրենք, որ վերջավոր տարածության վրա ունենք $\tau_0(x, t)$ անընդհատ ֆունկցիա (ասենք մթնոլորտը բնութագրող, որևէ տարրի չափված արժեքների դաշտ) ընդ որում, վերցնենք դիտարկվող մեծության միջինից շեղման արժեքները՝ $\tau = \tau_0 - \bar{\tau}$: Ներկայացնենք մեր էմպիրիկ ֆունկցիան շարքի տեսքով.

$$\tau(x, t) = \sum_n a_n(t) \varphi_n(x) \quad (1)$$

պահանջելով, որ նախ վերլուծության բազիսային ֆունկցիաները բավարարեն օրթոնորմավորման պայմանին՝

$$\sum_i \varphi_{ni} \varphi_{mi} = \begin{cases} 0, & \text{երբ } m \neq n \\ 1, & \text{երբ } m = n \end{cases} \quad (2)$$

և, որ վերլուծության միջին քառակուսային շեղումը լինի մինիմալ՝

$$\Delta = \sum_i \sum_j (\tau_{ij} - \sum_n a_{ni} \varphi_{nj})^2 = \min \quad (3)$$

(3) հավասարումը գրելիս կատարել ենք հետևյալ նշանակումները՝

$$\tau_{ij} = \tau(t_i, x_j); \quad a_{ni} = a_n(t_i); \quad \varphi_{nj} = \varphi_n(x_j), \quad \text{իսկ} \quad i = 1, 2, \dots, g; \\ j = 1, 2, \dots, h; \quad n = 1, 2, \dots, f.$$

(1) հավասարման մեջ a_n -գործակիցները որոշելու համար հավասարումը φ_{mi} -ով բազմապատկելով և ըստ բոլոր անդամների գումարում կատարելով, կունենանք՝

$$a_{ni} = \sum_j \tau_{ij} \varphi_{mi} \quad (4)$$

Սա ֆուրյեի ընդհանրացված գործակիցների նմանակն է, ընդ որում վերլուծության միջին քառակուսային շեղման միևնույն ստացվում է միայն այն դեպքում, երբ վերլուծության գործակիցներն ունեն վերը բերված տեսքը:

Վերլուծության φ_n -ն ֆունկցիաները որոշելու համար գրենք էքստրեմումի պայմանը (3) հավասարման համար.

$$\frac{\partial \Delta}{\partial a_{ni}} = -2 \sum_j \tau_{ij} \varphi_i + 2 a_{ni} = 0 \\ \frac{\partial \Delta}{\partial \varphi_{ni}} = -2 \sum_i \tau_{ij} a_{ni} + 2 \varphi_i \sum_i a_{ni}^2 = 0:$$

Այս սիստեմի լուծումից կունենանք

$$\sum_k A_{jk} \varphi_k = \lambda \varphi_j, \quad (5)$$

որտեղ նշանակել ենք. $A_{jk} = \frac{1}{g} \sum_i \tau_{ij} \tau_{ik}$ (A_{jk} -ն դաշտի j -երորդ և k -երորդ կետերում արժեքների կորելյացիայի մոմենտն է) և $\lambda = \frac{1}{g} \sum_i a_{ni}^2$ (վերլուծության գործակիցների դիսպերսիաներն են): Հեշտ է տեսնել, որ A_{jk} տարրերից բաղկացած կորելյացիոն մատրիցան քառակուսային և սիմետրիկ է, հետևաբար նրա λ սեփական արժեքները կլինեն իրական և դրական [2]: Լուծելով մատրիցայի բնութագրիչ հավասարումը՝

$$|A - \lambda I| = 0$$

կգտնենք λ -սեփական արժեքները, որոնց հիման վրա արդեն կարող ենք (5) հավասարումից հաշվել φ_{mi} -սեփական վեկտորների արժեքները: Սրանք հենց հանդիսանում են դաշտի բնական բաղադրիչները: Եթե λ -ները դասավորենք նվազման կարգով, ապա կարելի է տեսնել, որ մեր կատարած վերլուծությունը վերածվում է սեփական ֆունկցիաները ըստ կշիռների դասավորման պրոցեսի (առաջնությունը տրվում է առավել խոշոր մասշտաբ ունեցող սեփական ֆունկցիաներին, որոնք և ունեն առավելագույն կշիռ): Շարքի խիստ դուգամիտության հետևանքով առաջին մի քանի վեկտորները կազմում են ընդհանուր վերլուծության ավելի քան 90%-ը: Մեր խնդրի դեպքում առաջին վեկտորը կներկայացնի ողջ տարածքի վրա ուղղաձիգ հոսանքների

միջին արագության արժեքը, իսկ հաջորդ վեկտորները կներկայացնեն ավելի ու ավելի փոքր մասշտաբի հոսանքների դաշտի կոնֆիգուրացիաները: Այսպիսով դաշտը բնական օրթոգոնալ բաղադրիչների վերածելը կարելի է ներկայացնել, որպես դաշտի կոնֆիգուրացիայի հիմնական տարրերի հաջորդական որոնման և տվյալ խմբում նրանց «կշիռները» որոշելու պրոցես:

Վերլուծության ճշտությունը գնահատելու համար կարելի է կազմել հետևյալ հարաբերությունը՝

$$\delta_m = \frac{\sum_{i=1}^m \lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i}, \quad (6)$$

որտեղ m -ը առաջին մի քանի անդամների թիվն է: Շարքի որևէ անդամի կշիռը տվյալ վերլուծության մեջ որոշելու համար կարելի է օգտվել հետևյալ բանաձևից՝

$$\gamma_n = \frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i}, \quad (7)$$

Այս մեթոդով մենք հաշվել ենք Հայկ. ՄՍՀ-ի տարածքի վրա մթնոլորտի ուղղաձիգ հոսանքների բնական բաղադրիչների արժեքները 1980 և 1981 թվականների մի շարք ամիսների համար: Հաշվարկները կատարվել են Նրևանի պոլիտեխնիկական ինստիտուտի հաշվիչ կենտրոնում EC—1022 էլեկտրոնային հաշվիչ մեքենայի վրա: Նախնական մատրիցան կազմվել է օգտագործելով ուսումնասիրվող տարածքի 20 կետերում 03 և 15 ժամերի համար հաշվարկվող արագությունների արժեքները, ընդ որում այդ արժեքներն ընտրելիս հետևվել է, որ ա) արագության ամսական միջինից շատ մեծ շեղում ունենալու դեպքում համապատասխան օրվա արդյունքները չընդգրկվեն, բ) մթնոլորտի սինուպտիկական վիճակները տվյալ օրերի համար լինեն նույնական, գ) առաջին երկու պայմաններին բավարարող դեպքերի քանակը (օրերի թիվը) տվյալ ամսվա համար, քիչ չլինի 20-ից: Այնուհետև, ընտրված տվյալների համար հաշվվել են կորելյացիայի գործակիցները հետևյալ բանաձևով՝

$$r_{jk} = \frac{A_{jk}}{\sqrt{A_{jj}} \sqrt{A_{kk}}}$$

և նրանց արժեքներով կազմվել է նորմավորված կորելյացիոն մատրիցա: Ինչպես հայտնի է, վերջինիս տարրերը պետք է անկյունագծերում հավասար լինեն մեկի, իսկ տողերում՝ նվազեն մեկից մինչև զրո: Ծիշտ նորմավորված մատրիցա ստանալու դեպքում ընտրված արժեքների տվյալ խմբի համար հաշվարկները շարունակվել են և որոշվել են նրանցով կազմված կորելյացիոն մատրիցայի սեփական արժեքներն ու սեփական վեկտորները: Այնուհետև, օգտագործելով 75 կմ քաջլ ունեցող ցանցի հանգույցների վրա ստացված սեփական վեկտորների արժեքները, անցկացվել են իղոգծեր: Առաջին սեփական վեկտորների քարտեզը (նկ. 1) պարունակում է նվազագույն թվով կենտրոններ և ներկայացնում է արագության միջին պատկերը ողջ տարածքի վրա: Երկրորդ սեփական վեկտորների քարտեզները (նկ. 2) բաղկացած են մի քանի կենտրոններից և ներկայացնում են ավելի փոքր մասշտաբի (ըստ տարածա-

կան չափերի) հոսանքների դաշտերի պատկերները: Ստացված պատկերները համեմատելով տեղանքի ռելիեֆի հետ նկատել ենք, հիմնականում, նրանց կոնֆիգուրացիաների համընկնելը ռելիեֆի դրական ու բացասական ձևերի ուրվագծերի հետ: Որպես կանոն, համարյա բոլոր քարտեզներում (հատկապես 700 մբարի վրա) լավ արտահայտված են Դեբեդի կիրճի, Արարատյան դաշտավայրի, Սևանի ավազանի և Արագածի պրոյեկցիայի ուրվագծերը: Երրորդ սեփական վեկտորները (նկ. 3) ներկայացնում են առավել փոքրամասշտաբ դաշտերի պատկերները և, ամենայն հավանականությամբ, արտահայտում են տեղանքի ոչ միայն մեխանիկական, այլ նաև ջերմային ազդեցությունը հոսանքների կազմավորման վրա: Դրանում համոզվելու համար մենք առանձին-առանձին կազմեցինք մատրիցաներ գիշերվա և ցերեկվա հոսանքների արագությունների համար և հաշվեցինք նրանց սեփական վեկտորների արժեքները (նկ. 3): Պարզվեց, որ ստացված վեկտորները, նախ, ունեն միջին արագության տարբեր արժեքներ և, երկրորդ, ցերեկվա համար ստացված դաշտերում կենտրոնների թիվն ավելին է, քան գիշերվաներինը, ընդ որում այդ երևույթը հատկապես լավ է երևում 850 և 700 մբար մակերեւույթներում հոսանքների համար կատարված վերլուծություններում:

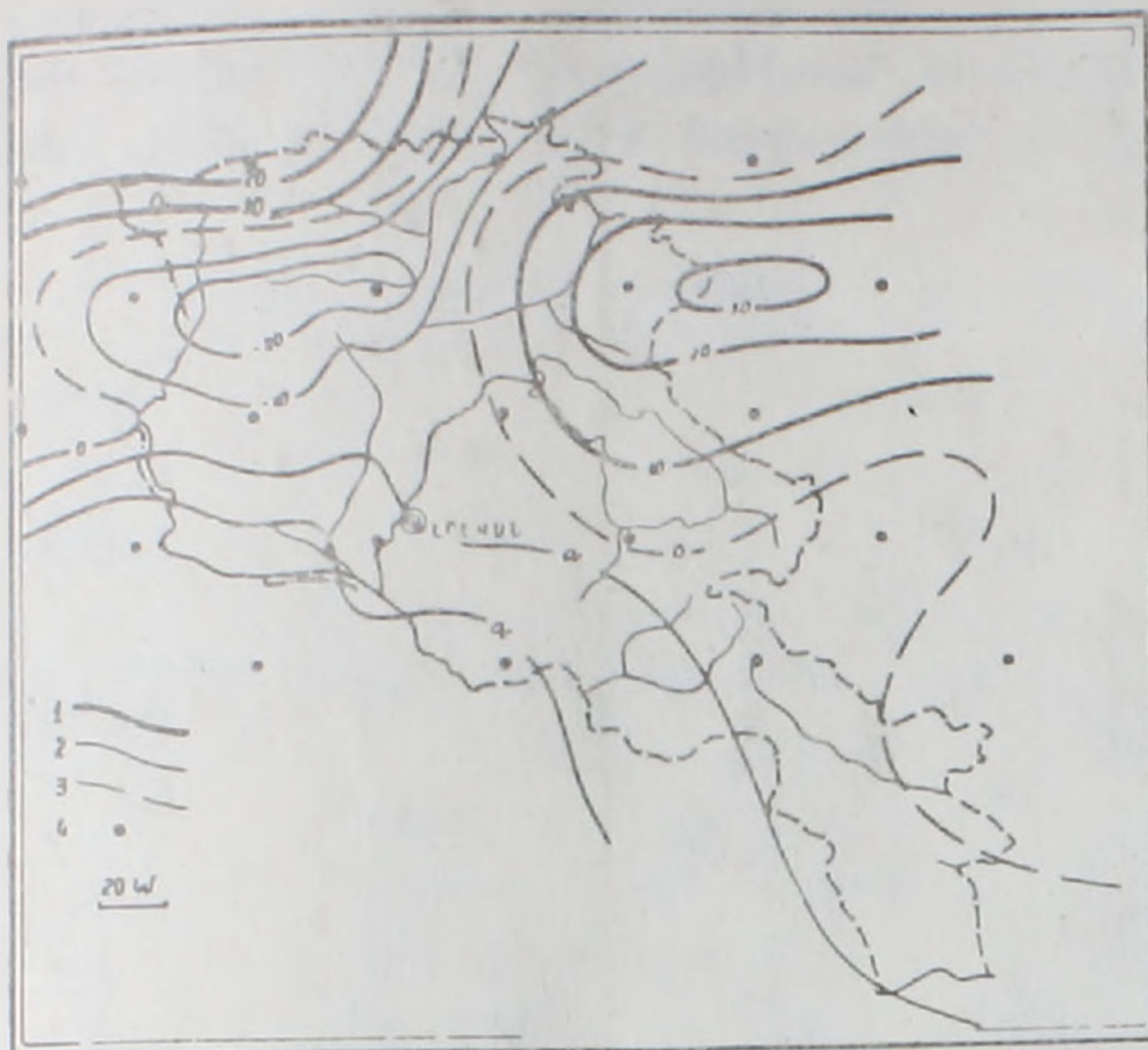
1 աղյուսակում ներկայացված են առաջին չորս վեկտորների ընդհանուր վերլուծության մեջ ունեցած «կշիռները» (հաշվված են (6)-րդ բանաձևով), որտեղից երևում է, որ բերված օրինակներում նրանք, ընդհանուր առմամբ, կազմում են վերլուծության 94—97%-ը: Առաջին վեկտորին, որոշ դեպքերում բաժին է ընկել վերլուծության մինչև 86%-ը:

Աղյուսակ 1

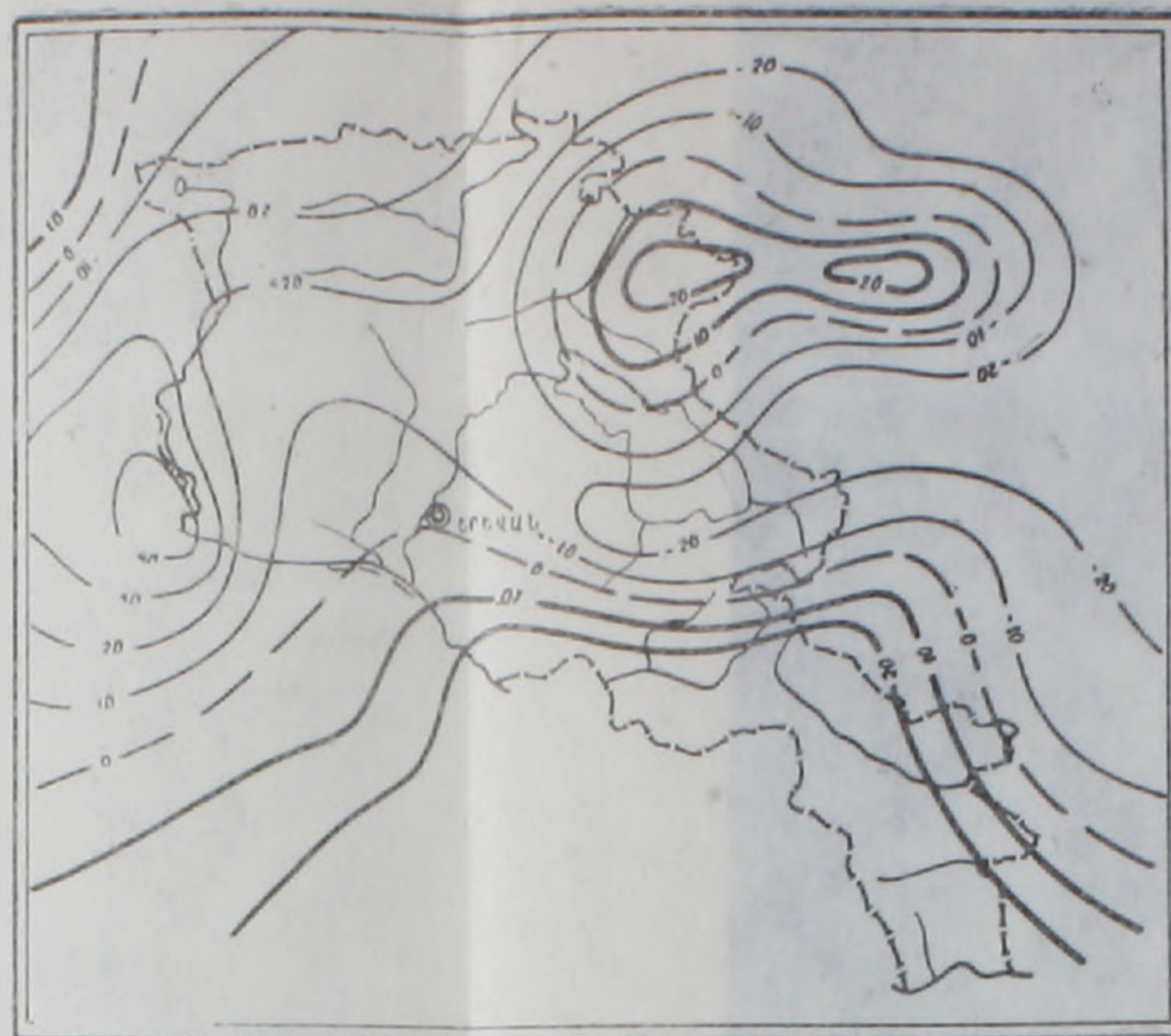
Առաջին սեփական վեկտորների «կշիռները» (տոկոսներով) — δ_n և առանձին վեկտորների «կշիռները» — γ_n ընդհանուր վերլուծության մեջ:

Տարին	1981								1980	
Ամիսը	07			06	05	01			07	06
Իդորար մակերև. (մբար)	850	700	500	700	700	850	700	500	700	700
δ_1 %	67	62	68	75	82	75	69	60	77	86
δ_2 .	83	80	80	85	90	85	81	74	86	90
δ_3 .	94	92	88	91	94	91	90	86	92	93
δ_4 .	97	94	94	94	97	95	93	90	95	96
γ_1 .	67	62	68	75	82	75	63	60	77	86
γ_2 .	16	17	12	10	7	10	12	15	9	5
γ_3 .	6	7	8	6	4	6	3	11	6	3
γ_4 .	3	4	6	3	3	4	3	5	3	2

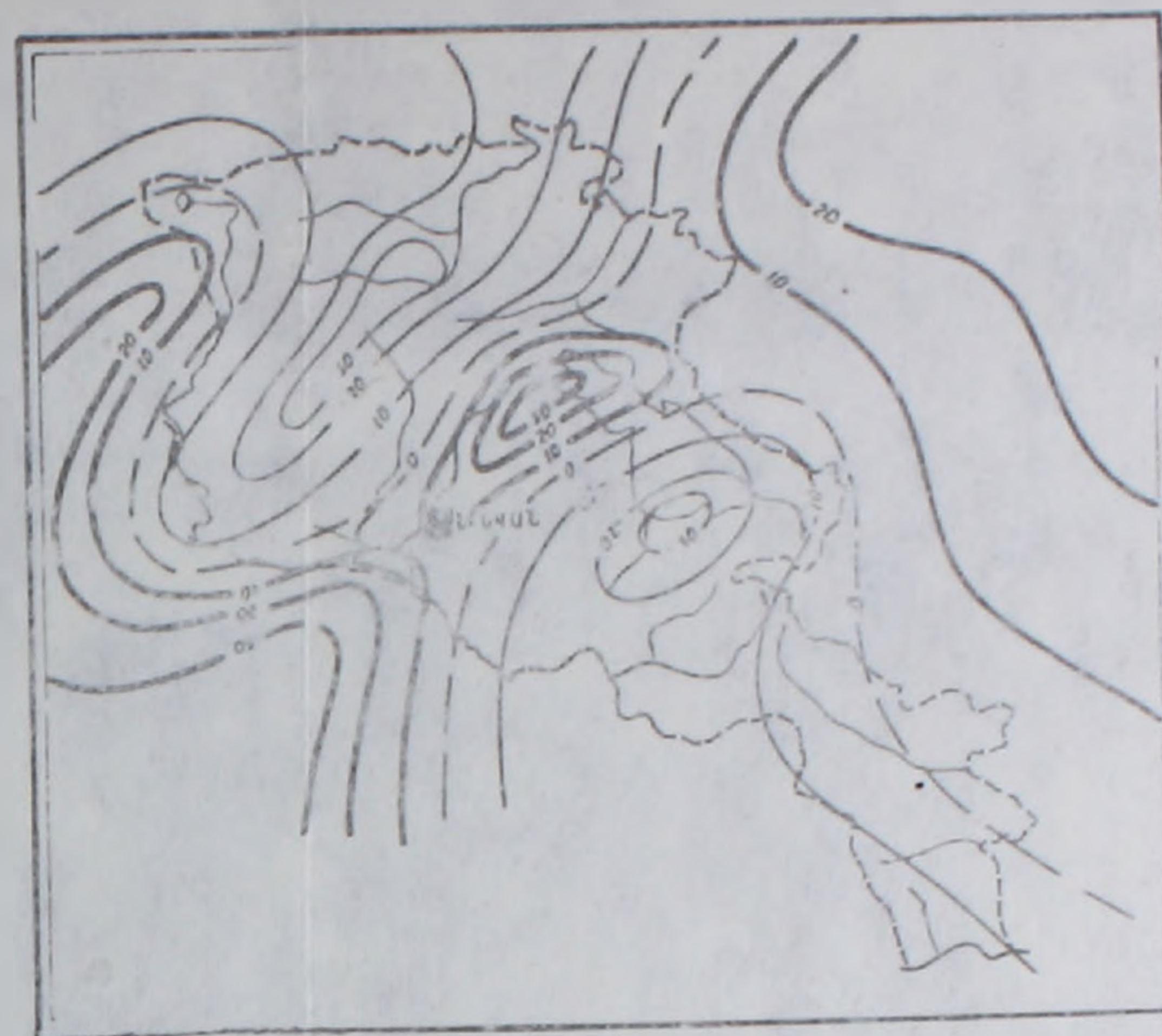
Առանձին, անհատ վեկտորների «կշիռները» (հաշվված են (7) բանաձևով) (1 աղյուսակ, γ_n), ինֆորմացիա են տալիս շարքի զուգամիտության վերաբերյալ. նրանց արագ նվազման դեպքում շարքը խիստ զուգամետ է (օրինակ՝ 1980 թ. հունիս), դանդաղ նվազման դեպքում՝ թույլ զուգամետ (օրինակ՝ 1981 թ. հուլիս):



