ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

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

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան *(պատասխանատու խմբագիր)*, *տեխն. գիտ. թեկն.* Ս. Վ. Բաղալյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ* Ա. Ռ. Բաղդասարյան, *երկրա-հանք. դիտ. թեկն.* Դ. Պ. Բաղդասարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.* Ա. Հ. Գաբրիելյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Է. Հ. Դուլյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Ռ. Տ. Միրիջանյան, *երկրա-հանք. դիտ. թեկն.* Կ. Դ. Շիրինյան, 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. Багдасарян*, канд. техн. наук *С. В. Бадалян*, академик АН Арм. ССР *А. А. Габриелян*, канд. геол.-мин. наук *Э. Х. Гулян*, канд. геол.-мин. наук *Р. Т. Мириджанян*, *Э. С. Ростомова* (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук *А. С. Фарамазян* (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук *К. Г. Ширинян*.

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Մարշալ Բաղրամյանի պող., 24 ա.
Адрес редакции: 375019, Ереван, 19, пр. Маршала Баграмяна, 24а

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1984

АЖ 409

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 5 Հատոր XXXVII 1984

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Ռ. Հ. Ամիրյան, Ս. Գ. Սլրունյան, Մ. Ա. Ազիզբեկյան. *Թումանյանի (Հայկ. ՍՍՀ) և Բոլնիսի (Վրաց. ՍՍՀ) հանքային շրջանների երկրաբանության և մետաղածնության յուրահատկությունները և նրանց համեմատական բնութագիրը* . . . 3

Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ռ. Խ. Ղուկասյան, Ջ. Հ. Ջիրափյան. *Սպարան-Հանքավանի բյուրեղային զանգվածի հնագույն մագմատիկ առաջացումների հասակային ստորաբաժանման հարցի շուրջը* 10

Է. Խ. Գուլյան, Ռ. Տ. Միրիջանյան. *Քաղաքի երկրաֆիզիկան* 25

Յու. Ա. Աղաբալյան. *Հանքավայրի առանձին մասերի արդյունահանման հերթականության ընտրությունը և անդրբալանսային պաշարների գնահատումը հաշվի առնելով ժամանակի գործոնը* 28

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Է. Ն. Կուրղինյան. *Կավային միներալները Սևանա լճի միոցենի կարբոնատա-տերրիգեն ֆորմացիայի նստվածքներում* 36

Ս. Ա. Բուբիկյան. *Հայկական ՍՍՀ Արարատյան գոգավորության սարմատի առաջացումների վերաբերյալ ըստ օստրակոդների* 39

Ե. Ֆ. Ռոմանկո, Բ. Բ. Կրիվյակին. *Իրանի Անարեկի շրջանի գլխավոր մագմատիկ ֆորմացիաները* 44

Վ. Մ. Զայկա, Է. Վ. Ռուձգալիս, Է. Մ. Նեկրասով. *Երկրի մնացուկային տիեզերական մետաղածնությունը* 46

Ֆ. Հ. Բաբայան. *Ախուրյանի սեյսմոգեն տեկտոնական խախտման գոտու վերաբերյալ* 54

Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Հ. Վ. Խաչիկյան, Ա. Հ. Սիմոնյան, Կ. Վ. Շահմենենդյան. *Մագնիսաառաձգական երևույթը բազալտային հեծանների ճկման ժամանակ* . . 61

Ս. Ռ. Փահլևանյան. *Գառնիի երկրաֆիզիկական դիտարանում երկրաշարժերի կանխատեսման գեոմագնիսական նախազգուշակի կիրառման հնարավորության վերաբերյալ* 67

Գ. Ս. Գրիգորյան, Ա. Գ. Շահնազարյան. *Բավրա-Բյուրական-Գեղարդ-Կեչուտ գծով երկրակեղևի և վերին թիկնոցի էլեկտրահաղորդականության վերաբերյալ* . . . 73

Դ. Շ. Շահինյան. *Բարձր ճնշման և ջերմաստիճանի կայանքի վրա լեռնային ապարներում առաձգական ալիքների կլանման չափման մեթոդիկան* 77

ԳԻՏԱԿԱՆ ՔՐՈՆԻԿԱ

Աշխարհագրության բաժնի 25-ամյակի առթիվ 82

ՀՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ... ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 5 ТОМ XXXVII 1984