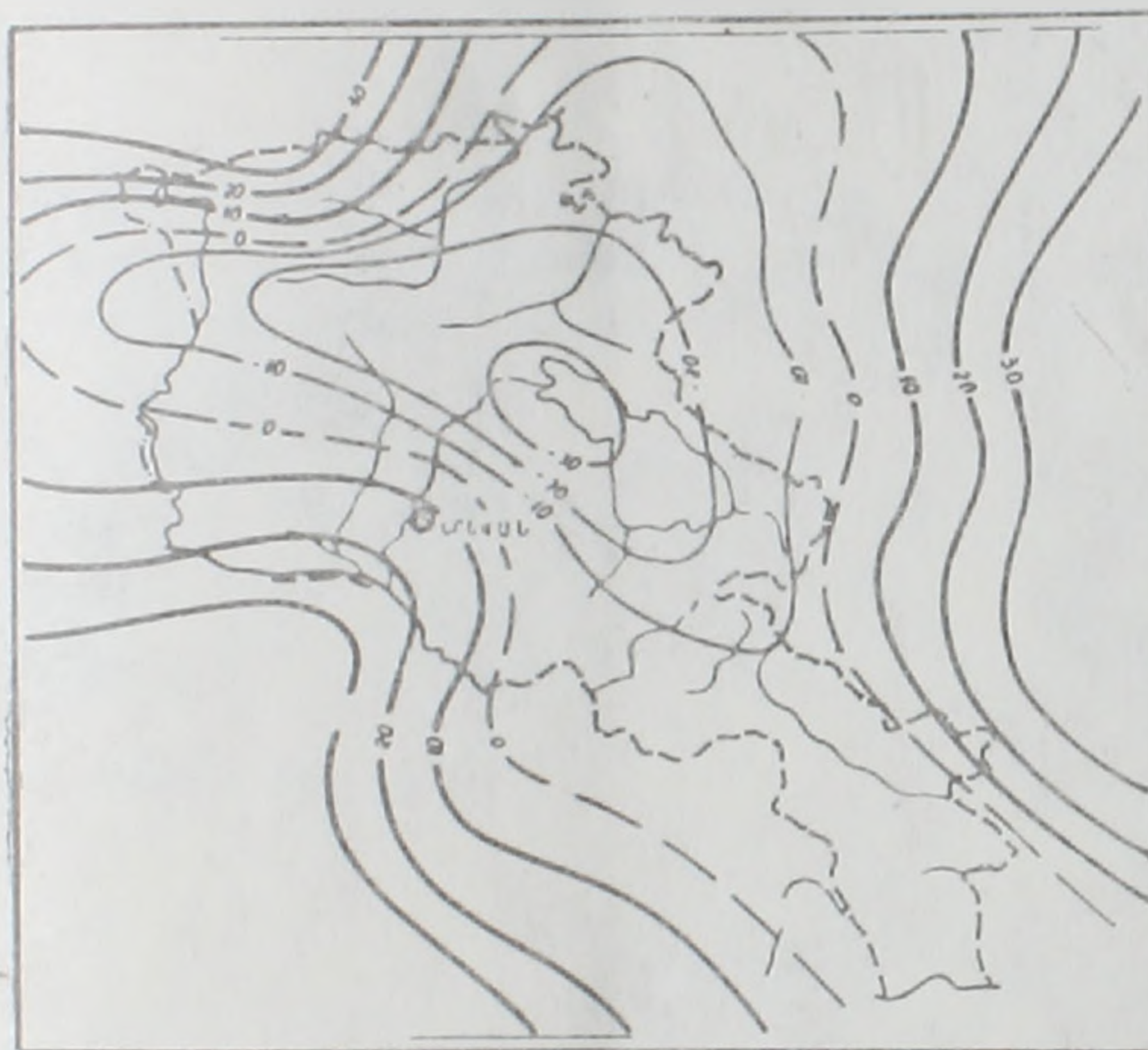
1ա



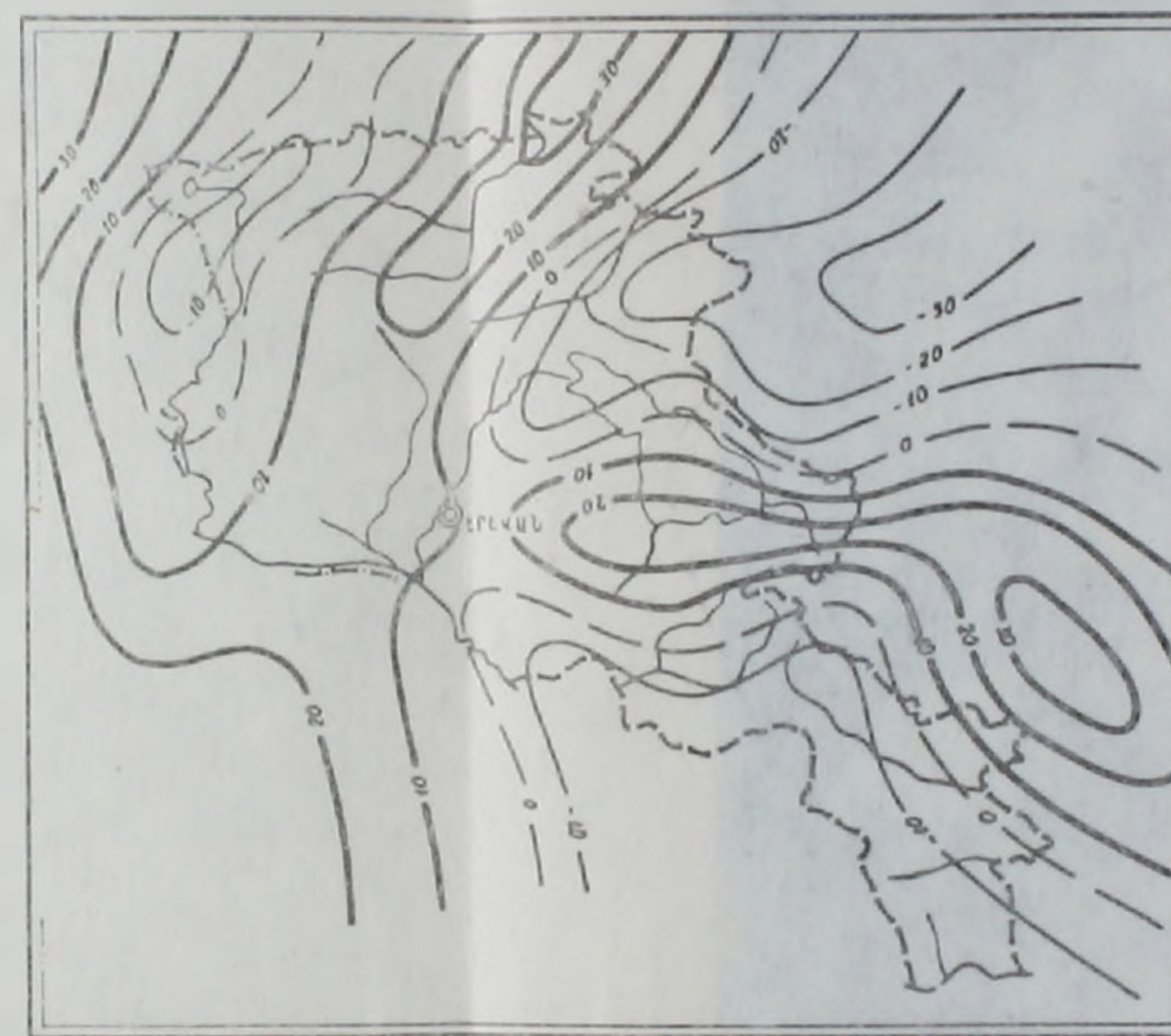
2ա



3ա



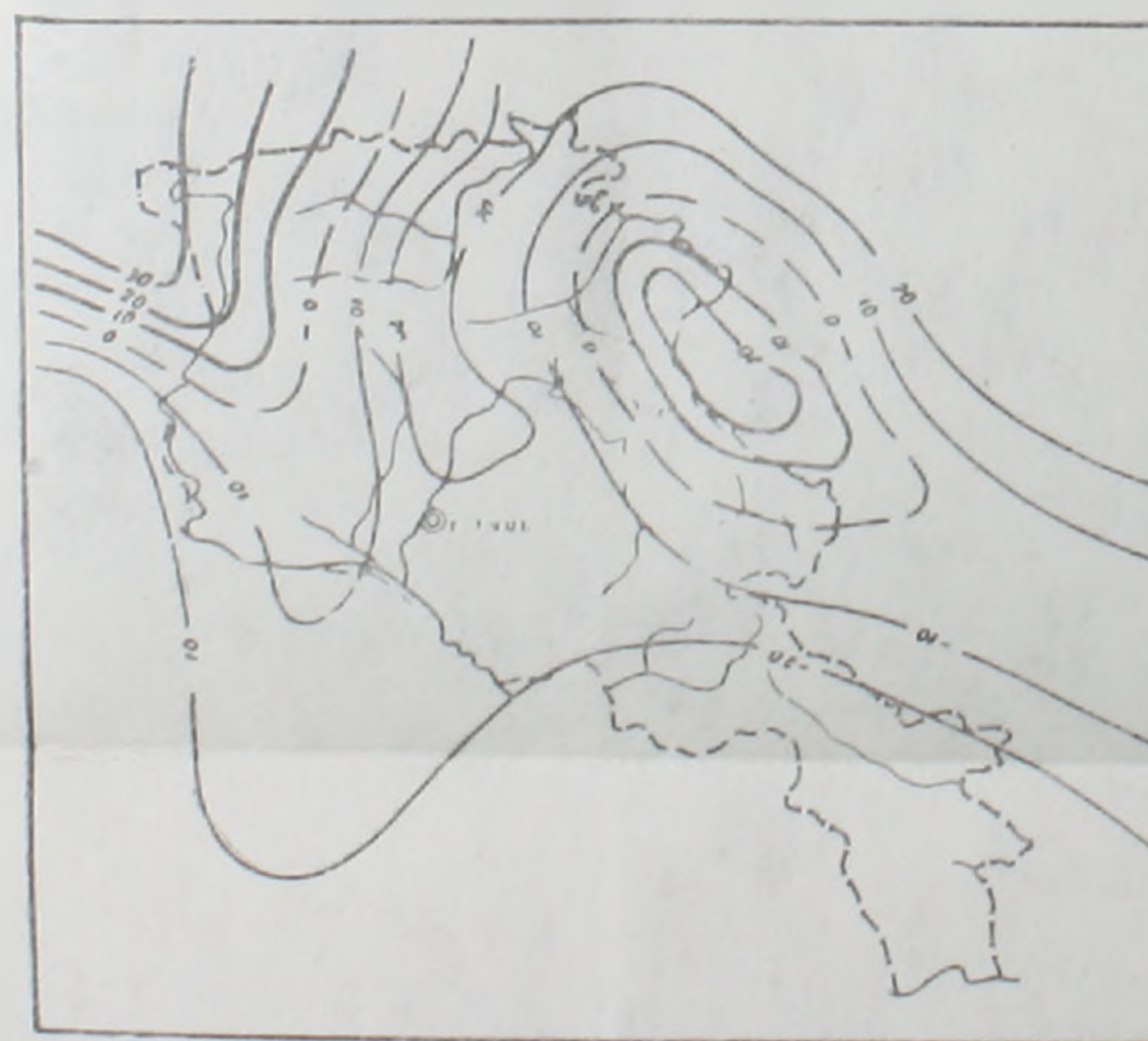
1բ



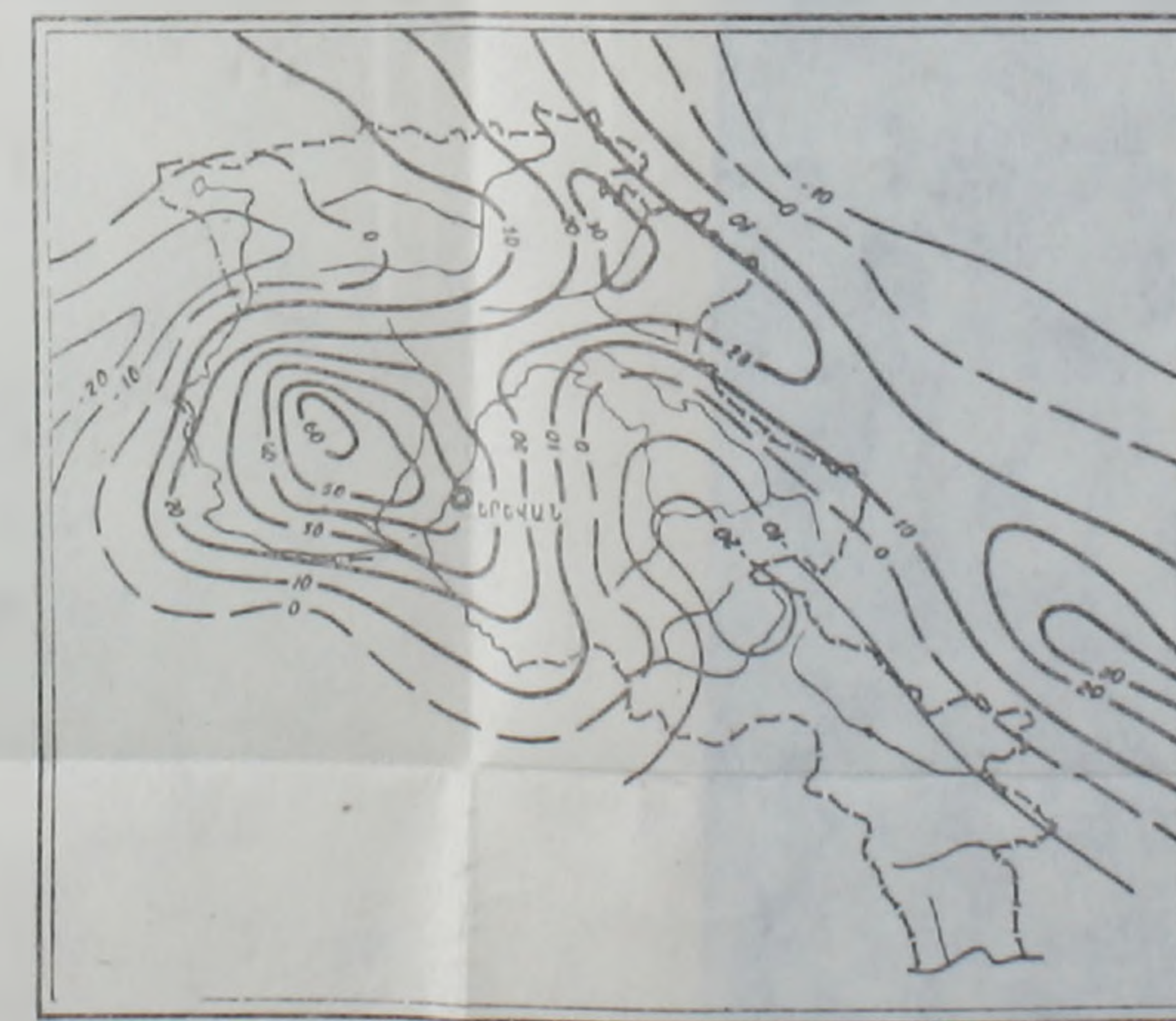
2բ



3բ



1գ



2գ



3գ

Նկ. 1 Առաջին սեփական վեկտորի տեսքը 1981 թ. հուլիսին՝ ա) 850 մբար, բ) 700 մբար, գ) 500 մբար իզոթարիկ մակերև-
վույթների համար: Բոլոր քարտեզներում կատարվել են հե-
տևյալ նշանակումները. 1. վարընթաց հոսանքներ, 2. վիրընթաց
հոսանքներ, 3. զրոական իզոթիծը և, 4. ցանցի հանգույցները:

Նկ. 2 Երկրորդ սեփական վեկտորի տեսքը 1981 թ. հուլիսին՝
ա) 850 մբար, բ) 700 մբար, գ) 500 մբար իզոթարիկ մակերև-
վույթների համար:

Նկ. 3 Երրորդ սեփական վեկտորի տեսքը 1981 թ. հուլիսին՝
ա) 850 մբար իզոթարիկ մակերևույթի վրա ողջ ամսվա համար,
բ) միայն գիշերային ժամանակահատվածի համար, գ) միայն
ցերեկային ժամանակահատվածի համար:

2 աղյուսակում բերված են սեփական վեկտորների մոդուլների և համապատասխան սեփական արժեքների մեծությունները: Պետք է նշել, որ սեփական արժեքները մեր հաշվարկներում ստացվել են դրական մեծություններ, որը վկայում է կատարված հաշվարկների բարձր ճշտության մասին [4]:

Աղյուսակ 2

Սեփական վեկտորների մոդուլներն φ_i ու սեփական արժեքները λ_i

Տարին	1 9 8 1									1981
Ամիսը	07			06	05	01			07	06
Իզոթերմ. մակերև. (մրար)	850	700	500	700	700	850	700	500	700	700
φ_1	0,95	0,95	1,05	0,97	1,02	0,64	0,96	0,83	1,0	1,02
λ_1	1958	910	431	1630	1098	3022	1875	2943	1933	1958
φ_2	1,11	1,13	1,19	0,81	1,22	0,91	1,26	0,89	1,04	1,2
λ_2	461	255	75	213	99	422	326	724	231	107
φ_3	0,69	0,95	1,33	0,96	0,93	1,01	1,16	1,27	1,13	0,86
λ_3	170	107	53	127	50	227	243	560	143	72

Սեփական վեկտորների տարվա եղանակների և աշխարհագրական լայնությունների փոփոխությունների նկատմամբ կայունության հարցը մենք չենք դիտարկել ինֆորմացիայի պակասի պատճառով, որը, սակայն, հույս ունենք լրացնել ապագայում:

Քարտեզները կազմելու աշխատատար և պատասխանատու գործը սիրով կատարեց Ա. Հ. Գաբրիելյանը, որի համար հեղինակն իր շնորհակալությունն է հայտնում նրան, ինչպես նաև պրոֆ. Վ. Գ. Մորաշևսկուն և Հ. Վ. Պիկիշյանին աշխատանքի ընթացքում ցուցաբերած օգնության համար:

Երևանի պետական համալսարանՍտացվել է 24. V. 1982.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Тр. ЦИП, вып. 46/73, 1959.
2. Гантмахер Ф. Р. Теория матриц. «Наука» М., 1976.
3. Григорян А. В. Расчет вертикальных токов в пограничном слое атмосферы над Армянской ССР. Уч. записки ЕГУ. № 2, 1982.
4. Меццерская А. В. и др. Естественные составляющие метеорологических полей. Гидрометиздат. Л., 1970.
5. Обухов А. М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций. Известия АН СССР, сер. Геофизика, № 3, 1960.
- 6 Fukuoka A. A. A study of 10-day forecast. Geophys. Mag. 3, 1951.
- 7 Lorenz E. N. Empirical ortogonal functions and statistical weather prediction Sci. Rep. 1. Stat. Forecasting Project. Contr. N. AF 16(604)—1956. Mass. Inst. Techn. 1956.

УДК: 551.510.42

В. Л. АНАНЯН

К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ

В процессах миграции и аккумуляции веществ на земной поверхности большую роль играют эоловые факторы [5, 10]. Процессы ветровой денудации и аккумуляции с развитием цивилизации претерпевают качественные и количественные изменения. По данным Г. С. Давтяна и Т. Т. Барданян [3], годовые поступления только гидрокарбонатов, сульфатов и хлора в различных районах Армянской ССР составляют 71—325, 27—351, 13—130 кг/га соответственно. По данным Масиюнас [8], в лесах осаждается от 351 до 517 кг/га химических веществ. Исследования, проведенные в США, показали, что величина пылевых отложений колеблется от 17 до 459 кг/га, при этом максимальные отложения пыли наблюдаются в весенне-летний сезон. Отмечены также корреляционные зависимости между величиной пылевых отложений и климатическими факторами [11].

Изучение примесей в осадках и пылевых отложениях имеет также важное значение при контроле и оценке загрязнения атмосферы. Распределение примесей в географическом аспекте позволит выявить области с загрязненной и чистой атмосферой, оценить степень антропогенного воздействия.

Исследования начаты с 1968 года в трех, а с 1976 года в 4-х пунктах, характеризующих биоклиматические зоны: полупустынную (пункт I—Ереван, IV—Октемберян), луго-степную (пункт II—Севан) и лесную (пункт III—Дилижан). Применен метод седиментации из неограниченного объема воздуха, при котором учитывается все, что осаждается, отлагается на 1 м² поверхности (мы будем называть их отложениями). Сюда входят примеси, поступающие с атмосферными осадками, и пылевые отложения. Считается [6], что седиментационный метод позволяет определять частицы размером от 1 до 30 мкм. Но при сильных ветрах переносятся и отлагаются частицы более крупных размеров. В выбранных пунктах на столбах высотой 1,5 м были установлены кюветы общей площадью 0,6 м². Дно кюветы застилалось фильтровальной бумагой. Образцы брались каждые 15—30 дней. После выпаривания и озоления при 450°C взвешивали количество отложений, показатели пересчитывали в г/м² и кг/га. Данные об атмосферных осадках взяты из бюллетеней гидрометслужбы Арм.ССР.

Приведенные в табл. 1 данные показывают, что в пунктах I, II и III крайние показатели годовых осадков за исследуемые годы различались соответственно в 2,0—1,3—1,5 раз, отложений—в 1,5—2,0—2,0 раза. Отмечена четкая закономерность уменьшения количества отложений от

полупустынной зоны к луго-степной и лесной (рис. 1). В лесной зоне количество отложений в 2,7—2,3 раза меньше, чем в полупустынной зоне, а осадков, наоборот, в 1,5 раза больше. Наблюдается зависимость между величиной атмосферных осадков и количеством отложений. Несмотря на разброс, зависящий от конкретных климатических условий года, коэффициент корреляции, по данным за 11 лет, показал тесную обратную зависимость, $r = -0,85 \pm 0,09$.

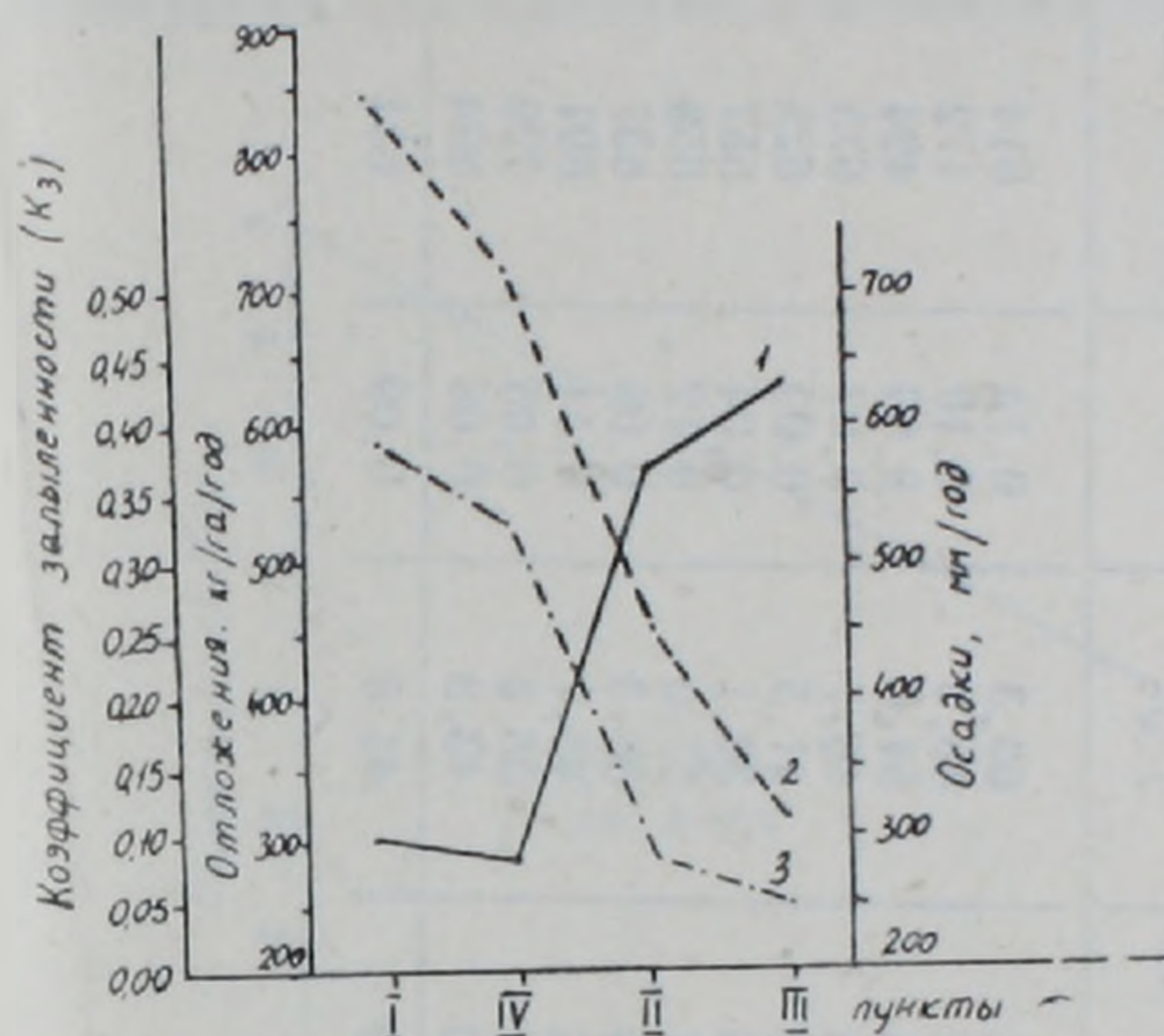


Рис. 1. Среднегодовые величины атмосферных осадков (1), отложений (2) и коэффициента запыленности КЗ (3).

Рассчитана теоретическая линия регрессии для прямолинейной корреляции между среднегодовыми осадками и количеством отложений (рис. 2). Точками показаны фактические данные. По теоретической линии регрессии можно с определенной приближенностью рассчитать по данным среднегодовых осадков количество отложений для любого пункта.

Величина отложений зависит не только от количества осадков и выпадающих с ними примесей. В период между осадками происходит осаж-

дение так называемых «сухих выпадений» — это аэрозоли, тонкие дисперсные частицы, пыль, а при ветрах и песчаные фракции. Прямых определений количества сухих выпадений не имеется. Ясно, что в условиях засушливого климата, в районах, подверженных частым ветрам, количество взвешенных частиц и пыли в атмосфере будет больше. Помимо природных факторов большое значение имеет антропогенное воздействие на среду. Чтобы полнее учесть все факторы, мы предлагаем использовать относительный показатель «коэффициент запыленности» (КЗ), представляющий собой частное от деления количества отложений на величину осадков за определенный промежуток времени (сезон, год):

$$КЗ = \frac{\text{отложения, г/м}^2}{\text{осадки, мм}},$$

Приведенные в табл. 1 и рис. 1 годовые и среднегодовые данные КЗ показывают, что различия между пунктами значительные. Наблюдается четкое снижение КЗ от полупустынной зоны к лесной. Если среднегодовой показатель КЗ в лесной зоне (пункт III) принять за единицу, то в пункте I он будет равен 7,2, в IV — 6,8, а в луго-степной зоне (пункт II) 1,5. Как указывалось выше, наибольшие различия по атмосферным осадкам и отложениям по пунктам не превышали 2,0—2,7 раз, тогда как по КЗ они доходят до 7,2, т. е. «коэффициент запыленности» лучше показывает состояние загрязненности и запыленности приземного слоя атмосферы. Наибольшей чистотой отличается пункт III, (КЗ—0,05),

Таблица 1

Влияние годовых атмосферных осадков, отложений и коэффициента запыленности
(КЗ*) за 1969—1979 годы

Годы	Полупустынная зона						Луго-степная зона			Лесная зона		
	пункт I			пункт IV			пункт II			пункт III		
	осадки, мм	отложения, г/м ²	КЗ	осадки, мм	отложения, г/м ²	КЗ	осадки, мм	отложения, г/м ²	КЗ	осадки, мм	отложения, г/м ²	КЗ
1969	393	86,7	0,27				525	60,3	0,13	614	27,6	0,05
1970	183	89,2	0,48				492	48,0	0,10	472	39,6	0,05
1971	237	100,1	0,42				535	54,6	0,09	494	43,9	0,09
1972	366	119,8	0,37				685	46,7	0,07	675	21,9	0,03
1973	282	95,2	0,37				528	41,5	0,03	625	33,1	0,04
1974	345	81,5	0,23				616	30,1	0,04	657	22,2	0,04
1975	294	85,6	0,38				521	57,0	0,12	658	34,4	0,06
1976	281	98,9	0,39				639	38,3	0,08	637	24,5	0,05
1977	312	87,8	0,40	271	66,0	0,31	522	48,1	0,11	691	33,3	0,04
1978	417	88,1	0,29	354	69,4	0,32	674	36,4	0,05	729	26,9	0,04
1979	259	86,2	0,35	233	79,2	0,37	529	43,8	0,08	694	40,6	0,06
Среднее	306	84,8	0,36	286	71,5	0,33	569	45,9	0,09	631	31,6	0,05

* Приведены усредненные по сезонам данные.

наименьшей—пункт I (КЗ—0,36). Таким образом, КЗ может служить показателем качества воздуха.

В системе глобального мониторинга загрязнения атмосферы в качестве одного из показателей введен «коэффициент мутности Шкшпа В», определяемый актинометрическим методом. На различных станциях мира среднее значение указанного коэффициента колеблется от 0,02 до 0,5 [1]. Как видим, полученные нами значения КЗ для разных климатических зон находятся в тех же пределах.

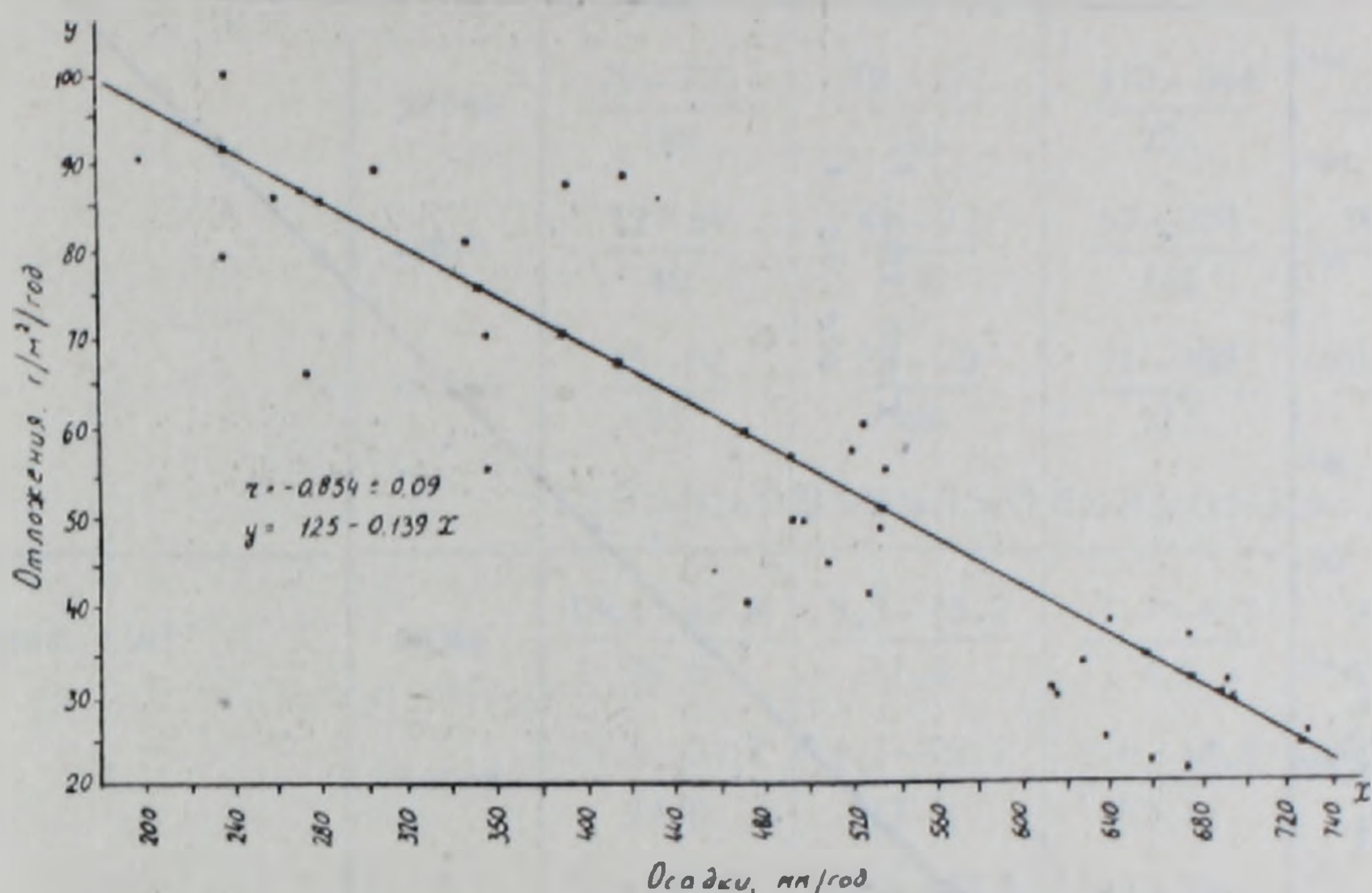


Рис. 2. Теоретическая линия регрессии при прямолинейной корреляции между осадками (X) и количеством суммарных отложений (Y). Точки—фактические показатели.

Между КЗ и количеством осадков имеется тесная обратная зависимость, $r = -0,82 \pm 0,09$. По рассчитанному уравнению регрессии составлена теоретическая прямая зависимости КЗ от величины осадков (рис. 3), по которой можно, с определенной приближенностью, определить величины КЗ.

В табл. 2 показано распределение осадков, отложений и КЗ по сезонам. Характер распределения по усредненным данным в полупустынной зоне (пункты I, IV) отличается от других зон—наибольшее количество осадков выпадает весной и зимой, в других—весной и летом. По количеству отложений в пункте I (Ереван) зима стоит на первом месте в ряду, в других—на последнем. О. В. Ломая [7], изучая закономерности изменения в годовом ходе термических и динамических факторов, пришел к заключению, что максимальные значения концентрации загрязнений в приземном слое атмосферы в городе Ереване должны быть зимой, а минимальные—летом. Наши данные полностью подтвердили эти выводы. Увеличение количества отложений зимой, помимо температурных и динамических факторов атмосферы, объясняется еще и тем, что снег, благодаря медленному падению по сравнению с дождевыми каплями, обладает большей вымывающей способностью [10, 11] и в условиях значительной запыленности воздуха увеличивает осаждение веществ из атмосферы. Такие же данные представлены и Юнге [9]. Во всех пунктах

коэффициент запыленности выше осенью, что связано, главным образом, с уменьшением осадков в это время года.

Выводы по распределению осадков, отложений и КЗ сделаны по усредненному за 11 лет данным, в отдельные годы распределение может изменяться. Коэффициенты корреляции (табл. 2), рассчитанные для отдельных пунктов, показывают, что в пределах одного пункта зависимость между величиной осадков и количеством отложений слабая.

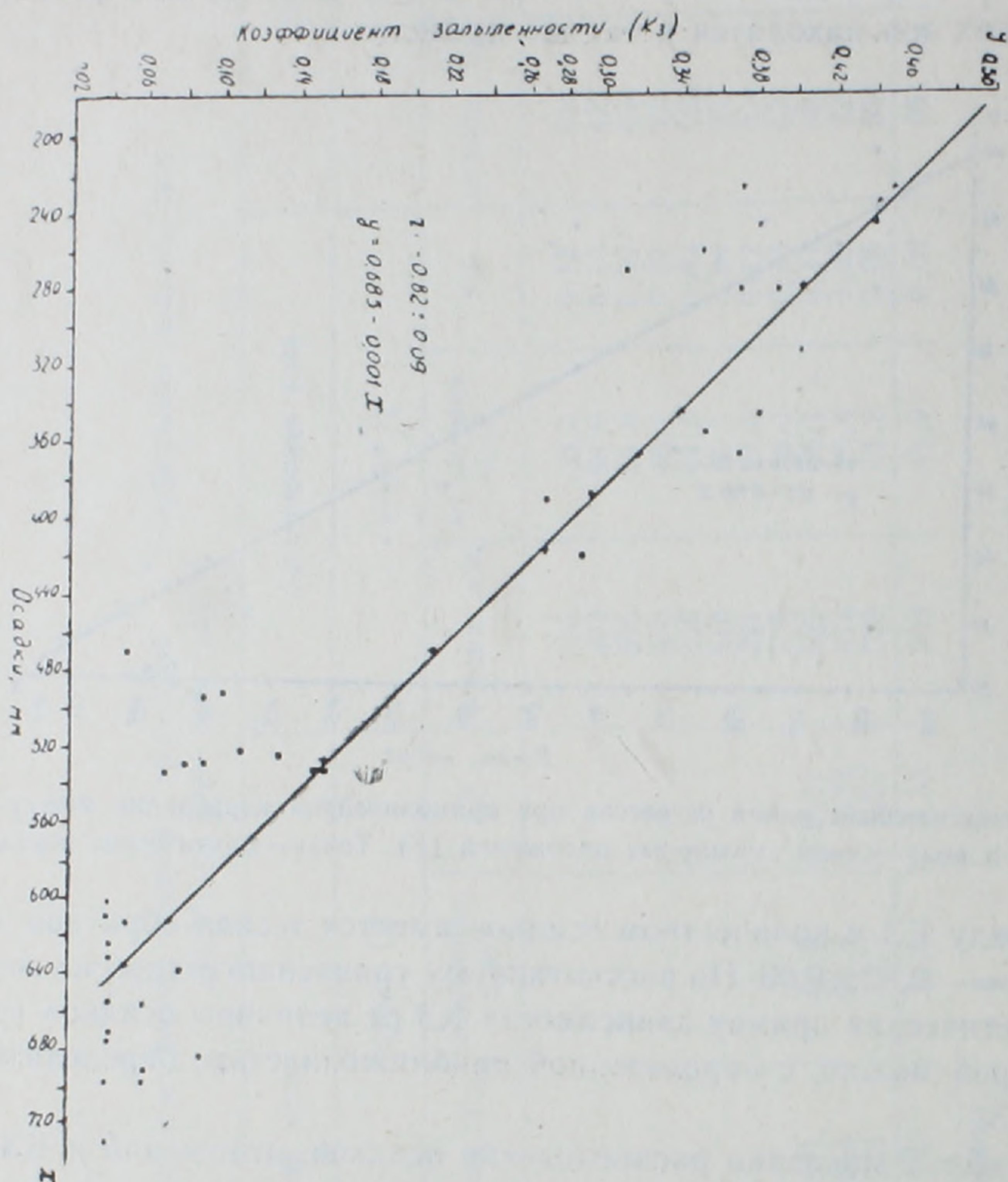


Рис. 3. Теоретическая линия регрессии при прямолинейной корреляции между атмосферными осадками (X) и коэффициентом запыленности (Y). Точки—фактические показатели.

Приведенные данные об отложениях и КЗ характеризуют, главным образом, климатические особенности исследуемых пунктов. Для того, чтобы оценить антропогенное воздействие, надо иметь показания фона, т. е. данные для таких участков в каждой климатической зоне, где влияние деятельности человека не проявлялось. В Арм.ССР, с ее небольшой территорией и высокой экологической нагрузкой на биосферу, чистых фоновых территорий фактически не имеется. Можно лишь сравнивать близкие по климатическим условиям территории, имеющие большую или меньшую экологическую нагрузку или же проводить долговременный мониторинг.

Пункты I (Ереван) и IV (Октемберян) относятся к одной климатической зоне; сравнивая их, можно с некоторой долей условности оценить

Таблица 2

Распределение по сезонам осадков, отложений и коэффициента запыленности (в числителе—крайние показатели, в знаменателе—средние)

Показатели	Сезон	П у н к т ы			
		I-Ереван	IV-Октем- берян	II-Севан	III-Дилижан
Осадки, мм	зима	<u>66 143</u> 93	<u>35—99</u> 71	<u>59—124</u> 88	<u>53—130</u> 86
	весна	<u>79—176</u> 119	<u>72—177</u> 121	<u>173—344</u> 223	<u>136—359</u> 237
	лето	<u>12—64</u> 40	<u>41—72</u> 50	<u>67—206</u> 145	<u>98—270</u> 193
Отложения, г/м²	зима	<u>18,4—42,8</u> 28,6	<u>8,8—15,2</u> 11,4	<u>1,7—8,7</u> 4,8	<u>2,1—7,8</u> 5,1
	весна	<u>10,8—34,7</u> 24,6	<u>4,7—22,7</u> 17,1	<u>9,8—16,8</u> 12,1	<u>3,4—18,4</u> 10,4
	лето	<u>7,4—35,1</u> 17,9	<u>13,6—23,8</u> 17,3	<u>9,3—19,1</u> 12,2	<u>4,7—11,9</u> 8,8
Коэффициент запыленности (КЗ)	зима	<u>0,17—0,38</u> 0,33	<u>0,10—0,44</u> 0,21	<u>0,12—0,11</u> 0,06	<u>0,12—0,11</u> 0,05
	весна	<u>0,12—0,35</u> 0,23	<u>0,04—0,27</u> 0,16	<u>0,04—0,09</u> 0,06	<u>0,01—0,12</u> 0,05
	лето	<u>0,17—0,86</u> 0,44	<u>0,20—0,51</u> 0,36	<u>0,06—0,13</u> 0,09	<u>0,02—0,08</u> 0,05
	зима	<u>0,19—0,79</u> 0,47	<u>0,25—0,87</u> 0,53	<u>0,04—0,22</u> 0,14	<u>0,02—0,13</u> 0,07
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				
	зима				
	весна				
	лето				

по количеству отложений и КЗ—1,5 и 1,8 раз, что указывает на положительное, оздоравливающее действие леса в очищении атмосферы. Полученные фактические данные представляют интерес и с точки зрения изучения роли эоловых факторов и ветровой денудации в миграции веществ на земной поверхности в различных почвенно-климатических условиях.

В ы в о д ы

1. Величины выпадений (отложений), определенных методом седиментации, в полупустынной, луго-степной и лесной зонах по усредненным за 1969—1979 гг. данным составляют соответственно 848, 459, 316 кг/га год.

2. Наблюдается тесная обратная корреляция между величиной атмосферных осадков и количеством отложений. По рассчитанной теоретической линии регрессии можно по величине осадков определить количество отложений.

3. Предложен «коэффициент запыленности» (КЗ), который может служить показателем качества воздуха—чем меньше КЗ, тем чище воздух. Приведен коэффициент корреляции и рассчитана теоретическая линия регрессии, по которой можно определить (КЗ) в зависимости от количества осадков.

4. Наибольшей чистотой воздуха отличается лесной пункт-III (КЗ—0,05), а наибольшей загрязненностью—пункт-1 (КЗ—0,36).

5. Седиментационный метод может быть использован при мониторинге за загрязнением приземного слоя атмосферы и изучении роли эоловых факторов в миграции веществ в биосфере.

Институт агрохимических
проблем и гидропонии
АН Армянской ССР

Поступила 12. VI. 1981.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Берлянд М. Е. Проблемы мониторинга загрязнения атмосферы. Комплексный глобальный мониторинг загрязнения окружающей природной среды. Тр. Международного симпозиума. Гидрометеиздат, Л., 1980.
2. Грабовский Р. И. Атомные ядра конденсации. Гидрометеиздат, Л., 1956.
3. Давтян Г. С., Варданян Т. Т. Поступление веществ с осадками на территории Армянской ССР. Агрохимическая характеристика атмосферных осадков и оросительных вод. Сообщения Института агрохимических проблем и гидропонии АН Арм. ССР, № 9, 1970.
4. Зимин А. Г. Вопросы ядерной метеорологии. Атомиздат, М., 1962.
5. Ковда В. А. Основы учения о почвах. Книга вторая. Изд. «Наука», М., 1973.
6. Коренков И. П., Кириллов В. Ф. Методы определения радиоактивных веществ в воздухе. Медицина, 1978.
7. Ломая О. В. Годовой и суточный ход потенциала загрязнения воздуха некоторых городов Закавказья. Радиационные исследования, 11, Мецниереба, Тбилиси, 1975.
8. Масиюнас Л. Н., Богдановичюте И. И. Сб. Геохимия ландшафта, вып. 5, М., 1970.
9. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. Мир, М., 1965.
- ¹⁰ Marchand Denis E. Soil Contamination in the Mountains Eastern California Bull. Geol. Soc. Amer. 81, 8, 1970.
- ¹¹ Smith R. M., Twiss P. C. et al., Dust deposition in relation site, season and climatic variables. Soil Science Soc. Amer. proc. 34, 1, 1970.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550. 348.098.5

В. Г. ГРИГОРЯН

ЗАВИСИМОСТЬ СПЕКТРА РЕАКЦИИ ОТ МАГНИТУДЫ
И ЭПИЦЕНТРАЛЬНОГО РАССТОЯНИЯ
СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Вопрос зависимостей максимальных амплитуд ускорений колебаний от магнитуд землетрясений был достаточно широко рассмотрен в работе [6]. Несомненно, что спектр колебаний почвы информативнее величины периода максимального колебания, так как последний является одной точкой на спектральной кривой [6]. Исследования по установлению корреляционных зависимостей между амплитудным спектром ускорения колебания грунта от магнитуд для эпицентральной зоны и вне ее приведены в работе [7].

В работах по оценке сейсмической интенсивности на количественной основе неоднократно указывалось на необходимость привязки всего макросейсмического материала (включая и инструментальные данные) к магнитуде землетрясения, глубине очага и к расстоянию от эпицентра [2, 3]. В этой связи несомненно важно установление корреляции между магнитудой землетрясения и спектром приведенного сейсмического ускорения (спектр реакции— $\tau(T, \alpha)$), представляющей большой интерес с инженерной точки зрения.

Нами использованы данные о спектрах приведенных сейсмических ускорений для 91 акселерограммы сильных землетрясений, приведенные в работах [4, 5]. Значения магнитуд анализируемых землетрясений колебались в пределах 4,3—7,7, эпицентральные расстояния—от 6 до 260 км. Глубины очагов землетрясений варьировали в пределах 5—20 км. В основном по интенсивности преобладали горизонтальные колебания почвы. Все акселерограммы землетрясений относятся почти полностью к территории запада США [8, 9].

Корреляционные зависимости спектра реакции от магнитуды сильного землетрясения строились для пяти интервалов эпицентральных расстояний: $\Delta \leq 15$; 16—30; 31—60 км для диапазона магнитуд 4,3—6,2, а также для расстояний 61—120 и $\Delta > 120$ км, для диапазона магнитуд 6,3—7,7. Разделение на интервалы эпицентральных расстояний нами было проведено согласно работе [6], где, в частности, рассматривается зависимость амплитуд ускорений колебаний грунтов от магнитуды.

Для каждого диапазона эпицентральных расстояний зависимость $\tau(T, \alpha)$ от магнитуды построили для двенадцати значений периодов свободных колебаний T от 0,1 до 3,0 сек (при фиксированном значении коэффициента затухания $\alpha = 0,16$). На рис. 1 представлены, в частности, такие графики для $\Delta \leq 15$ км.

Аналитическое выражение зависимости $\tau(T, \alpha)$ от M представим в виде:

$$\tau(T, \alpha) = \tau_0(T, \alpha) \cdot 10^{b(T) \cdot M}. \quad (1)$$

Значения коэффициентов $\tau_0(T, \alpha)$ и $b(T)$ находятся по методу наименьших квадратов.

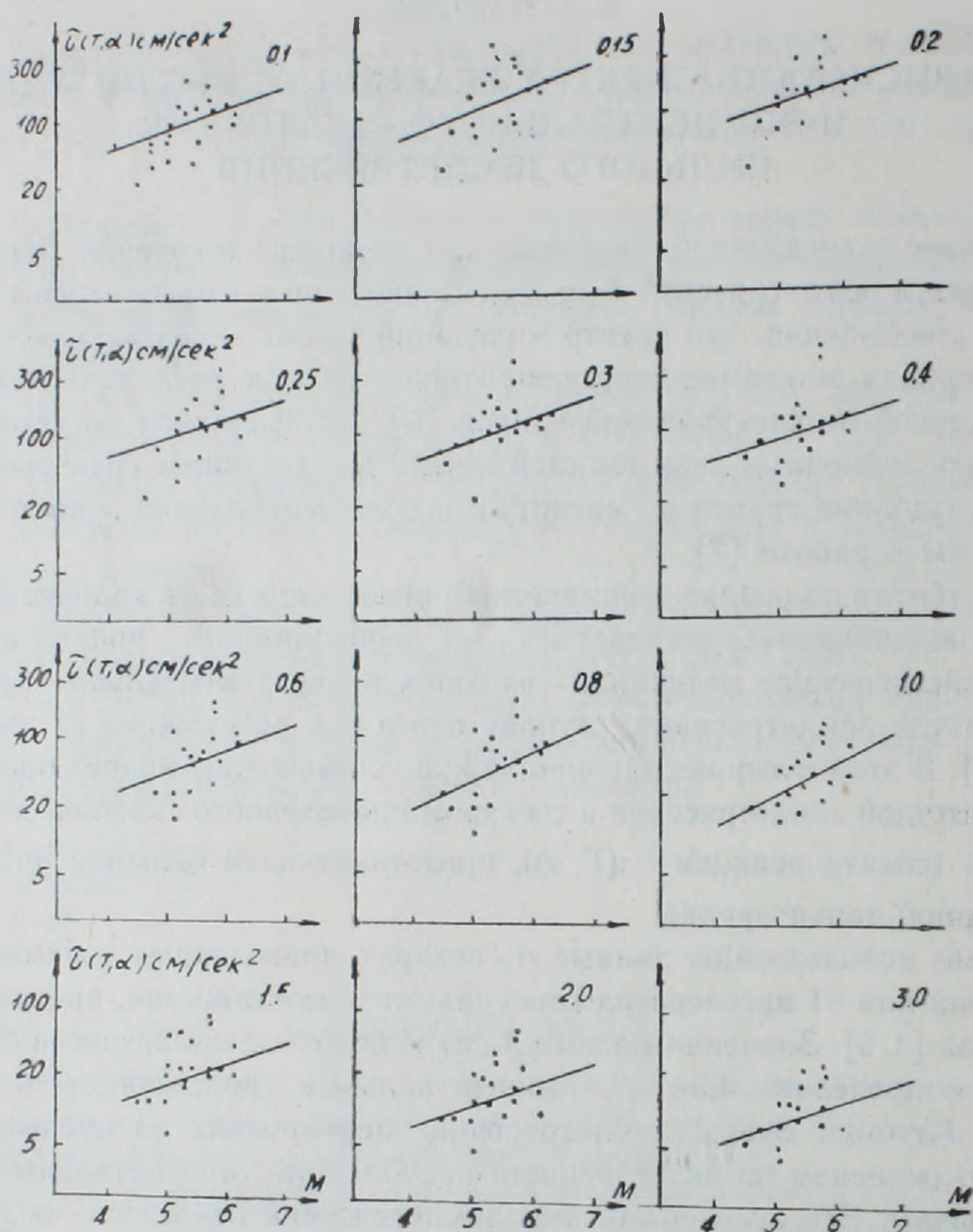


Рис. 1. Графики зависимостей $\tau(T, \alpha)$ от M для всех T при $\Delta \leq 15$ км ($\alpha=0,16$).

В таблице 1 приводятся значения $b(T)$ и $\tau_0(T, \alpha)$ для эпицентральных расстояний $\Delta \leq 15$ км.

Дисперсия рассчитывалась по следующей формуле:

$$\lg \sigma[\tau(T, \alpha)] = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [\lg \bar{\tau}(T, \alpha) - \lg \tau_i(T, \alpha)]^2}{n-1}}. \quad (2)$$

$\lg \delta[\tau(T, \alpha)]$ для всех случаев меняется в пределах 0,177—0,427. Из этой таблицы видно, что коэффициенты $b(T)$ в уравнениях (1) меняются в пределах 0,17—0,29, т. е. примерно на 70%. Несмотря на это, осредним

значения $b(T)$ для всего спектра, так как проведенный анализ показал, что такое осреднение практически не влияет на окончательный результат.