СОДЕРЖАНИЕ

Ш. О. Амирян, А. З. Алтунян, М. С. Азизбекян. Особенности геологии и металлогении Туманянского (Арм. ССР) и Болнисского (Груз. ССР) рудных районов и их сравнительная характеристика 3

Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, З. О. Чибухчян. К вопросу возрастного расчленения древних магматических образований Апаран-Анкаванского кристаллического массива 10

Э. Х. Гулян, Р. Т. Мириджанян. Геофизика города 25

Ю. А. Агабалян. Выбор очередности отработки отдельных частей месторождения и оценка забалансовых запасов с учетом фактора времени . . . 28

Краткие сообщения

Э. Н. Кургинян. Глинистые минералы в отложениях карбонатно-терригенной формации миоцена бассейна оз. Севан 36

С. А. Бубикян. О сарматских образованиях Араратской котловины Армянской ССР по остракодам 39

Е. Ф. Романько, Б. Б. Кривякин. Главные магматические формации Анарекского района в Иране 44

В. М. Чайка, Э. В. Ужгалис, Э. М. Некрасов. Реликтовая космическая металлогения Земли 46

Т. О. Бабаян. О зоне Ахурянского сейсмогенного тектонического нарушения . 54

С. Р. Оганесян, Г. В. Хачикян, А. О. Симонян, К. В. Шахменендян. Магнитоупругий эффект при изгибе базальтовых балок 61

С. Р. Пайлеванян. О возможности применения геомагнитного предвестника прогноза землетрясений в Гарнийской геофизической обсерватории . . 67

Д. С. Григорян, А. Д. Шахназарян. Об электропроводности земной коры и верхней мантии по линии Бавра-Бюракан-Гехард-Кечут 73

Г. Ш. Шагинян. Методика измерения поглощения упругих волн в горных породах на установке высокого давления и температуры 77

Научная хроника

К 25-летию отдела географии 82

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 3—9, 1984

УДК: 55+553.078(479.25+479.22)

Ш. О. АМИРЯН, А. З. АЛТУНЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ТУМАНЯНСКОГО (Арм.ССР) И БОЛНИССКОГО (Груз.ССР) РУДНЫХ РАЙОНОВ И ИХ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В статье рассмотрены особенности геологического строения, структуры и металлогении Болнисского рудного района Груз. ССР и Туманянского Арм. ССР. Установлено, что однотипность геотектонического и магматического развития отмеченных районов предопределила сходство их металлогении. В них широкое развитие получили железорудные, меднорудные, полиметаллические, медно-молибденовые, золоторудные, ртутные, марганцевые и баритовые месторождения, которые характеризуются аналогичными генетическими и минералого-геохимическими особенностями.

Туманянский и Болнисский рудные районы в основном охватывают северо-западную часть Сомхето-Карабахской структурно-металлогенической зоны Малого Кавказа [1, 2, 4, 5, 6, 8, 9]. Однотипность геотектонического и магматического (интрузивного и эффузивного) развития этих районов предопределила сходство их металлогении. Установленные в отмеченных рудных районах формации руд имеют аналогичные геологические, минералого-геохимические и генетические особенности.

В геологическом строении описанных и соседних рудных районов участвуют юрские, меловые и палеогеновые вулканогенные (порфириты, кератофиры, кварцевые кератофиры, альбитофиры, их туфы, туфобрекчии и др.), вулканогенно-осадочные (туфопесчаники, туффиты, песчаники и др) и осадочные (известняки, песчанистые известняки, конгломераты и др.) отложения, залегающие на метаморфических породах палеозоя—допалеозоя (различные интрузивные породы, вулканиты, сланцы, мраморы, гнейсы и др.).

В тектоническом отношении описанные районы характеризуются наличием брахиантиклинальных и синклинальных складок общекавказского и антикавказского простираний, разбитые разрывными нарушениями на крупные блоки пород. Блоковое строение служило основанием выделения ряда структурно-металлогенических (рудных) зон и подзон с характерной для них рудной минерализацией [2, 5].

На основании взаимоотношений пород различных эпох, наличия перерывов, несогласного залегания разновременных и разнохарактерных толщ выделяются палеозой-допалеозойский, нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой, верхнемеловой, эоценовый, олигоценовый и мио-плиоценовый структурные ярусы с прорывающими их интрузивными массивами, штоками и дайками.