По полученному среднему $\bar{b}_{ср.}$ нормируются значения $\tau_0(T, \alpha)$.

Таблица 1

Значения коэффициентов $b(T)$ и $\tau_0(T, \alpha)$ (см/сек²) в уравнении (1) при $\Delta \leq 15$ км

T сек.	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	1,5	2,0	3,0
$b(T)$	0,17	0,22	0,19	0,19	0,22	0,19	0,22	0,29	0,26	0,20	0,18	0,18
$\tau_0(T, \alpha)$	10,96	7,73	11,53	12,73	7,89	8,89	4,02	1,38	1,39	2,36	1,94	1,32

Искомая зависимость представится в виде:

$$\tau(T, \alpha) = \tau_n(T, \alpha) \cdot 10^{0,21 \cdot M}. \tag{3}$$

Далее получены аналогичные зависимости $\tau(T, \alpha)$ от магнитуды для остальных диапазонов эпицентральных расстояний, которые выражаются по (3).

Нормированные значения $\tau_n(T, \alpha)$, а также средние значения $b(T)$ приведены в таблицах 2 и 3. На рис. 2 представлены нормированные графики зависимостей $\tau(T, \alpha)$ от M согласно выражению (3).

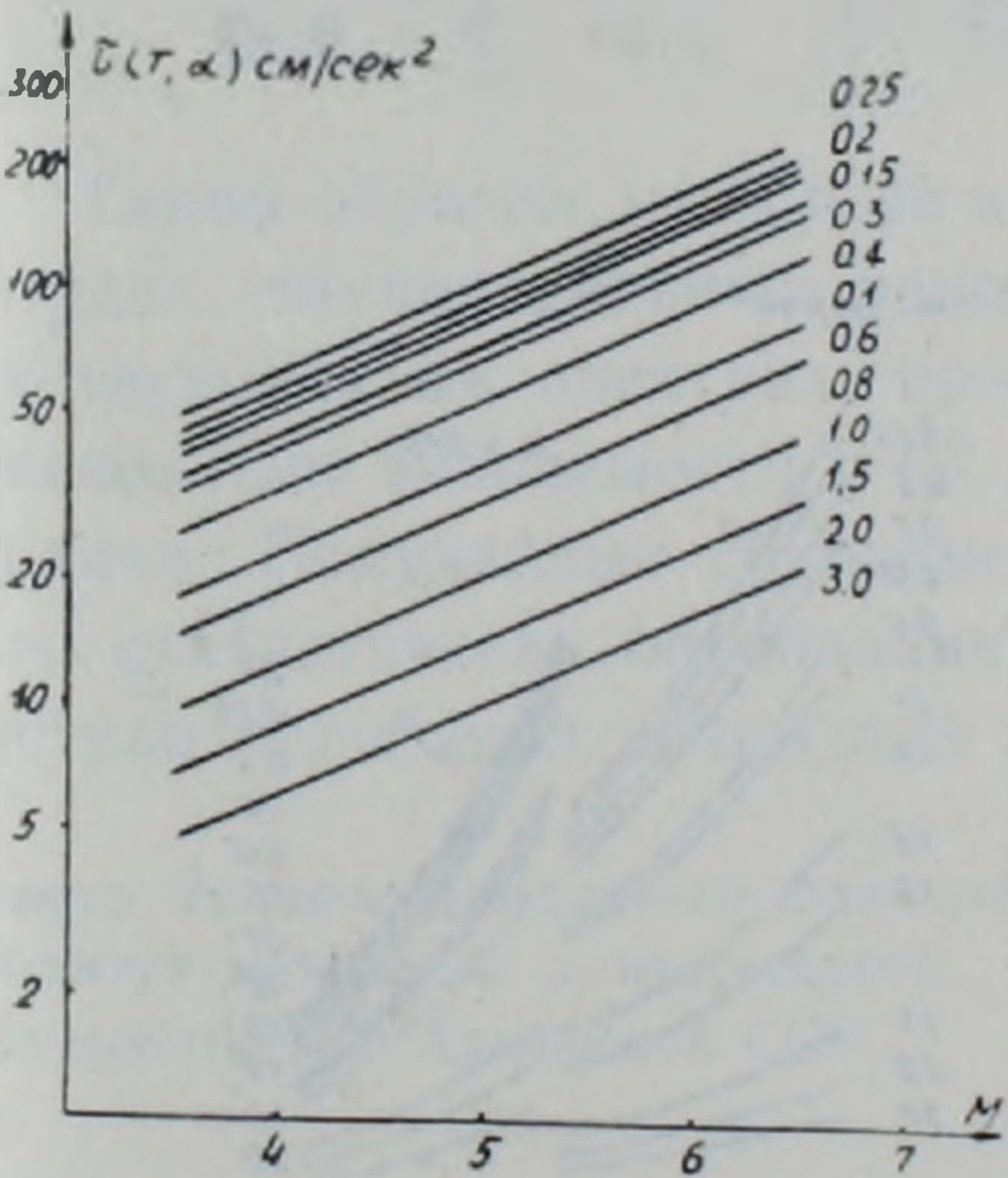


Рис. 2

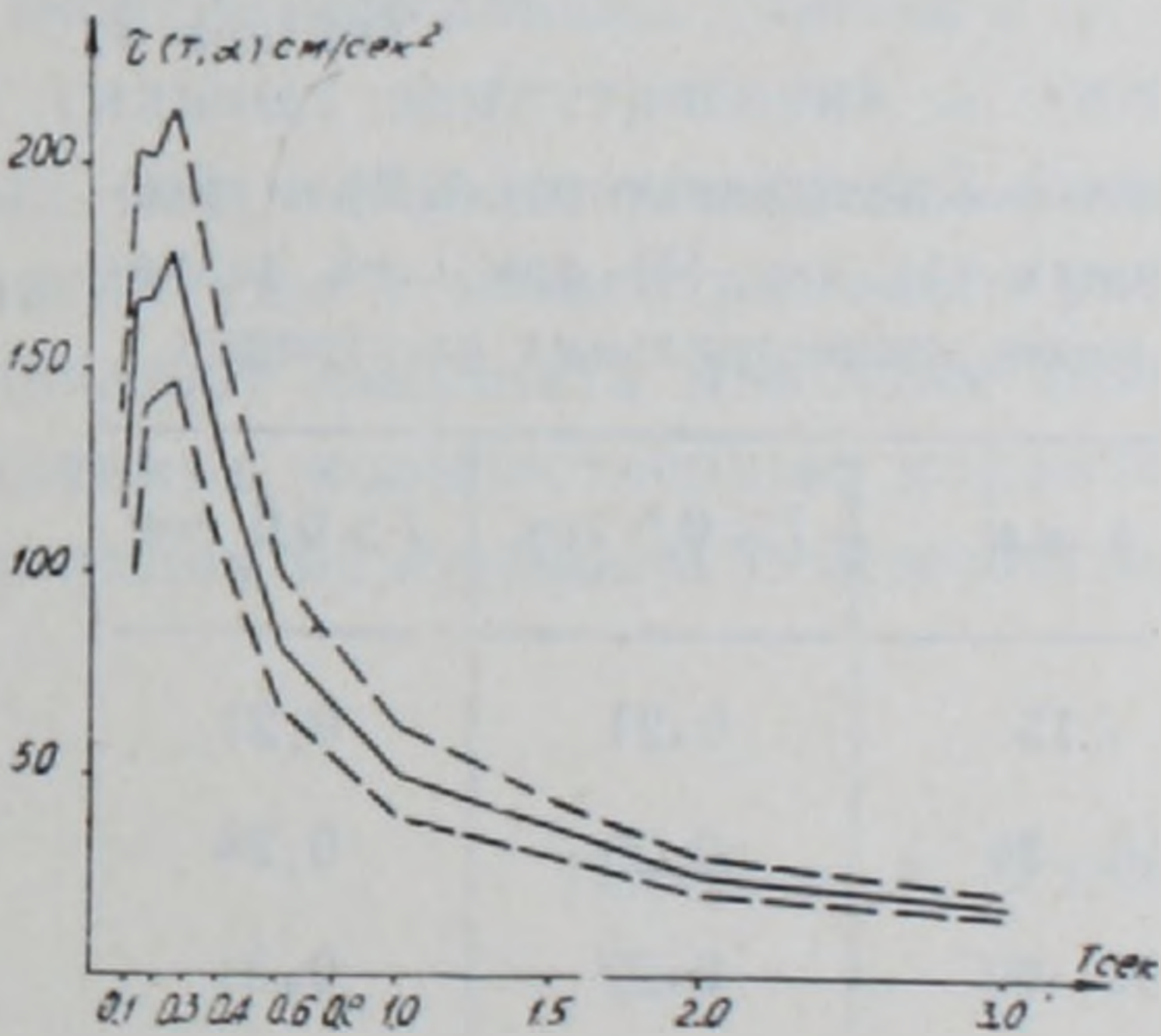


Рис. 3.

Рис. 2. Нормированные графики зависимостей $\tau(T, \alpha)$ от магнитуды при $\Delta \leq 15$ км ($\alpha = 0,16$).

Рис. 3. Средний спектр реакции с доверительным интервалом для $P = 75\%$ для $M = 6,0$ ($\Delta \leq 15$ км; $\alpha = 0,16$).

Характерно, что для эпицентральных расстояний $\Delta = 31 - 60$; $61 - 120$ и более 120 км значения $b(T)$ в уравнениях (1) или (3) удастся осреднять не для всего спектра, а в диапазонах периодов $T \leq 0,6$ сек и $T > 0,6$ сек (табл. 3).

Полученные зависимости спектра реакции от магнитуды M позволяют строить средние (стандартные) спектральные кривые для любых значений M при данном диапазоне эпицентральных расстояний.

На рис. 3 приведен, в частности, средний спектр реакции для значения $M=6,0$ с доверительным интервалом для вероятности $P=0,75$. Отметим, что по характеру средний спектр достаточно хорошо совпадает со средними спектрами, полученными С. С. Дарбиньяном, а зависимости $\tau(T, \alpha) = f(M)$, полученные нами, хорошо аппроксимируются с зависимостью $\tau(T, \alpha) = f(I)$ (I — интенсивность землетрясения, выраженная баллами), приведенной в работе [1].

Таблица 2

Нормирование значения $\tau_{II}(T, \alpha)$ см/сек² для всех диапазонов эпицентральных расстояний

T сек	Δ км				
	≤ 15	16—30	31—60	61—120	> 120
0,1	6,46	1,78	3,55	13,2	8,13
0,15	9,33	2,01	4,17	16,2	9,33
0,2	9,33	2,29	4,47	17,4	10,23
0,25	9,77	2,45	4,37	19,5	10,23
0,3	9,12	2,45	4,57	19,5	10,23
0,4	7,08	1,99	4,17	17,4	9,33
0,6	4,47	1,58	3,16	17,0	7,24
0,8	3,63	0,91	0,74	0,35	0,50
1,0	2,75	0,85	0,55	0,32	0,44
1,5	1,99	0,50	0,31	0,17	0,29
2,0	1,38	0,36	0,23	0,14	0,24
3,0	0,93	0,28	0,19	0,10	0,15

Таблица 3

Значения коэффициентов $b(T)$ в уравнениях (1) или (3) для всех диапазонов эпицентральных расстояний

Δ км	$T \leq 0,6$ сек	$T \geq 0,6$ сек
≤ 15	0,21	0,21
16—30	0,28	0,28
31—60	0,22	0,31
61—120	0,10	0,33
> 120	0,11	0,24

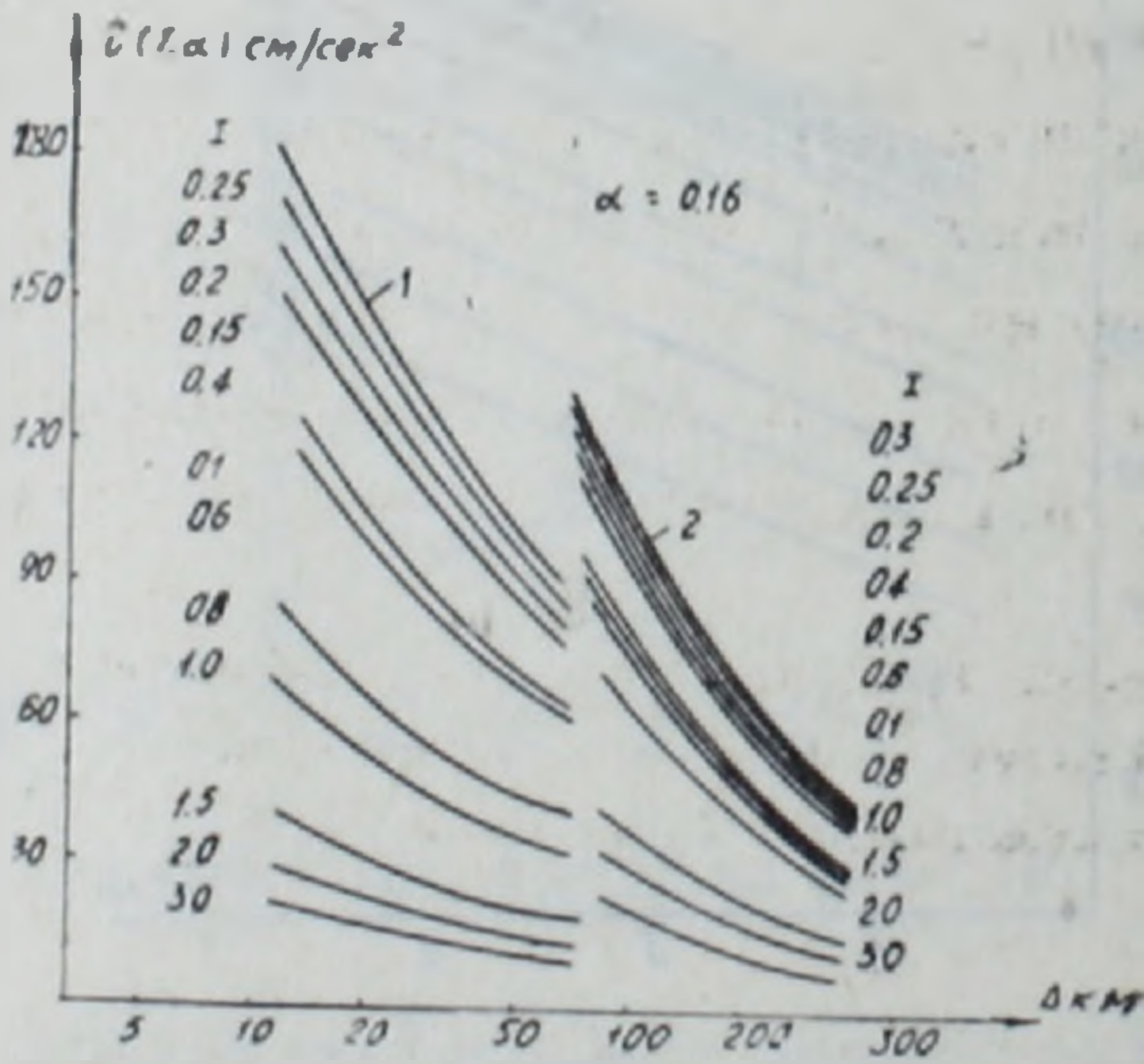


Рис. 4. Графики зависимостей $\tau(T, \alpha)$ от Δ : 1) для эпицентральных расстояний $\Delta \leq 15-60$ км; 2) для эпицентральных расстояний $\Delta > 60$ км.

Перейдем к определению зависимости приведенного сейсмического ускорения от эпицентрального расстояния. На рис. 4 представлены графики $\tau(T, \alpha)$ от Δ для двух диапазонов эпицентральных расстояний — $\Delta \leq 15-60$ км и $\Delta > 60$ км, которые были получены согласно выражению (1) для фиксированных значений магнитуд. Из этого рисунка ви-

ден закономерный спад уровней ускорений при увеличении эпицентрального расстояния. При этом для $\Delta \leq 15-60$ км (представительный диапазон магнитуд 4,3--6,2) спад кривых в правую сторону более «спокоен», чем для эпицентральных расстояний $\Delta > 60$ км (представительный диапазон магнитуд 6,3--7,7). С увеличением периода свободного колебания зависимость приведенных ускорений от Δ ослабевает.

Полученные графики аппроксимируются следующим аналитическим выражением:

$$\tau(T, a) = \tau_n(T, a) \cdot \Delta^{-k}, \tag{4}$$

где $k = 0,38$ для $\Delta \leq 15-60$ км; $k = 0,63$ для $\Delta > 60$ км.
Значения $\tau_n(T, a)$ в (4) для разных Δ приведены в табл. 4.

Таблица 4

Нормирование значения $\tau_n(T, a)$ см/сек² для разных диапазонов эпицентральных расстояний

T сек. Δ км (М)	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	1,5	2,0	3,0
$\leq 15-60$ (4,3--6,2)	334	420	445	465	463	395	317	212	171	101	74	55
> 60 (6,3--7,7)	1477	1760	1903	1946	1989	1793	1525	1426	1199	703	556	393

Таким образом, на основе анализа экспериментальных данных о магнитудах, эпицентральных расстояниях сильных землетрясений и соответствующих им спектрах, приведенных сейсмических ускорений были установлены зависимости $\tau(T, a)$ от магнитуды и эпицентрального расстояния. Полученные зависимости позволяют выдавать наиболее полные, статистически обоснованные ожидаемые количественные характеристики колебания почвы при решении задач инженерной сейсмологии.

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

Поступила 31. X. 1980.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дарбинян С. С. Эмпирическое определение приведенных сейсмических ускорений. Бюлл. по инж. сейсмологии, № 10. Изд. АН Арм.ССР, 1979.
2. Назаров А. Г. Основная проблема инженерной сейсмологии. Бюлл. по инж. сейсмологии, № 8, Изд. АН Арм.ССР, 1973.
3. Назаров А. Г. О целесообразности отказа от сейсмической шкалы для оценки интенсивности сильных землетрясений. В сб. «Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности», «Наука», М., 1975.
4. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Изд. АН Арм. ССР, 1974.

5. Назаров А. Г., Дарбинян С. С. Шкала для определения интенсивности сильных землетрясений на количественной основе. В сб. «Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности», «Наука», М., 1975.
6. Крамынин П. Н., Штейнберг В. В. Параметры колебаний плотных грунтов при сильных землетрясениях. В сб. «Инженерно-сейсмические проблемы». Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 18, «Наука», М., 1976.
7. Крамынин П. Н., Чернов Ю. К., Штейнберг В. В. Ускорения колебаний скальных и рыхлых грунтов при сильных землетрясениях. В сб. «Эпицентральная зона землетрясений». Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 19, «Наука», М., 1978.
8. Ярцева Н. С. Некоторые результаты обобщения и анализа литературных данных о сильных землетрясениях. Бюлл. по инженерной сейсмологии, № 9. Изд. АН Арм.ССР. Ереван, 1975.
9. Mihailo D. Trifunac and Vincent W. Lee. A Report on Research Conducted Under a Grant from the National Science Foundation. Los Angeles, California, 1978.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552.311.08

А. К. ЮХАНЯН, Ю. С. ГЕНШАФТ

ПЛОТНОСТЬ И СЖИМАЕМОСТЬ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
ИЗ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ АРМЕНИИ
ПРИ P - T ПАРАМЕТРАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Плотностные и объемные характеристики глубинных пород необходимы для интерпретации гравиметрических и сейсмологических данных, а также для оценок возможных напряжений, развивающихся в недрах тектонически активных структур. Особенно важными являются исследования объемных (плотностных) свойств горных пород при построении региональных физико-химических моделей земной коры и верхней мантии. Одним из основных источников наших знаний о составе глубинных зон Земли являются включения горных пород в разнообразных вулканитах [5]. До последнего времени в литературе имелись лишь разрозненные данные о находках глубинных включений в неоген-четвертичных лавах на территории Армении. В ходе систематического опробования позднекайнозойских вулканических пород в пределах Малого Кавказа нами собрана представительная коллекция включений глубинных пород в вулканитах Гегамского, Варденисского и Сюникского нагорий.

Предварительные результаты петролого-геохимического изучения включений и их упругих характеристик при высоких давлениях и температурах опубликованы в [4, 8].

В ходе комплексного исследования физических свойств глубинных включений нами выполнены измерения начальной плотности и объемной сжимаемости большой группы образцов при P - T -параметрах земной коры (P до 12 кбар, T в интервале 20—250°C). Для рассматриваемого типа пород подобные исследования выполнялись в единичных случаях [7, 6]. Начальная плотность включений изучалась методом гидростати-

ческого взвешивания, а объемная сжимаемость (относительный декремент объема $\frac{\Delta V}{V_0}$) — методом смещения поршня [1]. Использовались

цилиндрические образцы диаметром 8 мм и длиной 6—10 мм. В качестве среды, передающей давление, применялся свинец. Как обычно, при изучении дефектных (сильно пористых) образцов нуль отсчета выбран при 2 кбар [6].

Краткая минералого-петрографическая характеристика образцов и их привязка к местам отбора приведены в табл. 1. Видно, что в подавляющем большинстве исследованные породы являются типичными ин-

Минералого-петрографическая характеристика изученных глубинных включений Армении

№№ п/п	№ образца	Порода	Место отбора	Относительный минералогический состав	Наблюдаемые особенности минералогии и структуры
1	28Б/Л—80	Лерцолит? м. б. пироксенит?	Лавовый поток вулкана Гадис	Орх < Срх > Ol > Amph	Амфиболизация и биотитизация
2	28А/Л—80	Лерцолит? м. б. пироксенит?	"	Орх < Срх > Ol > Amph	"
3	132—18	Клинопироксенит	Лавовый поток к ЮЗ от вулкана Джар-Тар	Срх > Орх > Ol > Pl > Гематит	"
4	20/Л—80	Вебстерит	Лавовый поток вулкана Гадис	Срх > Орх > Amph > Gl	Раздробленность и рыхлая упаковка породы
5	43Вк/78	Габбро	"	Pl > Срх > Орх > (Ар + Мт) > Gl	"
6	69/Л—80	Амфиб. Габбро-норит	"	Pl > Срх > Орх > Amph > Тм	Амфиболизация
7	43А/78	Горнблендит	"	Hbd > Рх > Мт	"
8	43В/78	Габбро	"	Pl > Срх > Орх > Amph > Тм	"
9	66/Л—80	Амфиболовое габбро	"	Pl > Срх > Amph > (Тм + Ар)	Амфиболизация
10	60—С2—1	Габбро	Лавовый поток между сел. Вагуди и Урут	Pl > Срх > Тм	"
11	60С—3	Габбро-гранулит	"	Срх > Орх > Pl > Amph > Тм	Перекристаллизация амфибола
12	60В—1	Амфиболит	"	Срх > Pl > Amph > Вл > (Тм + Ар)	Биотитизация
13	60З—13	Габбро	"	Pl > Срх > Тм	"
14	127—2	Амфиболит	Шлаковый конус Кармир Блур	Pl > Срх > Amph > Тм + Gl	Сильное проплавление
15	127—4	Габбро	"	Pl > Amph > Срх > Тм	Амфиболизация
16	132—13	Габбро-гранулит	Лавовый поток к ЮЗ от вулкана Джар-Тар	Срх > Pl > (Тм + Gl)	Следы плавления
17	43Л/78	Габбро-норит	Лавовый поток, вулкана Гадис	Pl > Орх > Срх > Ol > (Ар + Мт)	"
18	21В/78	Габбро	Шлаковый конус Кармир-Блур	Pl > Рх > М > Gl	Пористая, следы плавления
19	132—17	Амфиболит	Лавовый поток, к ЮЗ от вулкана Джар-Тар	Pl > Срх > Орх > Amph (Тм + Gl)	Сильное проплавление

Примечание: Pl—плагиоклаз; Срх—клинопироксен; Орх—ортопироксен; Amph—амфибол; Ol—оливин; Hbd—роговая обманка; Вл—биотит; Gl—стекло; Ар—апатит; Мт—магнетит; Тм—титаномagnetит

трузивными образованиями земной коры с наложенными процессами амфиболизации и биотитизации.

Результаты изучения начальной плотности также показывают, что ксенолиты отвечают субстрату «базальтового» слоя земной коры и для них характерно унимодальное распределение по плотности (рис. 1). Это, по нашему мнению, свидетельствует о едином глубинном источнике ксе-

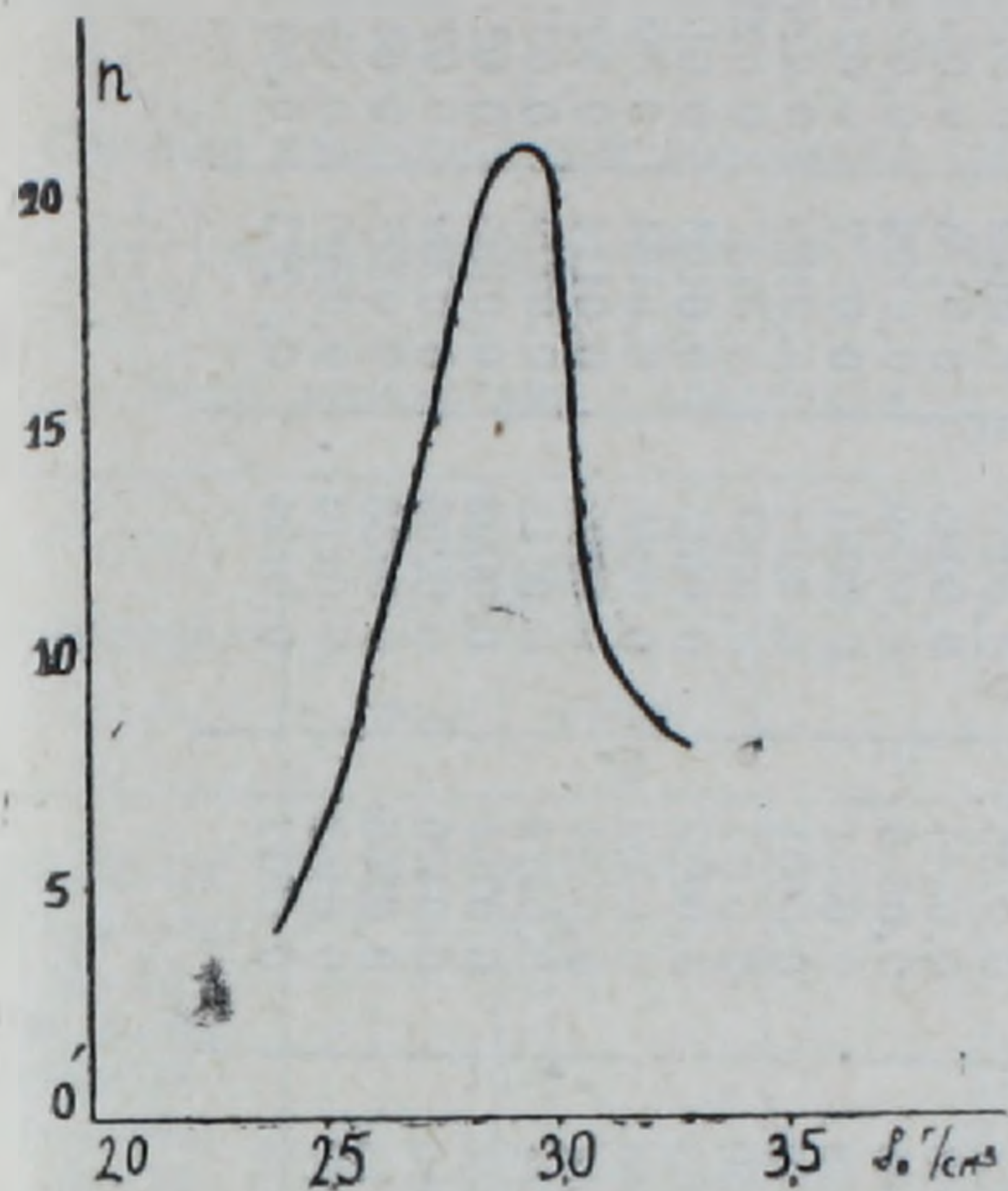


Рис. 1

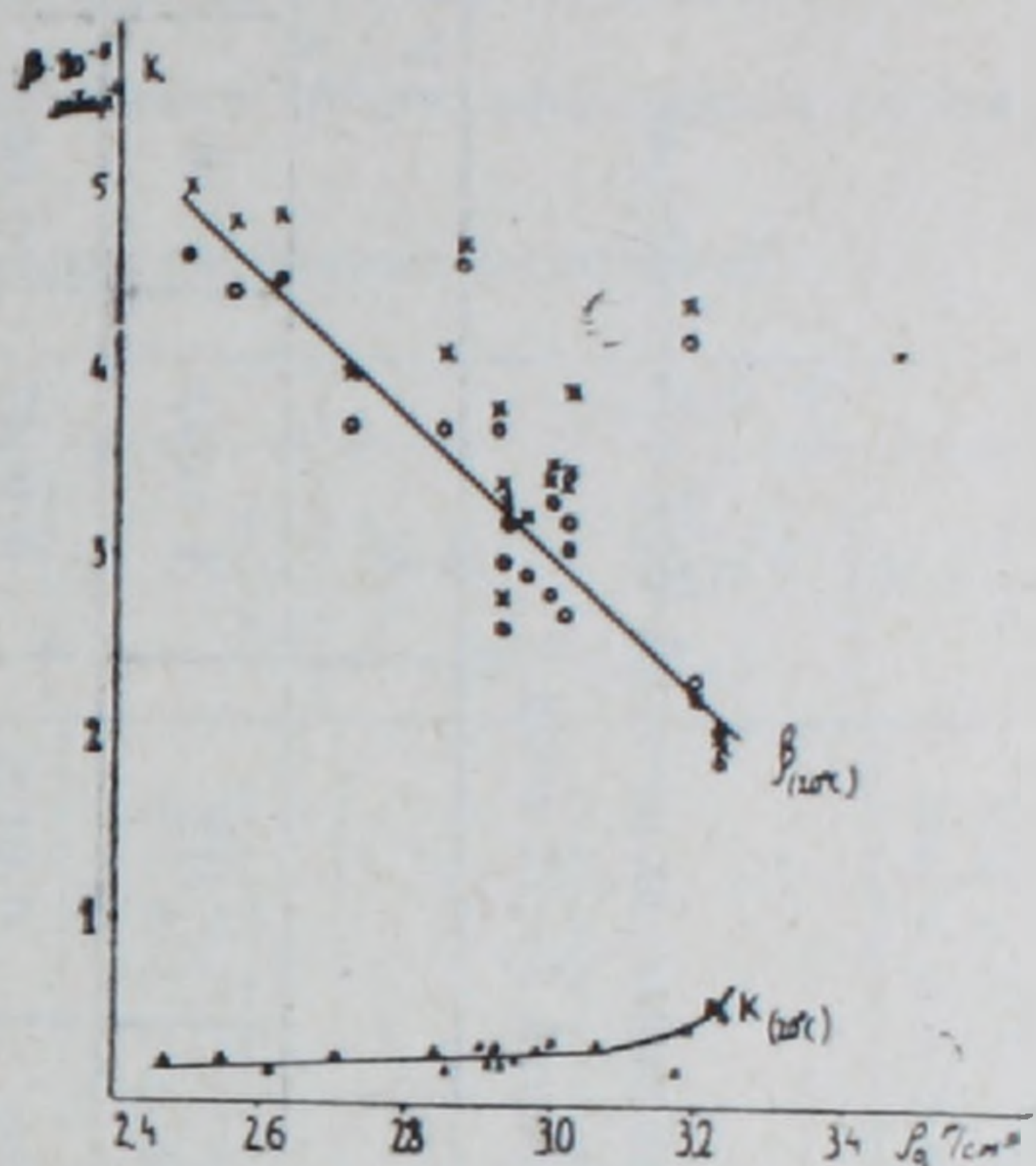


Рис. 2

Рис. 1. Гистограмма распределения начальной плотности глубинных включений.

Рис. 2. Зависимость средних коэффициентов объемного сжатия и модуля сжимаемости (K) в интервале 6—12 кбар при 20°C от начальной плотности глубинных включений.

нолитов—месте основного размещения внутрикоровых магматических очагов. По зависимости декремента объема от давления наблюдается явное уменьшение сжимаемости с увеличением начальной плотности у ксенолитов. Более наглядно это видно на рис. 2, где представлена зави-

симость среднего коэффициента объемного сжатия $\beta = \frac{1}{V_0} \left(\frac{\Delta V}{\Delta P} \right)_{20^\circ \text{C}}$ в интервале давления 6—12 кбар, где нелинейность изменения $\left(\frac{\Delta V}{V_0} \right)$

от давления мала. Следует отметить, что наличие стекла во включениях сильно уменьшает их начальную плотность и увеличивает сжимаемость (например, образец 20/Л-80). Данные изучения изменения декре-

мента объема $\frac{\Delta V}{V_0}$ от давления при двух температурах—20 и 250°C—

приведены в табл. 2. В табл. 3 приведены вычисленные изотермические коэффициенты объемного сжатия ксенолитов. По этим данным было оценено изменение под давлением термического коэффициента объем-

ного расширения (α) в интервале 20—250°C. Эта величина $\left(\frac{\partial \alpha}{\partial P} \right)$ за-

Таблица 2

Относительные декременты объема $\left(\frac{\Delta V}{V_0}\right)$ глубинных включений при температурах
20 и 250°C в интервале давлений 2—12 кбар.

№№ п/п	№ образца	Плотность г/см ³	$\frac{\Delta V}{V_0}$ при 20 °С					$\frac{\Delta V}{V_0}$ при 250 °С				
			4 кбар	6	8	10	12	4 кбар	6	8	10	12
1	28Б/Л—80	3,22	0,0048	0,0083	0,0120	0,0159	0,0196	0,0049	0,0088	0,0128	0,0171	0,0218
2	28А/Л—80	3,22	0,0047	0,0085	0,0124	0,0162	0,0198	0,0052	0,0089	0,0132	0,0175	0,0216
3	132—18	3,19	0,0053	0,0101	0,0144	0,0191	0,0238	0,0056	0,0110	0,0161	0,0206	0,0258
4	20/Л—80	3,17	0,0102	0,0180	0,0265	0,0349	0,0431	0,0107	0,0196	0,0273	0,0366	0,0457
5	43Вк/78	3,06	0,0077	0,0146	0,0213	0,0274	0,0335	0,0084	0,0162	0,0253	0,0317	0,0396
6	69/Л—80	3,01	0,0079	0,0152	0,0221	0,0288	0,0344	0,0085	0,0173	0,0265	0,0325	0,0376
7	43А/78	2,99	0,0082	0,0163	0,0229	0,0295	0,0360	0,0089	0,0169	0,0256	0,0303	0,0375
8	43В/78	2,98	0,0085	0,0145	0,0216	0,0289	0,0351	0,0091	0,0177	0,0244	0,0316	0,0388
9	66/Л—80	2,95	0,0067	0,0130	0,0191	0,0242	0,0301	0,0071	0,0139	0,0205	0,0261	0,0323
10	60—02—1	2,93	0,0062	0,0125	0,0189	0,0250	0,0317	0,0067	0,0137	0,0206	0,0278	0,0334
11	60С—3	2,92	0,0054	0,0099	0,0150	0,0203	0,0252	0,0055	0,0103	0,0159	0,0213	0,0268
12	60В—1	2,92	0,0063	0,0120	0,0181	0,0246	0,0302	0,0068	0,0134	0,0204	0,0270	0,0338
13	60В—13	2,91	0,0090	0,0165	0,0239	0,0314	0,0391	0,0098	0,0174	0,0242	0,0321	0,0399
14	127—2	2,85	0,0104	0,0200	0,0291	0,0374	0,0479	0,0115	0,0229	0,0315	0,0401	0,0498
15	127—4	2,84	0,0092	0,0173	0,0251	0,0324	0,0398	0,0098	0,0185	0,0271	0,0356	0,0429
16	132—13	2,71	0,0112	0,0198	0,0279	0,0356	0,0420	0,0209	0,0209	0,0285	0,0377	0,0449
17	43Л/78	2,62	0,0129	0,0222	0,0318	0,0413	0,0505	0,0133	0,0227	0,0321	0,0413	0,0501
18	21В/78	2,55	0,0109	0,0199	0,0282	0,0377	0,0462	0,0119	0,0209	0,0309	0,0401	0,0498
19	132—17	2,47	0,0127	0,0231	0,0322	0,0415	0,0512	0,0154	0,0273	0,0374	0,0477	0,0566

ключена в интервале—(0,6—2,6·10⁻⁶) град⁻¹·кбар⁻¹. Полученный результат означает, что с увеличением глубины (давления) величины термоупругих напряжений в недрах Земли должны уменьшаться. При этом в более стабильных областях с относительно низкими геотермическими градиентами это уменьшение термоупругих напряжений должно быть выражено сильнее, чем в тектонически активных областях с повышенным эндогенным режимом глубинных зон.

Таблица 3

Средние коэффициенты объемного сжатия (β), модуль объемной сжимаемости ($K = \frac{1}{\beta}$) в интервале 6—12 кбар и изменение термического коэффициента объемного расширения с давлением ($\frac{\partial \alpha}{\partial P}$) образцов глубинных включений

№ образца	$\left(\frac{\partial \alpha}{\partial P}\right) \cdot 10^{-6}$ град ⁻¹ · кбар ⁻¹	при 20 °С		при 250 °С	
		$\beta_{6-12} = \left(\frac{\Delta V}{V_0 \Delta P}\right) \cdot 10^{-6}$ мзбар	$K = \frac{1}{\beta}$	$\beta_{6-12} = \left(\frac{\Delta V}{V_0 \Delta P}\right) \cdot 10^{-6}$ мзбар	$K = \frac{1}{\beta}$
28Б/Л—80	0,8	1,9	0,52	2,2	0,45
28А/Л—80	0,7	1,9	0,52	2,1	0,47
132—18	0,7	2,3	0,43	2,5	0,4
20/Л—80	1,1	4,2	0,24	4,4	0,23
43Вк/78	2,6	3,2	0,31	3,9	0,25
69/Л—80	1,4	2,7	0,37	3,4	0,29
43А/78	0,6	3,3	0,3	3,4	0,29
43В/78	1,6	2,8	0,35	3,5	0,28
66/Л—80	0,9	2,9	0,34	3,1	0,32
60—02—1	0,7	3,2	0,31	3,3	0,3
60С—3	0,7	2,6	0,38	2,8	0,35
60В—1	1,5	3,0	0,33	3,4	0,29
60В—13	0,3	3,7	0,27	3,8	0,26
127—2	0,8	4,6	0,21	4,5	0,22
127—4	1,0	3,7	0,27	4,1	0,24
132—13	1,3	3,7	0,27	4,0	0,25
43Л/78	—	4,7	0,21	4,6	0,21
21В/78	1,8	4,4	0,23	4,8	0,21
132—27	2,3	4,7	0,21	4,9	0,20

Аналогичные приведенным исследования ρ_0 и $\frac{\Delta V}{V_0}$ при высоких PT были выполнены одним из авторов (Ю. С. Геншафтом) с коллегами для ксенолитов из кайнозойских базальтов Монголии [3]. Сопоставление полученных результатов показывает определенные отличия магматизма и глубинного субстрата обоих регионов. Для Монголии наиболее характерно присутствие ксенолитов верхней мантии (шпинелевых лерцолитов) или бимодальное распределение плотности ксенолитов, отвечающее субстрату верхней мантии и области вблизи предполагаемой границы Конрада [2]. Дискретность физических свойств (в том числе сжимаемости) ксенолитов из монгольских базальтов выражена ярче, чем для ксенолитов из вулканитов Армении. Кроме того, среди монгольских ксенолитов практически отсутствуют образцы с такими яркими следами амфиболизации, которые характерны для изученных в данной работе пород. Бесспорно, это является отражением тех принципиаль-

ных различий, которые характеризуют щелочно-базальтовый магматизм и вулканизм внутриконтинентальных эпиплатформенных областей, с одной стороны, и известково-щелочной магматизм и вулканизм складчатых и орогенных зон — с другой.

ЕрПИ им. К. Маркса,
ИФЗ им. О. Ю. Шмидта
АН СССР

Поступила 25. II. 1982

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геншафт Ю. С., Лившиц Л. Д., Рябинин Ю. П. Определение параметров состояния твердых тел при высоких давлениях методом смещения поршня. Ж. «Прикл. механика и технич. физика», № 5, 1962.
2. Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Проблемы глубинного строения Монголии. В сб. «Геология и магматизм Монголии». «Наука», М., 1979.
3. Геншафт Ю. С., Барзунов В. А., Вайнер Д. И., Салтыковский А. Я. Плотность и сжимаемость глубинных пород и минералов из вулканических пород Байкало-Монгольского региона при Р, Т-параметрах земной коры. В сб. «Физ. свойства горных пород при высоких давлениях и температурах для задач сейсмологии». Изд. «Фан», Уз. ССР, Ташкент, 1981.
4. Геншафт Ю. С., Юхиян А. К., Геворкян Р. Г. Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского нагорья (Армения). В сб. «Физ.-хим. исследования продуктов глубинного магматизма». Изд. ИФЗ АН СССР, М., 1981.
5. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. «Наука», Новосибирск, 1975.
6. Киреевкова С. М. Плотность и сжимаемость эклогитов при высоких давлениях. В сб. «Физ. свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах», «Наука», М., 1975.
7. Левыкин А. И., Фарберов А. И., Зубин М. И., Ермаков В. А., Колесков А. В. Плотность и сжимаемость ксенолитов в вулканиках Камчатки при давлениях до 20 кбар. В сб. Физ. свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах». «Наука», М., 1975.
8. Юхиян А. К. Физические свойства глубинных включений в лавах Гегамского нагорья (Армянская ССР) при высоких давлениях и температурах. В сб. «Физ.-хим. исследования продуктов глубинного магматизма». Изд. ИФЗ АН СССР, М., 1981.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.838.5+551.77(479.25)

Дж. О. МИНАСЯН

ОБРАТНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ
ПОРОД КАЙНОЗОЯ АРМЯНСКОЙ ССР

По ряду важнейших вопросов стратиграфии и геологического развития кайнозойских образований существуют определенные разногласия [2]. Широкое проявление вулканизма в кайнозое создает значительные трудности при разработке стратиграфических схем. С этой точки зрения особо важную роль приобретает палеомагнитный метод стратиграфического расчленения и корреляции немых толщ. Палеомагнитный метод стратиграфической корреляции «немых» толщ базируется на следующих предпосылках:

1. Положение магнитных полюсов Земли значительно изменялось в геологическом масштабе времени.

2. Магнитное поле Земли испытывало неоднократные изменения полярности (геомагнитная ось оставалась неизменной).

3. Направление первичной намагниченности горных пород (как осадочных, так и изверженных) совпадает с направлением геомагнитного поля времени образования этих пород.

При использовании палеомагнитного метода в целях стратификации и корреляции кайнозойских образований, в основном, опираются на составлении прямо и обратно намагниченных зон.

Для объяснения обратной намагниченности горных пород в свое время были выдвинуты две гипотезы:

1. Гипотеза самообращения, согласно которой обратная намагниченность горных пород может быть объяснена физико-химическими изменениями ферромагнитных минералов, что и обуславливает намагничивание породы против геомагнитного поля.

2. Гипотеза инверсий, которая основной причиной обратной намагниченности считает существование магнитного поля Земли с направлением, обратным современному [3].

В настоящее время имеются следующие доказательства инверсий геомагнитного поля [5].

1. Существование возрастной корреляции инверсий, наблюдаемых на различных континентах и в различных по происхождению породах — магматических и осадочных.

2. Осадочные породы, обожженные более поздними магматическими породами, почти во всех случаях приобретают J_n той же полярности, какую имеют магматические породы, независимо от полярности J_n необожженных осадков.

3. Действительный процесс изменения полярности был прослежен в толще лавовых потоков, образованных частыми излияниями, и в колонках глубоководных океанических осадков.

Но все это не исключает возможности спонтанного самообращения намагниченности вследствие физико-химических процессов во время или после образования породы, что и обуславливает необходимость доказательства глобальной причины обратной намагниченности изучаемых пород.

Ввиду трудности или невозможности восстановления механизмов самообращения [3, 5] в лабораторных условиях, при доказательстве глобальной причины обратной намагниченности можно использовать метод сравнения состава ферромагнитной фракции прямо и обратно намагниченных пород, а также такие магнитные параметры как $J_n(H)$, $J_n(T)$, $J_{rs}(T)$, коэрцитивные спектры намагничивания и размагничивания [6].

Изучены образцы из долеритовых и андезитовых базальтов, дацитов, туфов, порфиритов и туфобрекчий.

Эти породы характеризуют возрастной период от олигоцена до четвертичного.

Для диагностики магнитных минералов—носителей намагниченности, изучения их структуры и степени вторичных изменений, были сняты кривые насыщения нормальной намагниченности и коэрцитивные спектры по $J_r(H)$, проводились термомагнитный анализ и изучение минерального состава пород в шлифах и аншлифах.

По результатам шлифов и аншлифов палеогеновых, неогеновых и четвертичных пород, независимо от полярности намагниченности, ферромагнитная фракция изученных пород представлена зернами магнетита и титаномагнетита размерами от 0,01 до 0,5 мм.

Правильность диагностики магнитных минералов изученных пород подтвердилась результатами термомагнитных исследований (рис. 1). Как известно, температурные изменения остаточной намагниченности насыщения зависят только от состава ферромагнитных минералов [3]. Представленные характерные кривые термомагнитных исследований показывают, что основными ферромагнитными минералами являются магнетит с точкой Кюри до 575°C и титаномагнетит с точкой Кюри 250—300°C.

Состав ферромагнитной фракции и возможность вторичных изменений оценивались также по величине постоянного магнитного поля, при которых достигается насыщение намагниченности, и по коэрцитивным спектрам (рис. 1).

Как видно, насыщение нормальной намагниченности как для прямо, так и для обратно намагниченных образцов достигается в полях 2500 э, а иногда и до 4000 э. Соответственно параметр H'_{cs} варьирует для палеогеновых пород от 250 до 450 э, а для неогеновых и четвертич-

ных пород от 300 до 500 э и больше, что соответствует магнетит-титано-магнетитовому составу.

Известно, что любые изменения в ферромагнетике, связанные с его составом или магнитным состоянием, приводят к перераспределению энергетических барьеров, что проявляется в изменении его коэрцитивных спектров [4]. Так, например, сдвиг максимума спектра по нормальному намагничиванию в область низких полей (до 100 э) свидетельствует о вторичных изменениях в горных породах в течение ее «жизни».

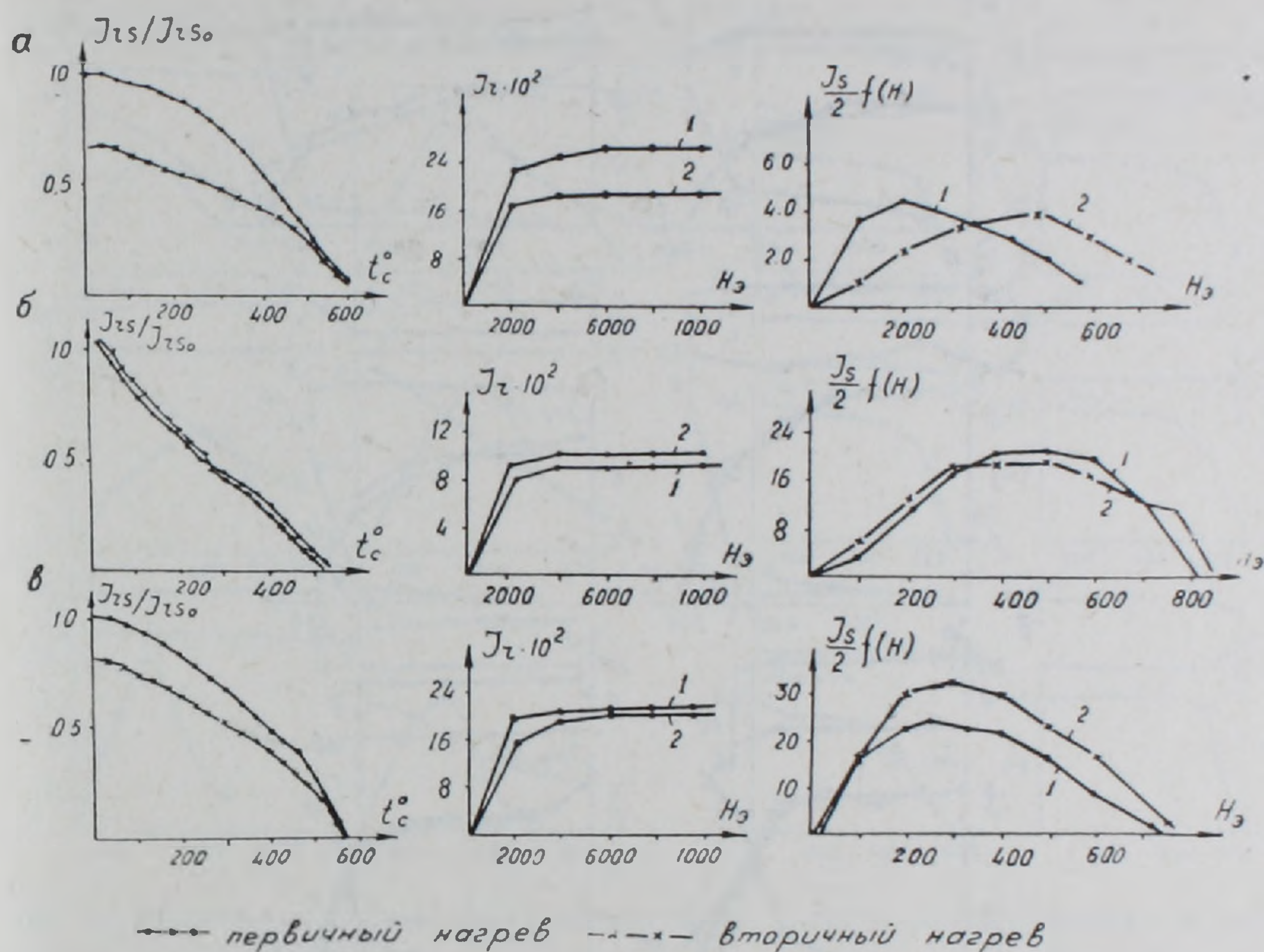


Рис. 1. Характерные кривые $J_{rs}(t)$, $J_r(H)$ и коэрцитивные спектры для эффузивов палеогенового (а), неогенового (б) и четвертичного (в) периодов кайнозоя. 1) прямо намагниченные породы, 2) обратно намагниченные породы.

Один широкий максимум на коэрцитивных спектрах по $J_r(H)$ для изученных пород свидетельствует об однокомпонентности ферромагнитной фракции, что может служить одним из доказательств о невозможности самообращения намагниченности вследствие химических изменений [1], т. к. самообращение возможно при наличии взаимопроникновения зерен различных ферромагнетиков.

На всех коэрцитивных спектрах (как прямо, так и обратно намагниченных пород) обнаруживается перегиб кривой, приблизительно отвечающий центру максимума распределения H_c магматического магнетита (в интервале полей 250—500 э). Это дает основание заключить, что магнитные минералы не претерпевали изменения вследствие вторичных физико-химических преобразований.

Синхронность формирования горной породы, остаточной намагниченности и магнитных минералов, ответственных за остаточную намаг-

ниченность—это тот необходимый факт, зная который мы можем сделать заключение о том, являются ли полученные направления намагниченности записью геомагнитного поля времени образования породы.

С этой целью для каждой возрастной группы пород (как прямо, так и обратно намагниченных) были проведены последовательные нагревы до 600°C (рис. 2).

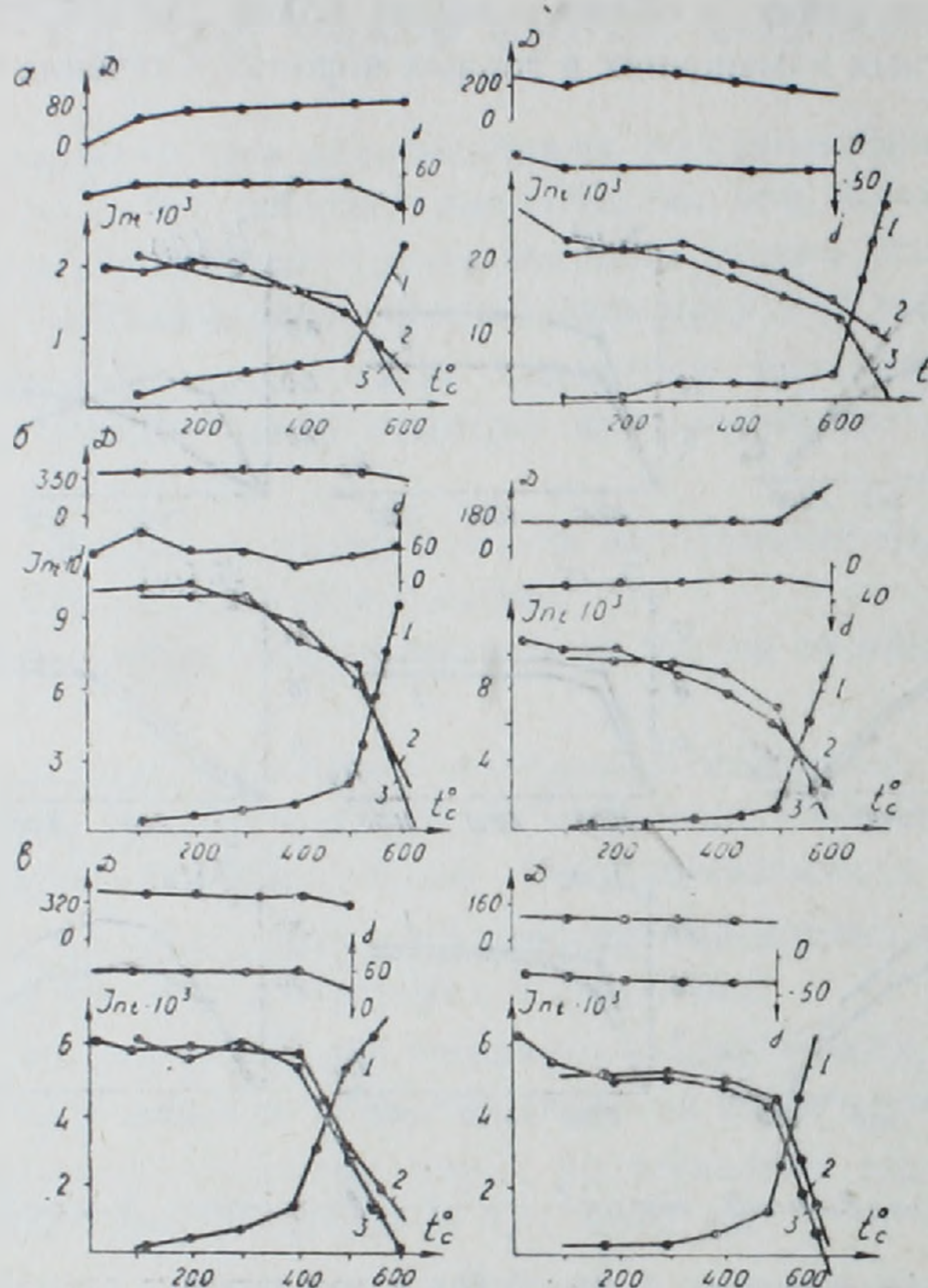


Рис. 2. Характерные кривые определения природы и первичности J_n для пород палеогенового (а), неогенового (б) и четвертичного (в) периодов кайнозоя. Слева—прямо намагниченные породы; справа—обратно намагниченные породы. 1. Кривая лабораторного намагничивания J_{rl} лаб. 2. Кривая размагничивания естественной остаточной намагниченности $J_n(t)$. 3. Кривая размагничивания первичной намагниченности $J_{n_0}(t)$.

Характер кривых J_{nl} для всех изученных пород, независимо от полярности намагниченности, почти одинаков. Хорошее совпадение кривой терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности $J_n(t)$ и лабораторной термоостаточной намагниченности $J_{rl}(t)$, а также неизменность направления J_n в процессе нагрева до 500°C свидетельствуют о термоостаточной природе изученных пород и их синхронности. Все обратно намагниченные образцы после нагрева в лабораторном магнитном поле приобретали намагниченность прямой полярности, что также исключает возможность самообращения.

На рис. 3 изображены характерные кривые размагничивания и коэрцитивные спектры. Плавный ход кривых $J_n(h)$ и неизменность направления намагниченности в интервалах полей 100—500 э, а иногда и 600э и больше характерны как для прямо, так и для обратно намагниченных пород. Максимумы коэрцитивных спектров для обеих групп пород расположены в интервалах полей от 200 до 350 э. Не было обнаружено различие и в характере кривых терморазмагничивания $J_n(t)$.

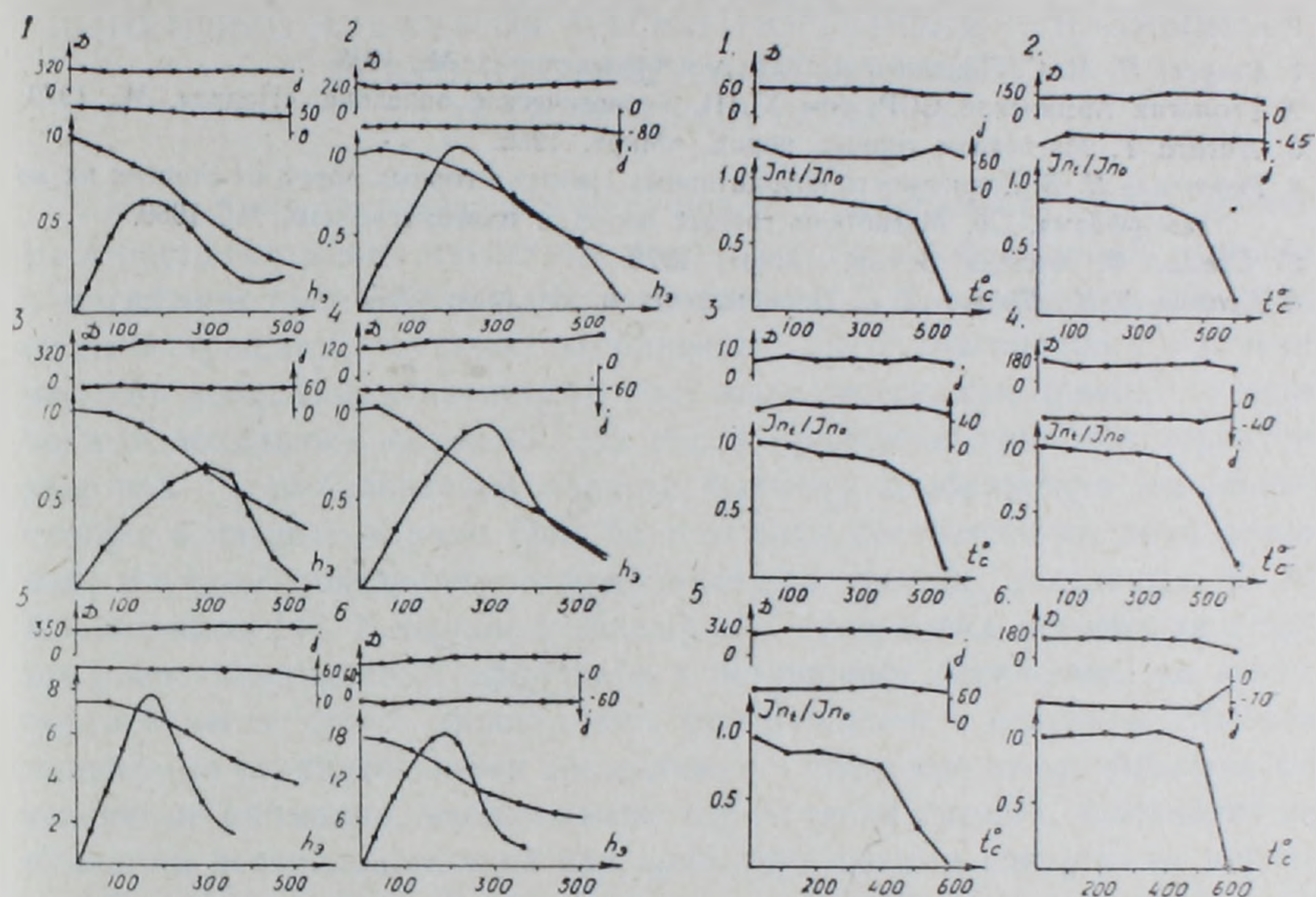


Рис. 3. Характерные кривые $J_n(h)$, коэрцитивные спектры размагничивания и кривые $J_n(t)$ для пород палеогенового (1, 2), неогенового (3, 4), четвертичного (5, 6) периодов кайнозоя. 1,3,5—прямо намагниченные породы; 2,4,6—обратно намагниченные породы.

Независимо от полярности намагниченности, все кривые характеризуют однокомпонентную намагниченность, направление которой не меняется в интервале температур 100—500°C. Некоторые отклонения от стабильного направления J_n в интервале температур до 100°C и переменных полей до 150 э связаны вторичным вязким компонентом, который снимается в полях до 150 э и температур до 100°C.

Резюмируя результаты всех вышеописанных лабораторных исследований, можно заключить, что для всех изученных возрастных подразделений независимо от состава ферромагнитной фракции и природы намагниченности, магнитные параметры $J_{rs}(T)$, $J_r(H)$, $J_n(h)$, $J_n(t)$ и коэрцитивные спектры не отличаются для прямо и обратно намагниченных пород. Это может служить доказательством того, что обратная полярность изученных вулканогенных пород кайнозоя связана с инверсиями геомагнитного поля.

Это дает возможность выявленные обратно-намагниченные зоны кайнозойских породах использовать как стратиграфические реперы.

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

Поступила 10. IV. 1980

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Блекетт П. М. С. Лекции о магнетизме горных пород. М., 1959.
2. Геология Армянской ССР, том XLIII, Геологическое описание, «Недра», М., 1970.
3. Нагата Т. Магнетизм горных пород. «Мир», 1965.
4. Розенталь И. В. Зависимость коэрцитивных спектров горных пород от степени их метаморфизма. Сб. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм, М., 1969.
5. Стейси Ф. Физика Земли. «Мир», 1972.
6. Храмов А. Н., Шолко Л. Е. Палеомагнетизм. «Недра», 1967.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.383+551.243(479.25)

М. С. БАДАЛЯН

ЛИНЕЙНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МАГНИТНОГО ПОЛЯ И РАЗРЫВНАЯ
ТЕКТОНИКА ГЕГАМ-СЮНИКСКОЙ
ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Разрывные тектонические нарушения, в зависимости от их характера и местоположения магнитных пород до и после образования разлома, в магнитном поле отображаются по-разному. Магмоподводящие разломы и трещины, частично заполненные высокомагнитными магматическими породами, в магнитном поле выделяются, как правило, узкими зонами локальных аномалий. На рис. 1 приведены наиболее характерные для Гегам-Сюникской области примеры отображения локальных трещин в магнитном поле. Они, по сути дела, соответствуют двум основным случаям поведения магмоподводящих трещин, указанным К. И. Карапетяном [4]. В первом случае (рис. 1 а) трещина, возникшая в толще ранее изверженных эффузивов и оставшаяся бесплодной на значительной части своего простирания, отображается в основном слабыми линейными отрицательными аномалиями. Отдельные изометрические интенсивные аномалии, наблюдаемые вдоль таких трещин, соответствуют вулканам центрального типа или приповерхностным внедрениям магмы.

Во втором случае трещина, заполненная дайками и другими телами внедрения, фиксируется линейными интенсивными аномалиями.

В областях ареального вулканизма предполагается наличие целых систем таких трещин [3, 4], однако прямые наблюдения и факты о них очень редки.

С другой стороны, на крупномасштабных картах, снятых с низких уровней, главной характерной чертой магнитного поля Гегам-Сюникской области является наличие многочисленных локальных линейных и изометрических аномалий. Установлено [1, 2], что эти аномалии вызваны приповерхностными (глубина залегания 0,5—1,5 км) субвулканическими телами, внедренными, по всей вероятности, по зонам локальных разломов и трещин. Показано также, что другие факторы как вулканический рельеф, лавовые потоки и т. д. не играют существенной роли при формировании локальных аномалий, хоть и вносят в них свои искажения [2].

Из всего вышесказанного следует, что направления линейных магнитных аномалий в общем должны соответствовать направлениям магмоподводящих трещин и, в принципе, могут быть использованы для изучения закономерностей расположения последних в данной области.

Для этой цели, вместо магнитных карт удобно использовать некоторые их трансформации, подчеркивающие линейные элементы поля. В

качестве одной из трансформаций магнитного поля мы использовали схему осей магнитных аномалий (рис. 2).

Основой для построения схемы служила аэромагнитная карта, снятая с высоты около 80 м. Оси аномалий проводились по планам изолиний ΔT_a в масштабе 1 : 50000.

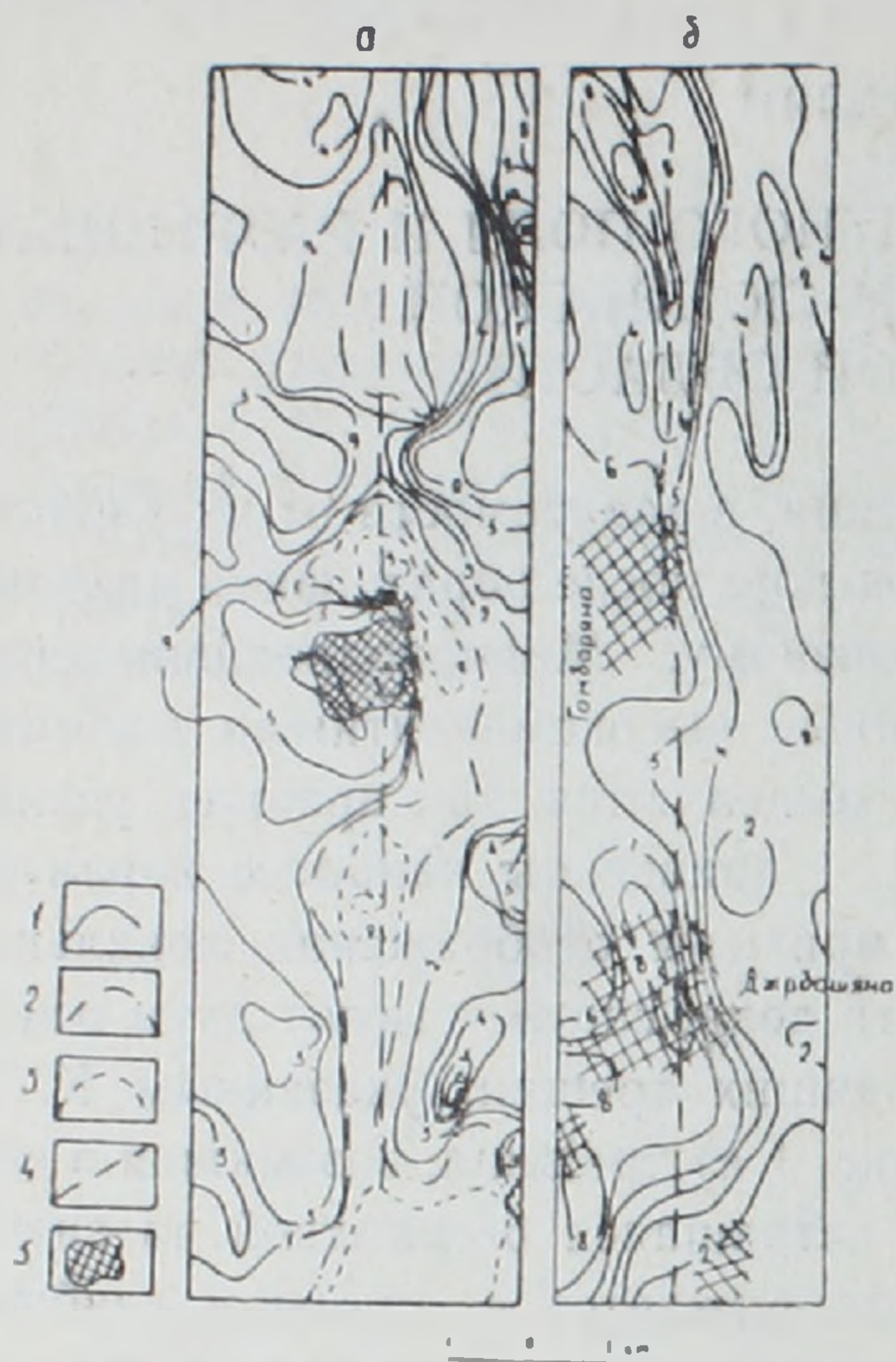


Рис. 1. Отражение магмоподводящих трещин в магнитном поле. Изолинии магнитного поля в мГ: 1—положительные, 2—нулевые, 3—отрицательные; 4—трещины; 5—вулканические центры.

случайные факторы (вулканический рельеф, рельеф подлавого основания, направления течений лавовых потоков и т. д.) играют незначительную роль. Очевидно, ориентация линейных элементов магнитного поля, а вместе с ним и общая картина распределения высокомагнитных магматических масс в верхних слоях земной коры подчинены какой-то строгой закономерности, имеющей, по всей вероятности, тектонический характер.

В других районах Гегам-Сюникской области (участки I, II и III на рис. 2) картина ориентации осей магнитных аномалий довольно сложная. Однако, как показывают статистические расчеты, здесь также распределение осей аномалий по азимутам отличается от случайного. На рис. 3 приведены осредненные частотные кривые, показывающие число осей аномалий, лежащих в различных направлениях. На каждой из них четко выделяются 3—4 максимума, соответствующие господствующим направлениям осей в пределах различных участков. Наиболее часто (по крайней мере в двух участках из трех) повторяются максимумы на азимутах 90, 0, 325—330°, которые отвечают субширотным, субмеридиональным и общезональным направлениям.

В процесс трансформации включены только те локальные аномалии положительного и отрицательного знака, которые имеют резко выраженную линейность. Аномалии, форма которых близка к изометрической, не были учтены.

На схеме (рис. 2) выделяются несколько участков с различным характером распределения линейных элементов магнитного поля. При этом их границы выделяются довольно четко и, как правило, прямолинейно. В пределах некоторых участков подавляющее большинство линейных элементов ориентированы в определенном едином направлении. Для различных участков это субмеридиональное, субширотное, общезональное (по простиранию Гегам-Сюникской вулканической зоны) и антизональное направления. Этот факт еще раз доказывает, что при формировании линейных магнитных аномалий слу-

Таким образом, линейные элементы магнитного поля Гегам-Сюникской области в общем ориентированы в четырех основных направлениях, составляющих две взаимно перпендикулярные системы—ортогональную и диагональную. В пределах же отдельных участков наблюдаются 1 или 2—3 господствующие направления линейных элементов. Исходя из геолого-геофизических представлений о районе исследований, отмечен-



Рис. 2. Схема осей магнитных аномалий Гегам-Сюникской области. 1—вулканические центры; 2—оси магнитных аномалий; 3—границы участков с разными преобладающими направлениями осей аномалий; 4—границы магнитной съемки.

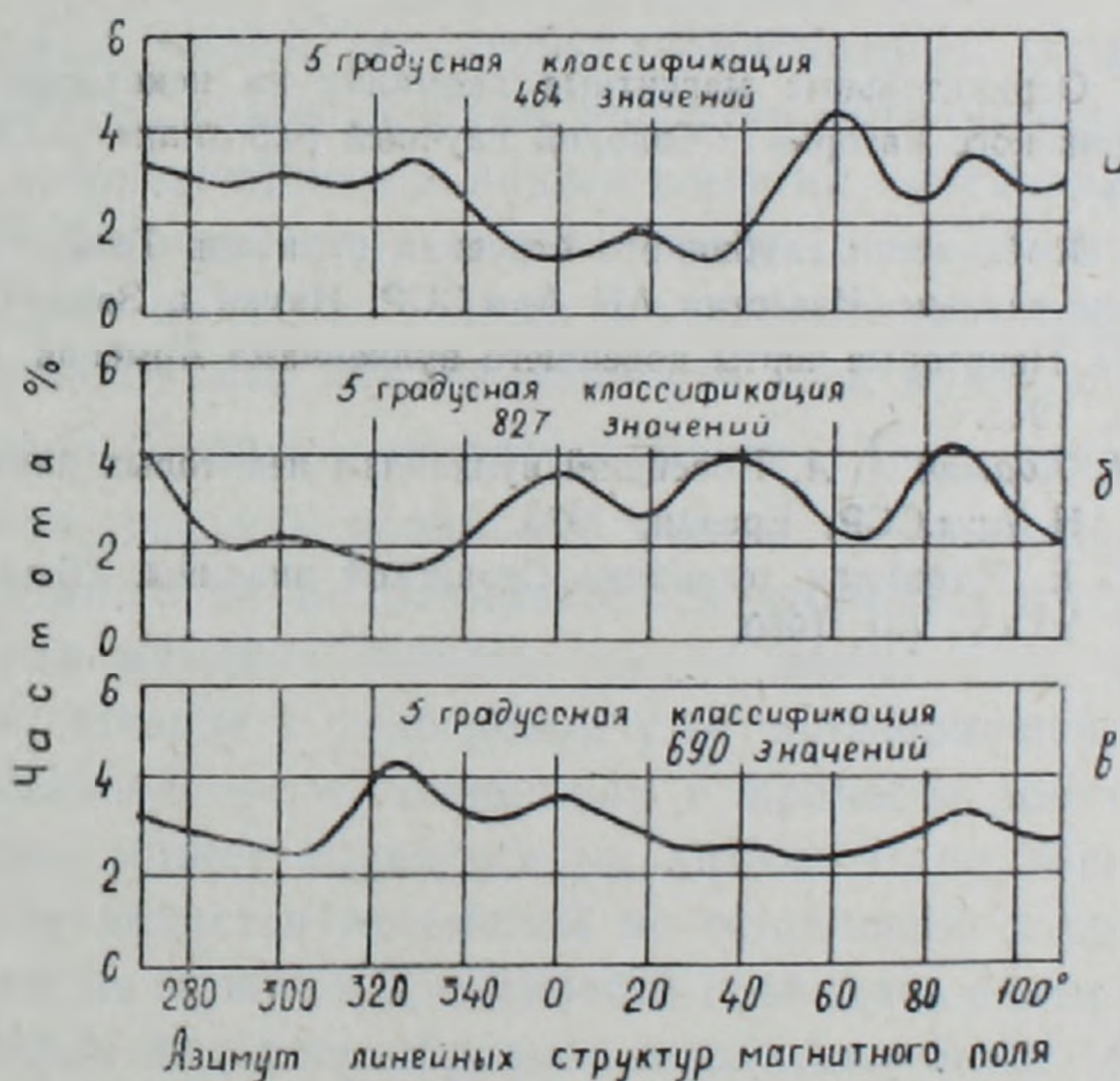


Рис. 3. Частотные кривые для участков I (а), II (б) и III (в), выделенных на рис. 2.

ных в первой части статьи, можно утверждать, что схема осей магнитных аномалий отражает общие тенденции направленности магмоподводящих трещин, выраженных в самых верхних слоях земной коры; в пределах каждого участка трещины ориентированы в соответствии с господствующими направлениями осей магнитных аномалий. Имеющиеся весьма скудные геологические данные о трещинной тектонике данной области не противоречат этому выводу. В этом отношении интересно отметить, что по направлению господствующих простираний осей аномалий ориентированы не только трещины растяжения, но и, в некоторых слу-

чаях, нарушения взбросо-сбросового типа. Так, на восточных склонах Гегамского нагорья, где линейные аномалии имеют резко выраженное меридиональное простираие, Е. Е. Милановским описан ряд средне- и позднечетвертичных взброс-сбросовых нарушений, ориентированных в этом же направлении [5].

Направления магмоподводящих трещин и других нарушений, выраженных в лавовом покрове, видимо, были обусловлены тектоническим строением подлавого основания.

Границы смены господствующего направления осей магнитных аномалий (рис. 2) в принципе должны соответствовать сравнительно крупным нарушениям. Возможно, они выражены не только в подлаговом эвдочном чехле, но и в верхней части жесткого субстрата и являются границами небольших блоков с определенными направлениями складчатых и разрывных структур.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм.ССР

Поступила 27. V. 1981.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бадалян М. С. Отрицательные магнитные аномалии на некоторых вулканических конусах Сюникского нагорья. «Молодой научный работник», 2 (20). Изд. ЕрГУ, Ереван, 1974.
2. Бадалян М. С. Особенности глубинного строения вулканов Гегамского нагорья по геофизическим данным. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 2, 1977.
3. Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1, 1945.
4. Карапетян К. И., Адамян А. А. Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1973.
5. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. «Бюлл. МОИП, отд. геологии», т. XXXV, (5), 1960.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552.5 : 550.838.6

А. А. ВАРДАНЯН, Т. Б. НЕЧАЕВА, Г. Н. ПЕТРОВА

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ РАЗРЕЗА ЛУСАХПЮР

Целью настоящей работы было изучение магнитных и палеомагнитных характеристик осадочных горных пород Армении плиоцен-четвертичного возраста выявления их пригодности для изучения тонкой структуры геомагнитного поля, в частности, палеовековых вариаций (PSV). Изученная коллекция была отобрана на одном из разрезов озерно-аллювиальных отложений Ширакской котловины (Лусахпюр), сложенном, в основном, глинами и песками, общей мощностью около 10 м, что соответствует временному интервалу ~ 13000 лет (оценка по средней скорости осадконакопления). Всего было отобрано ~ 600 образцов с шагом $\Delta h = 0,03$ м, по 3—4 образца с каждого уровня.

При изучении тонкой структуры геомагнитного поля палеомагнитным методом очень существенным является определение первичности естественной намагниченности, иными словами—установление соответствия времени формирования самой породы и ее намагниченности.

Эта проблема сводится обычно к установлению природы намагниченности, поскольку вид намагниченности, как правило, дает возможность однозначно судить о ее первичности. Так, ориентационная J_n всегда первична, так как возникает только в процессе образования осадка, если только он не размачивался вторично, что маловероятно. Термоостаточная намагниченность осадка может быть только вторичной, поскольку связана с разогревом уже образовавшейся породы. Химическая намагниченность, возникшая в процессе роста зерен нового ферромагнетика, может появиться на любом этапе эпигенеза породы. Чаще всего она является вторичной по отношению к процессу формирования осадка, но может и практически совпадать с ним по времени.

Прежде всего для всех образцов коллекции была определена лабораторная магнитная вязкость (J_{rv}/J_n) при выдержке по направлению поля 30—40 суток и против поля 60—80 суток. Оказалось, что максимум в распределении этой величины лежит в области 20%.

Средняя по разрезу величина J_n оказалась равной примерно $30 \cdot 10^{-6}$ СГС. Направление вектора J_n изучаемых образцов—прямое и после выдержки «против поля» не показало значительных изменений по сравнению с первичными измерениями.

Предварительный анализ данных позволил выделить аномальную зону по величине J_n примерно в середине разреза, где она в пять раз превышает среднюю по разрезу величину.

Для магнитной диагностики минералов использовался дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА), который дает возможность получить непосредственно дифференциальные кривые $\frac{dJ_s}{dT}$, являющиеся отражением динамики процессов магнитных превращений [1].

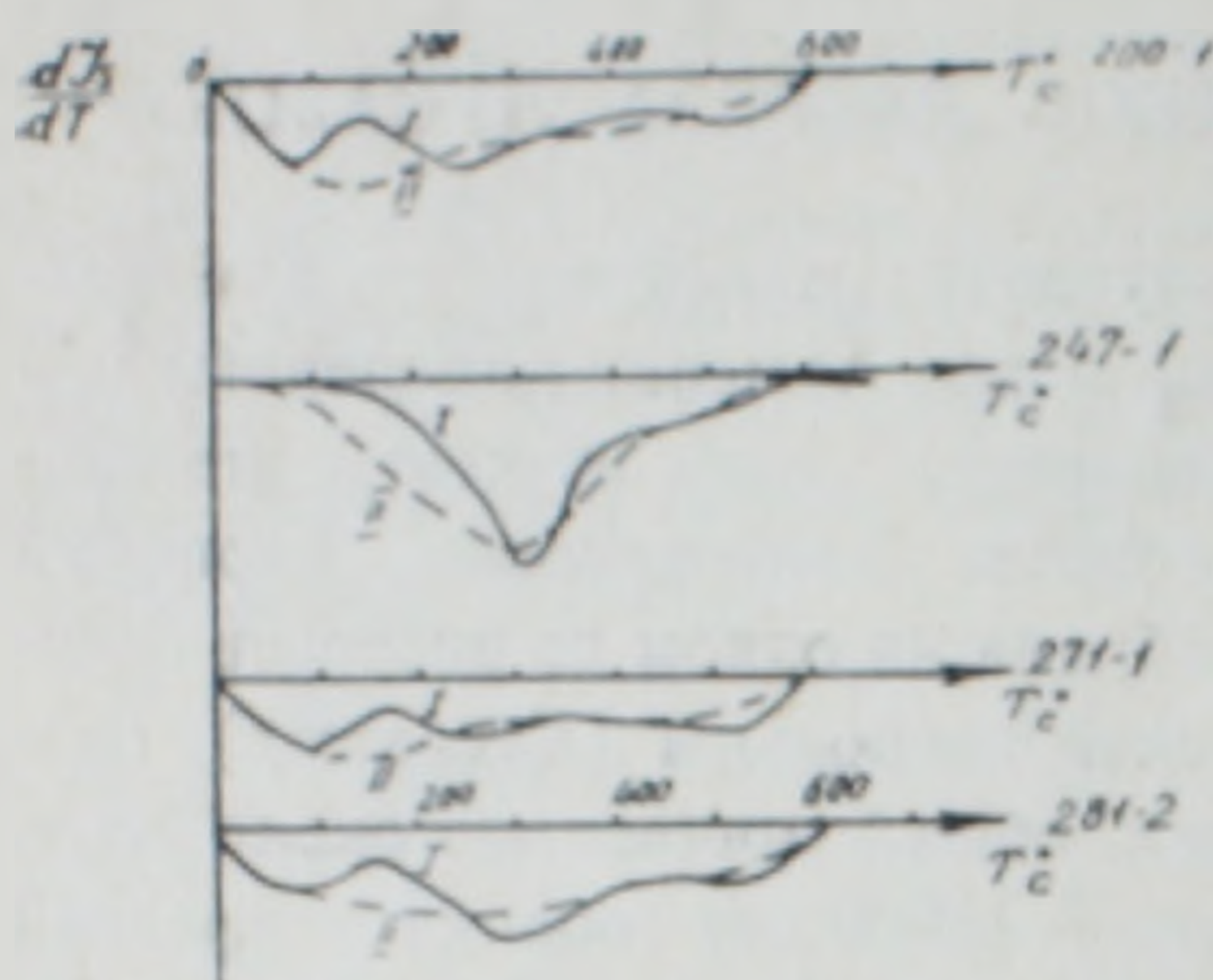


Рис. 1. Кривые дифференциального термомагнитного анализа для образцов из четырех зон разреза. Сплошные кривые — I нагрев, пунктирные — II нагрев.

Были сняты кривые ДТМА для выборки из 20 образцов. Анализ полученных кривых в совокупности со значениями остаточной намагниченности насыщения разрушающих полей, их изменения с температурой (см. ниже) позволил разделить разрез на 4 зоны.

Характер кривых ДТМА, представленных на рис. 1 для 4 образцов по 1 из каждой зоны, указывает на существенное отличие по составу ферромагнитной фракции образцов из аномальной зоны (247—1) по сравнению с остальными образцами.

Кривые из стабильной зоны показывают присутствие магнетита, в то время как в аномальной зоне очевидно наличие ферромагнетика с точкой Кюри в области 300—400°, возможно, титаномагнетита.

Интегральные кривые намагниченности насыщения J_s и остаточной намагниченности насыщения J_r , (в относительных единицах) однотипные вдоль всего разреза (примеры их показаны на рис. 2) и фикси-

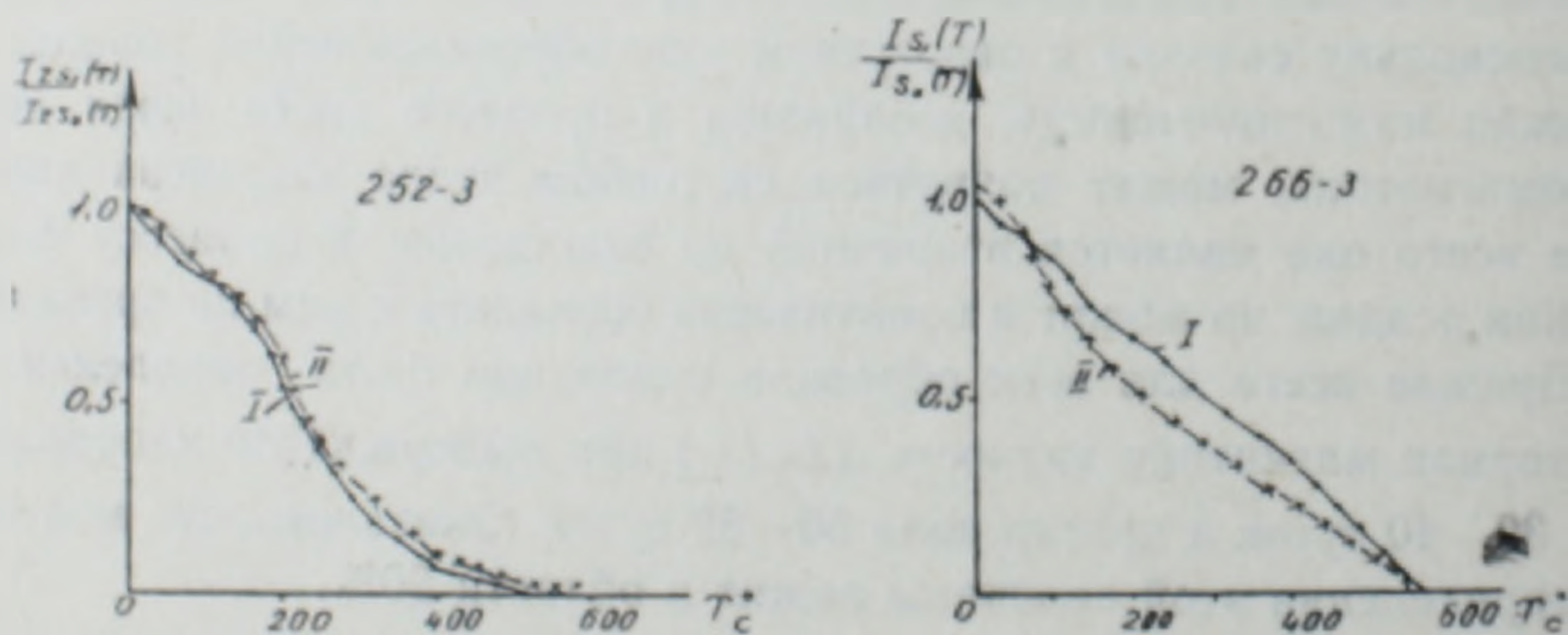


Рис. 2. Примеры температурной зависимости J_r и J_s при первом (точки) и втором (крестики) нагревах.

руют магнитную фазу с T_c около 600°. Вогнутый характер кривых свидетельствует о наличии заметного парамагнитного фона.

На рис. 3 показаны кривые температурной зависимости параметров насыщения — остаточной намагниченности J_r и разрушающего поля

измеряемых после нагрева и охлаждения до последовательно возрастающих температур.

У образцов зоны I (рис. 3а) эти параметры практически не меняются нагревом, при этом $H_{cs} = 540 \div 500$ э, что характерно для магнетита.

Образцы зоны II (рис. 3б) обнаруживают падение H_{cs} при нагреве почти на 40%, при этом величина H_{cs} образцов этой группы варьирует в пределах 850—1080 э. J_{rs} практически не изменяется с нагре-

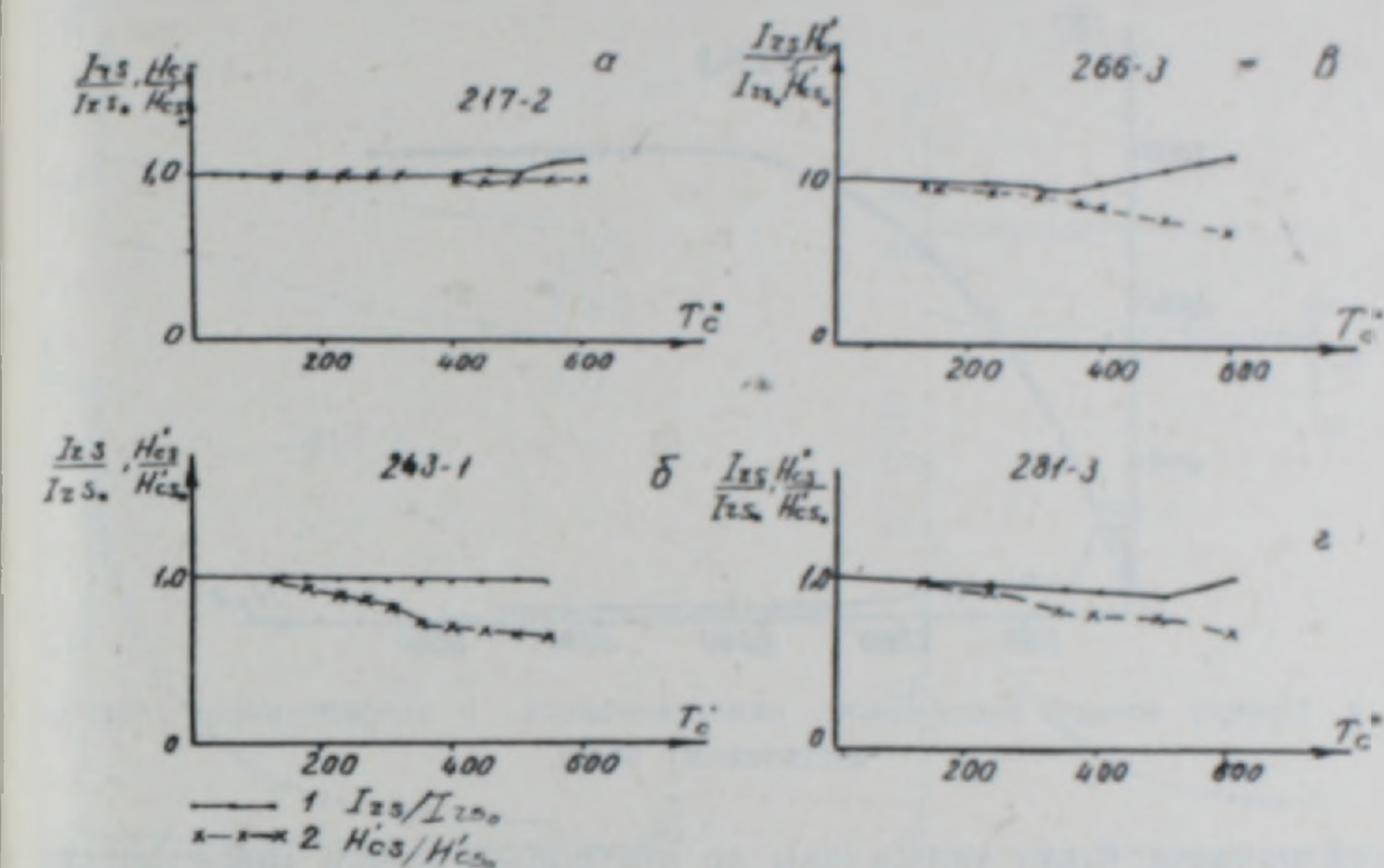


Рис. 3. Изменение параметров насыщения J_{rs} и H_{cs} с температурой для образцов из разных участков разреза (а—I зона, б—II зона, в—III зона, г—IV зона).

юм. Такое поведение параметров насыщения не противоречит предположению о том, что в образцах этой группы присутствуют мелкозернистый магнетит и титаномагнетит.

Для образцов зоны III (рис. 3в) наблюдается рост J_{rs} и падение H_{cs} при нагреве при диапазоне изменения H_{cs} в этой группе 500—1180 э. Можно предположить наличие магнетита с набором зерен разного размера.

Образцы зоны IV имеют среднее значение $H_{cs} \sim 800$ э; характер кривых параметров насыщения сходен с кривыми зоны III, то есть, по-видимому, образцы этой группы тоже содержат магнетит на парамагнитном фоне.

Таким образом, основным ферромагнетиком для всего разреза является, вероятно, магнетит. Это предположение подтверждается также видом кривой насыщения и коэрцитивного спектра с механизмом в полях 200—250 э, имеющих сходный характер для всего разреза. Типичный пример приведен на рис. 4.

Стабильность направления J_n к переменному полю была испытана на 45 образцах и оказалась довольно высокой для большинства образ-

цов (рис. 6), кроме образца из аномальной зоны (рис. 5), для которого наблюдается систематическое уменьшение D° и J° .

Чтобы проверить, действительно ли естественная остаточная намагниченность связана с магнетитом, являющимся по всем приведенным выше данным основным ферромагнетиком в исследуемой коллекции, был осуществлен следующий эксперимент: 27 образцов, отобранных из всех

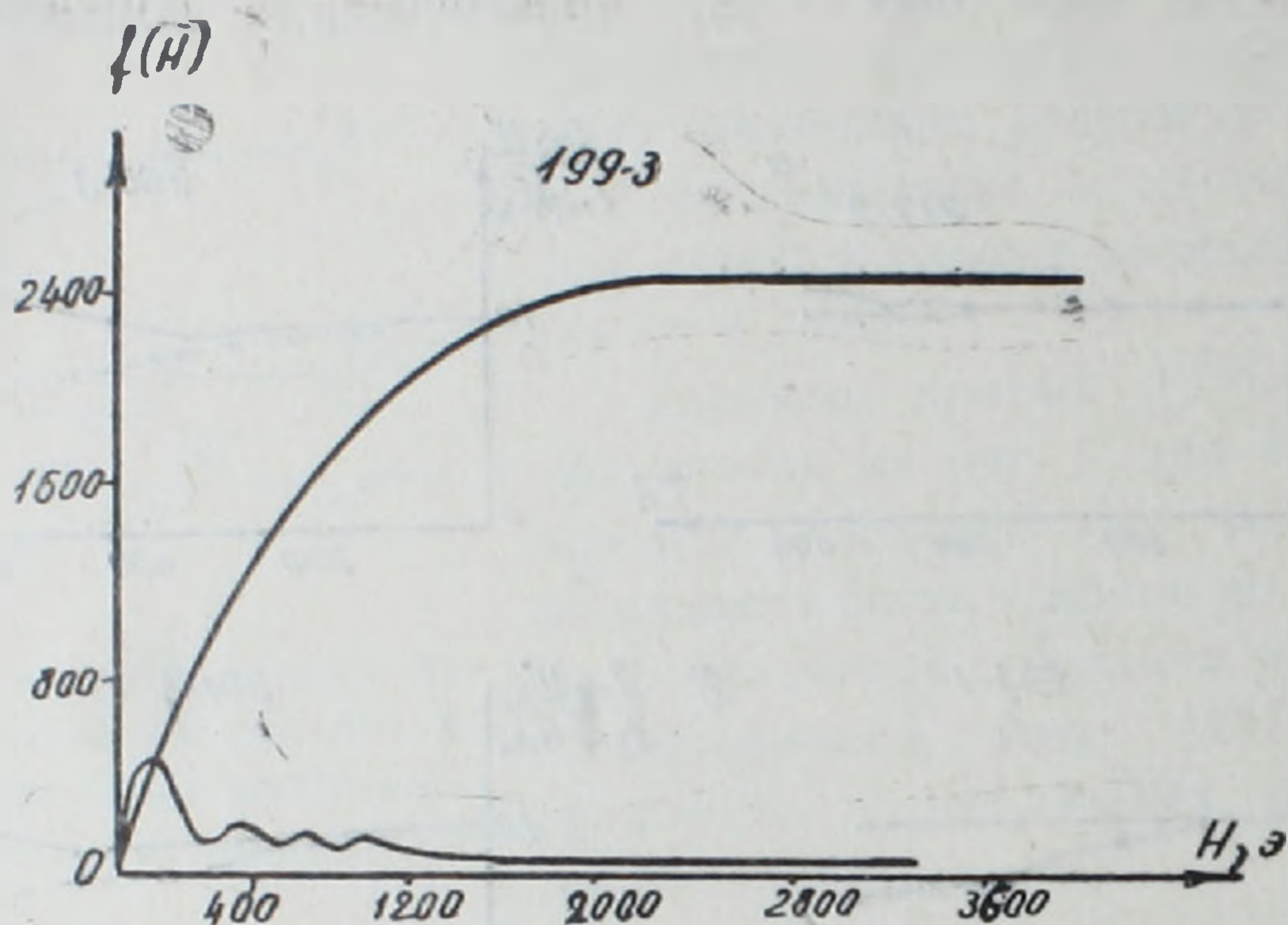


Рис. 4. Пример кривой технического намагничивания и коэрцитивного спектра по постоянному полю.

частей разреза, были охлаждены до изотропной точки (практически до температуры жидкого азота) и выдержаны 30 мин., после чего вновь нагреты до комнатной температуры, при которой вновь измерена остаточная намагниченность. Оказалось, что последняя уменьшилась в среднем на 30%, что можно связать только с присутствием магнетита [2].

В пользу ориентационной природы этого магнетита можно привести следующие доводы. Как правило, J_{rd} значительно меньше J_{ri} для тех же пород. Для исследуемой коллекции были получены средние значения J_n/J_{ri} (измерялись на 3 образцах из зоны) при температурах: комнатной, 200 и 380°C, которые оказались соответственно равными: 0,23; 0,10; 0,06. Это означает, что, во-первых, J_n значительно меньше J_{ri} и, во-вторых, эта разница возрастает с температурой, т. е. по мере освобождения J_n от вязкой компоненты.

Далее, если расположить средние для каждой группы значений отношения J_n/J_{ri} после температурной чистки 200°C (т. е. после удаления большей части вязкой компоненты) в порядке возрастания жесткости H'_{cs} (табл. 1), то оказывается, что чем больше жесткость, тем меньше значение этого отношения, то есть тем больше разница между J_n и J_{ri} , что в случае химической намагниченности было бы наоборот [3].

Итак, проведенный комплекс лабораторных исследований позволяет прийти к следующим заключениям:

1. Магнитная вязкость большинства образцов не превышает 20%, что позволяет использовать их для изучения.

2. Основным носителем J_n во всех зонах разреза является, по-видимому, магнетит с разным размером зерна, но многодоменный, на заметном парамагнитном фоне. В образцах аномальной зоны, возможно, присутствует титаномagnetит.

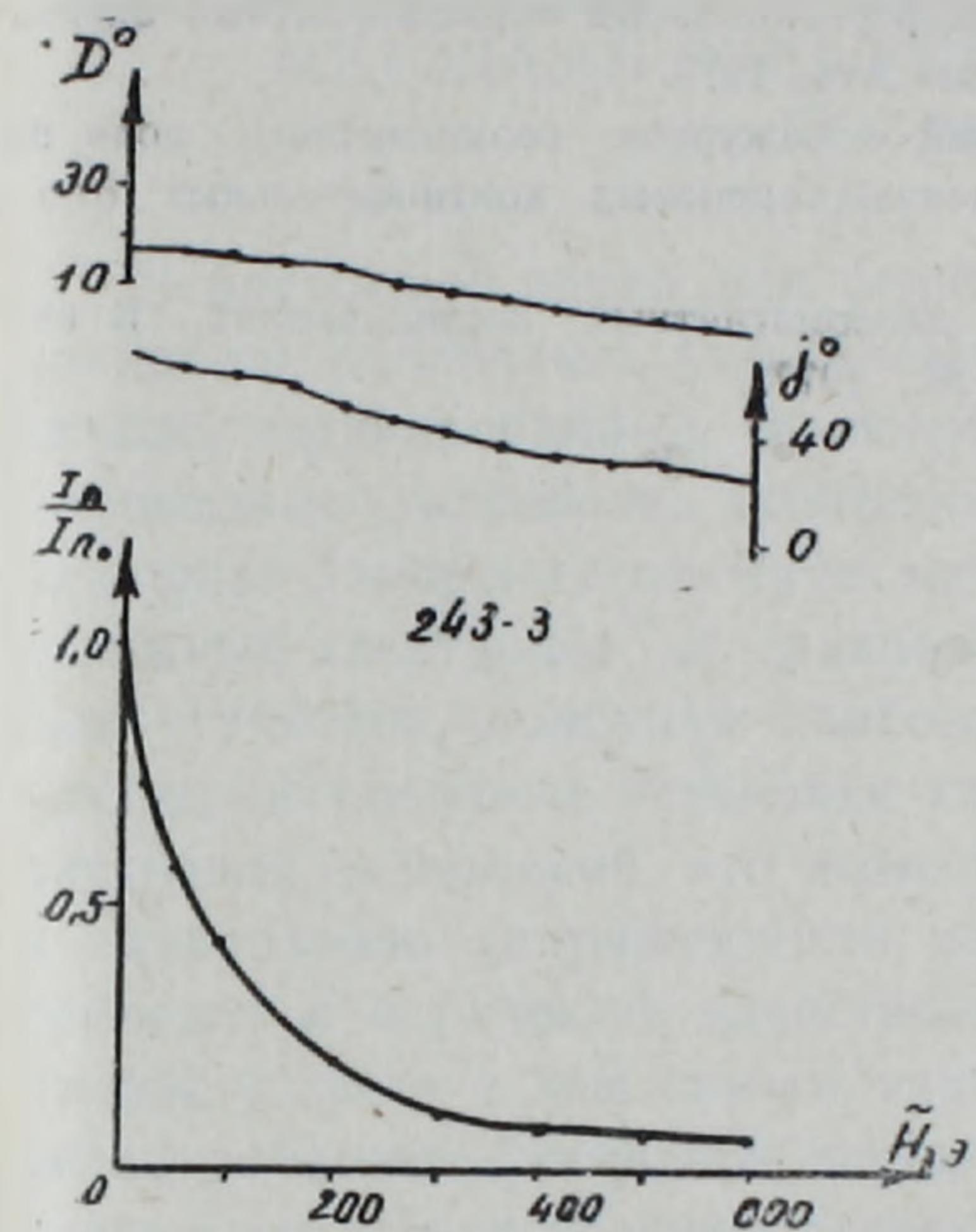


Рис. 5

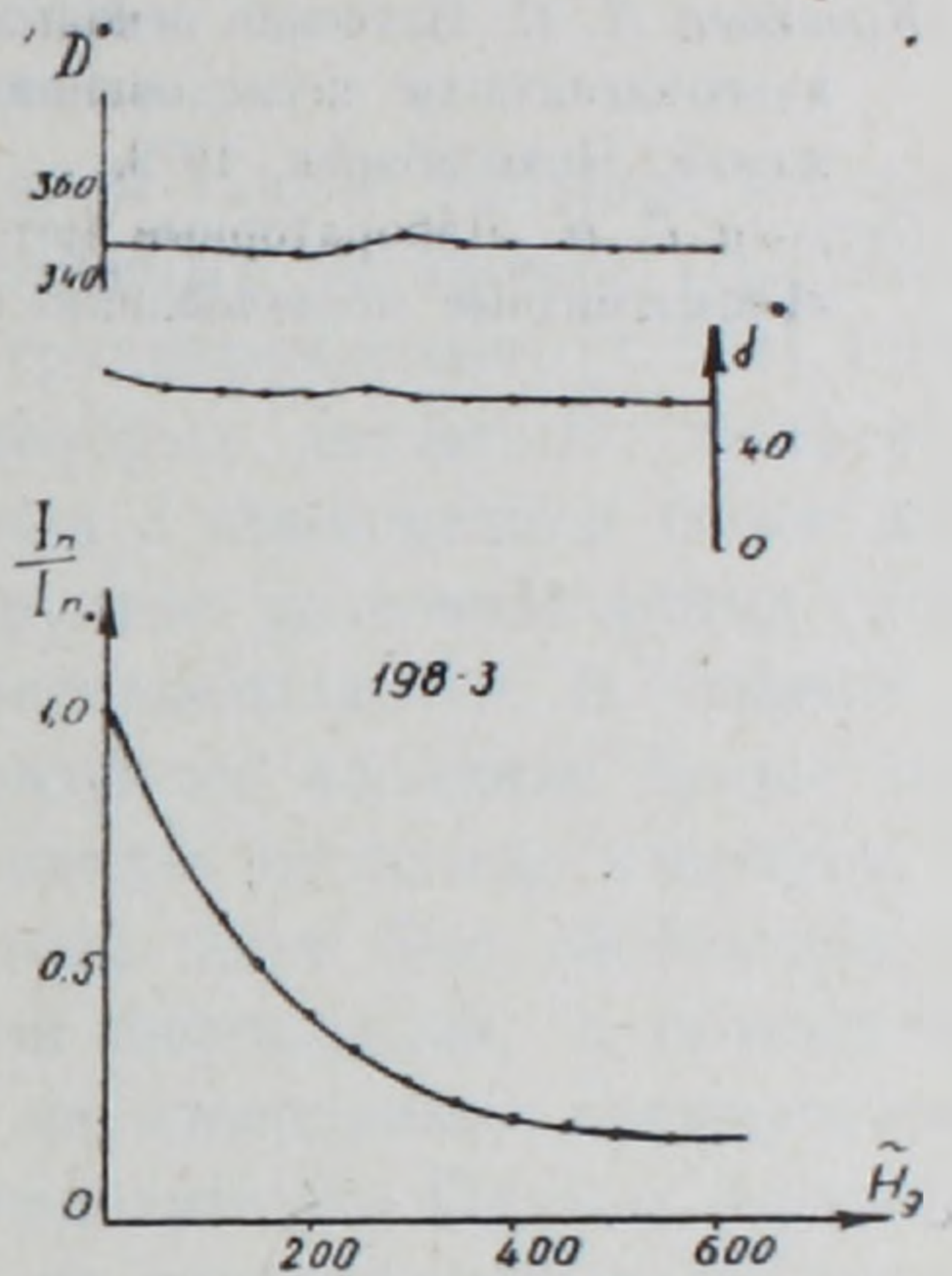


Рис. 6

Рис. 5. Кривые размагничивания переменным полем вектора $\vec{I}_n(\vec{H})$ (243—3).

Рис. 6. Кривые размагничивания переменным полем $I_n(\vec{H})$ (198—3).

Таблица 1

$H'_{cs}, \text{ э}$	470	800	840	965
$(J_n/J_{r1}) 200^\circ\text{C}$	0,21	0,10	0.07	0.02
Зона	I	IV	III	II

3. Естественная остаточная намагниченность пород изучаемого разреза имеет, в основном, ориентационную природу, поскольку магнетит первичен по приведенным выше доводам, а титаномagnetит в принципе не может быть в осадках вторичным. Парамагнетики могли бы дать при разрушении вклад «химической» компоненты, но, по-видимому, этот процесс не идет интенсивно, т. к. не отражается на стабильности $\vec{J}_n$ к переменному полю.

Таким образом, коллекция из разреза Лусахпур может быть использована для изучения PSV.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 6. IX. 1979

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Изд. Каз. Гос. ун-та, Алма-Ата, 1979.
2. Куликова Л. С. Изучение вековых вариаций и экскурсов геомагнитного поля палеомагнитным исследованием позднеплейстоценовых континентальных отложений. Новосибирск, 1979.
3. Петрова Г. И. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях. В кн. «Геомагнитные исследования». № 19, М., 1977.

УДК: 550.837.653

А. К. МАТЕВОСЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ТРЕХЭЛЕКТРОДНОЙ
ЭКРАНИРОВАННОЙ УСТАНОВКИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИЯХ
МЕТОДАМИ СОПРОТИВЛЕНИЙ И ВЫЗВАННОЙ
ПОЛЯРИЗАЦИИ

В настоящее время для решения данной задачи большое значение придается различным разновидностям сложных установок (группированные, экранированные, экранированно-группированные) [1, 3, 4]. Группированные установки, особенностью которых являются дифференциальные измерения разности потенциалов с применением более двух приемных электродов, по сравнению с другими разновидностями сложных установок, получили наибольшее распространение. В отличие от них экранированные установки характеризуются наличием свыше двух питающих заземлений, что позволяет изменять не только величину, но и направление напряженности нормального поля. Это обстоятельство приводит к получению качественно новой информации о геоэлектрическом разрезе и тем самым указывает на неоспоримое преимущество экранированных установок перед группированными. Однако экранированные установки требуют разветвления на определенные части тока в питающих заземлениях, что в некоторой степени затрудняет их практическое применение.

В настоящей работе рассмотрена возможность применения трехэлектродной экранированной установки A_1B_2MN (рис. 1) при проведении исследований методами сопротивлений и ВП, представлена зависимость параметров поля сложной установки от параметров слагающих ее простых установок.

На основе применимости принципа суперпозиции для вектора напряженности первичного поля питающих заземлений A_1 и B_2 ($\vec{E}_0^*$), после несложных вычислений, можно получить, что в точке P , лежащей на одной прямой с питающими электродами и отстоящей от A_1 на расстоянии m (где $m > 1$ в единицах B_2P), напряженность равна нулю, при условии

$$\frac{I_{A_1}}{I_{B_2}} = m^2, \quad (1)$$

где I_{A_1} и I_{B_2} — величины тока в питающих заземлениях A_1 и B_2 соответственно.

Параметр m , названный показателем дифференцирования, является важнейшим параметром трехэлектродной экранированной установки, характеризующим расположение и величину силы тока питающего электрода A_1 . В зависимости от величины m производится детализация разреза по проводимости в определенном интервале глубин.

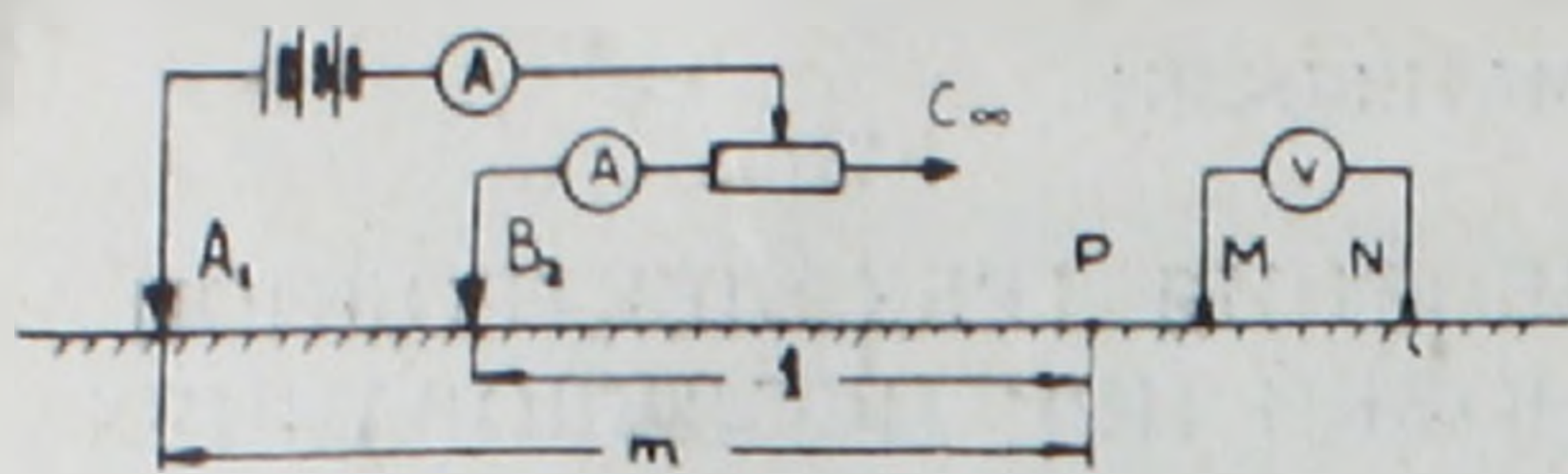


Рис. 1. Схема трехэлектродной экранированной установки A_1B_2MN .

На рис. 2 представлена часть поля вектора напряженности $\vec{E}_0^*$ в плоскости питающих электродов, вычисленная на ЭВМ и использованием формулы для напряженности первичного поля точечного источника тока в однородной изотропной среде. В окрест-

ности критической точки P вектор $\vec{E}_0^*$ имеет различные направления, а в ней равен нулю. Поскольку увеличение плотности тока (напряженности поля) в некоторой области геоэлектрического разреза приводит к увеличению влияния на наблюдаемое поле геологических объектов, находящихся в этой области, то можно заключить, что при расположении приемных электродов поблизости критической точки достигается увеличение глубинности электроразведочных работ.

Как известно, кажущееся сопротивление ρ_k^* для неоднородной среды, полученное установкой A_1B_2MN , определяется по формуле:

$$\rho_k^* = k^* \frac{\Delta U^*}{I_{B_2}},$$

где k^* — коэффициент трехэлектродной экранированной установки, имеющий размерность длины [1, 4]; ΔU^* — разность потенциалов между приемными электродами M и N .

Параметры поля трехэлектродной экранированной установки A_1B_2MN можно выразить через параметры поля простых трехэлектродных установок A_1MN и B_2MN , составляющих сложную установку:

$$k^* = \frac{k_{A_1} \cdot k_{B_2}}{m^2 k_{B_2} - k_{A_1}} = \frac{k_{B_2} \varphi}{1 - \varphi}, \quad \varphi = \frac{k_{A_1}}{m^2 k_{B_2}} \quad \text{и} \quad \rho_k^* = \rho_k^{B_2} + d \Delta \rho_k, \quad (2)$$

где k_{A_1} , k_{B_2} — коэффициенты; $\rho_k^{A_1}$, $\rho_k^{B_2}$ — величины кажущегося сопротивления установок A_1MN и B_2MN , $\Delta \rho_k = \rho_k^{A_1} - \rho_k^{B_2}$, а

$$d = \frac{1}{1 - \varphi} \quad (3)$$

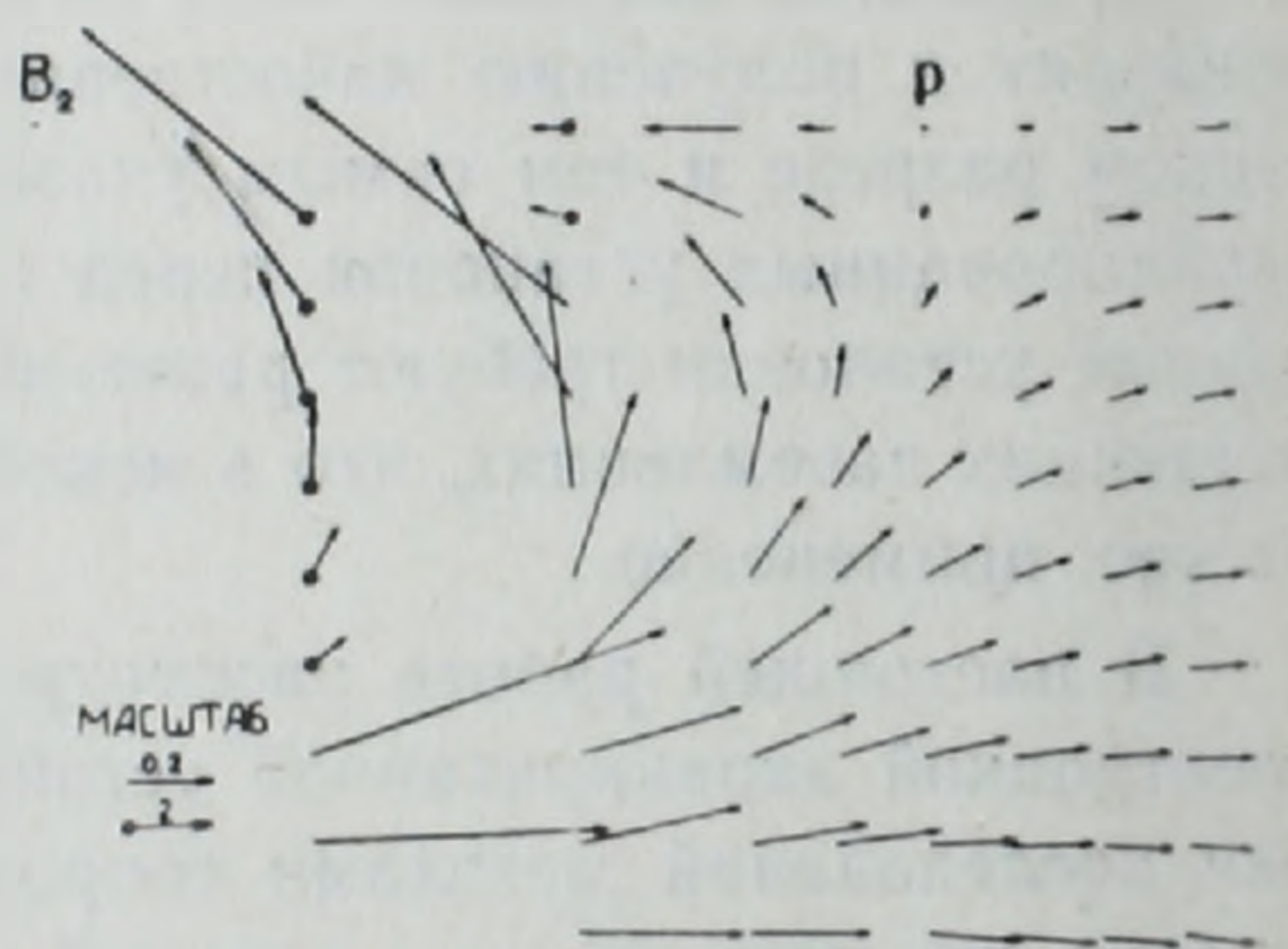


Рис. 2. Первичное поле вектора напряженности при $m=1,5$ (масштаб дан в единицах напряженности первичного поля источника B_2 в точке P).

—коэффициент чувствительности трехэлектродной экранированной установки A_1B_2MN , показывающий во сколько раз увеличивается приращение кажущегося сопротивления ($\Delta\rho_k$), полученное простой установкой, при наблюдениях экранированной, что позволяет судить о разрешающей способности последней.

При исследованиях методом ВП трехэлектродной экранированной установкой, основываясь на положении о линейности процессов вызванной поляризации и применимости принципа суперпозиции потенциалов полей, соответствующих отдельно взятым источникам поляризующего тока [2], возможно выразить параметры поля ВП сложной установки A_1B_2MN через параметры поля слагающих ее простых установок A_1MN и B_2MN . Тогда кажущаяся поляризуемость, определенная A_1B_2MN , равна:

$$\eta_k^* = \frac{\Delta U_{B_2}^*}{\Delta U^*} = \eta_{k_2}^{B_2} + d_{ВП} \Delta\eta_k \quad (4)$$

где $\Delta U_{ВП}$ — разность потенциалов поля ВП между приемными электродами; $\eta_{k_2}^{A_1}$, $\eta_{k_2}^{B_2}$ — величины кажущихся поляризуемостей, определенные A_1MN и B_2MN ; $\Delta\eta_k = \eta_{k_2}^{A_1} - \eta_{k_2}^{B_2}$;

$$d_{ВП} = \frac{\rho_k^{A_1}}{\rho_k^{A_1} - \varphi \rho_k^{B_2}} \quad (5)$$

—коэффициент чувствительности трехэлектродной экранированной установки при изучении процессов вторичного поля.

Формулы (2) и (4) определяют возможность получения графиков кажущегося сопротивления и кажущейся поляризуемости для экранированной установки через параметры простых установок. Коэффициент φ , входящий в формулы (3) и (5), может принимать любые положительные значения, характеризует коэффициенты чувствительности экранированной установки в методах сопротивлений (d) и вызванной поляризации ($d_{ВП}$), которые в свою очередь определяют величины ρ_k^* и η_k^* . Так, в частном случае $\varphi=1$ при работах методом сопротивлений, установка A_1B_2MN становится нулевой ($k^*=\infty$), характеризующаяся равенством нулю ΔU^* в однородной среде (приемные электроды находятся на линиях равного потенциала) и при исследованиях с нею изучается

величина отношения $\frac{\Delta U^*}{I_{B_2}}$ [1]. Множество таких экранированных

установок представляет совокупность экранированных установок с критическими размерами. При работе методом ВП нулевой установкой необходимо ограничиться истолкованием переходной характеристики вторичного поля.

Необходимо отметить, что: 1) кажущееся сопротивление $\rho_k^* = \rho_k^*(\varphi, \rho_k^{A_1}, \rho_k^{B_2})$ и кажущаяся поляризуемость $\eta_k^* = \eta_k^*(\varphi, \eta_{k_2}^{A_1}, \eta_{k_2}^{B_2}, \rho_k^{A_1}, \rho_k^{B_2})$ могут принимать любые значения; 2) при равенстве величин кажущихся сопротивлений, полученных установками A_1MN и B_2MN

($\Delta\rho_k = 0$) — $\rho_k^* = \rho_k^{A_1} = \rho_k^{B_2}$ и $\eta_k^* = \eta_k^{B_2} + d\Delta\eta_k$; 3) в случае одинаковых значений поляризуемости, полученных простыми установками ($\Delta\eta_k = 0$), кажущаяся поляризуемость $\eta_k^* = \eta_k^{B_2} = \eta_k^{A_1}$ и неоднородность пород по электропроводности не может создать аномалий ВП.

В свою очередь, с помощью выражений (2) и (4) возможно получение теоретических кривых для трехэлектродной экранированной установки из теоретических кривых слагающих ее простых установок для различного характера неоднородности разреза, не прибегая к весьма трудоемким вычислениям. Необходимо отметить, что при больших значениях коэффициента чувствительности экранированная установка приближается к нулевой и в этом случае следует предпочесть непосредственные вычисления ρ_k^* и η_k^* или становится нулевой, для которой понятия кажущихся сопротивлений и поляризуемости теряют смысл.

Как известно, аномалия ВП определяется избыточной поляризуемостью исследуемых тел, их размерами, электрической проводимостью, типом и размерами применяемых установок [2]. Надежность выделения аномалий кажущейся поляризуемости зависит от соотношения регистрируемых полезных сигналов и помех, при этом следует иметь в виду двойственный характер понятия сигнал/помеха [5].

В качестве примера, показывающего повышенную разрешающую способность трехэлектродной экранированной установки по сравнению с простой установкой, рассмотрена величина аномалии поля ВП от шарообразного рудного тела с избыточной поляризуемостью, залегающего на глубине h_2 , при наличии такого же тела, находящегося на глубине h_1 ($h_1 < h_2$), являющейся помехой для обнаружения глубокозалегающего объекта. С целью упрощения вычислений, допускалось, что шарообразные тела радиусом $r = 0,1 h_2$ поляризуются однородным электрическим полем с величиной напряженности первичного поля, соответствующему их центрам и по электропроводности не дифференцируются от вмещающей среды.

Теоретические расчеты поля ВП для описанного разреза, полученные при использовании установок A_1B_2MN и A_1MN (центр приемной линии находится над шарообразными телами и совпадает с критической точкой), показали, что величина отношения сигнал/помеха при исследованиях экранированной установкой в 9,4 раза (при $h_1 = 0,1$; $h_2 = 0,5$; $m = 1,5$; $WN = 0,4$ — все величины даны в единицах B_2P) и 3,5 раза (при $h_1 = 0,2$; $h_2 = 0,5$; $m = 1,5$; $MN = 0,4$) больше, чем для простой установки.

Таким образом можно заключить:

1. Увеличение аномалий ρ_k^* и η_k^* и соответственно глубинности исследований трехэлектродной экранированной установкой, достигается путем увеличения величины первичного поля на глубоких горизонтах и одновременного его ослабления в районе приемных электродов.

2. В отличие от других типов экранированных установок, установка A_1B_2MN характеризуется наименьшим числом питающих разнополярных заземлений, позволяющая изменять величину плотности тока (увеличение с последующим уменьшением) с глубиной, что способствует

повышению разрешающей способности электроразведочных наблюдений.

3. Несмотря на увеличение инструментальных и топографических погрешностей, при проведении работ установкой A_1B_2MN , комплексная интерпретация результатов наблюдений, полученных простыми и экранированными установками, позволит выделить полезный сигнал на фоне различного рода помех.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии Академии Наук Арм. ССР

Поступила 11. IX. 1981.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Блох И. М. Электропрофилирование методом сопротивлений. Недра, М., 1971.
2. Комаров В. А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Недра, Л., 1980.
3. Сапужак Я. С. Дивергентная электроразведка. Наукова думка, Киев, 1977.
4. Семенов А. С., Джавахишвили Л. Г. Поле ρ_z многоэлектродных установок в электроразведке постоянным током. Вестник ЛГУ, № 6, 1979.
5. Тархов А. Г., Бондаренко В. М., Никитин А. А. Принципы комплексирования в разведочной геофизике. Недра, М., 1977.