Оруденение (промышленное) находится главным образом в породах нижне-среднеюрского, верхнеюрско-нижнемелового, верхнемелового и эоценового структурных ярусов.

Интрузивные породы отмеченных районов весьма разнообразны как по петрографическому составу, фациальным особенностям, так и по времени внедрения. Здесь представлены интрузии основных и ультраосновных, средних, кислых и щелочных пород гипабиссальной, субвулканической и нередко жерловой фаций. По возрасту среди них выделяются палеозой-допалеозойские (габбро,габбро-диабазы. кварцевые диориты, гранодиориты, лейкократовые граниты, кварц-порфириты, гранит-порфириты—Храмский, Локский и Арзаканский массивы), юрские (граниты, плагиограниты, кварцевые диориты, банатиты, дайки и субвулканические тела диабазов, порфиритов, кварцевых порфиритов, альбитофиров—Ахпатский, Поладаурский, Бардадзорский интрузии, Алавердское рудное поле), меловые (Казарети, Шнох-Кохб, Цахкашат, Чочкан; дайки и субвулканические тела диабазовых порфиритов, кварцевых порфиритов, кварцевых альбитофиров, дацитов—Маднеульское и Алавердское рудные поля), эоценовые (сиенито-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты, дайки и штоки альбитофиров, кварцевых альбитофиров, андезитов, андезито-дацитов, дацитов, кварц-порфира, сиенит-порфира, гранит-порфира—Вакиджвари, Мериси, Каджеринский, Гилут, Хидзорут и др.) и олигоцен-миоценовые (дациты, фельзиты, гранит-порфиры, диабазы, липариты—Чкнах-Базумский, Маднеульский, Болнисский рудные районы).

Интрузивные породы играют большую роль в металлогении описанных рудных районов. В связи с ними образовались позднемагматические хромитовые, постмагматические контактово-метасоматические железорудные, постмагматические гидротермальные медные, медно-молибденовые, полиметаллические, золоторудные, сурьмяные, ртутные, марганцевые и баритовые месторождения и проявления.

Роль интрузивного магматизма, различных его фаций различна в генезисе руд. С одними породами оруденение имеет генетическую (хромитовое, скарновое железорудное, медное) связь, с другими—парагенетическую (медное, полиметаллическое, молибденовое и др.)

В образовании и локализации оруденения в одном и другом рудном районе важное место принадлежит разрывным нарушениям различного порядка. Часть из них является границами различных блоков пород, рудных зон, подзон и полей (глубинные разломы между Храмской, Аджаро-Триалетской, Джавахетской. Локской, Маднеули-Поладаурской, Сакиро-Дманисской зонами и подзонами в Груз. ССР; Севано-Ширако-Акеринской и Лалвар-Санаинской в Арм.ССР). По другим разломам внедрялись дайки, силлы и штоки интрузивных пород (Локско-Агдамский, Маднеули-Поладаурский, Квемо-Болниси-Дагет-Хачинский и др.—Груз. ССР; Маймех-Мегрутский, Алаверди-Шамлугский и др. Арм. ССР). Третья группа нарушений контролирует оруденение (Маднеульское, Квемо-Болнисское, Цителсопельское, Машаверское, Дамблудское, Мошеванское и др.—Груз. ССР; Алавердское, Шамлугское, Ахтальское, Техутское, Марцигетское, Куйбышевское и др.—Арм. ССР). Последняя группа нарушений в основном пересекает все породы, нередко до эоцен-олигоцена включительно (Марцигетское, Куйбышевское и др.). Среди разрывных нарушений в размещении магмати-

ческих пород (штоки, силлы, дайки), а затем и рудной минерализации важное значение имеют глубинные и региональные разломы и их оперения.

Следует отметить также рудоконтролирующую роль горстовых и антиклинальных поднятий (Храмское, Локское, Дманисское, Маднеульское, Зураб-Набцкребское, Опертинское, Капанахчское и др.— Груз. ССР; Алавердское и др.—Арм. ССР), сложенных палеозойскими, юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. Эти и другие складки пологопадающие, куполовидные и быстро выклиниваются, простираясь в различные стороны. Все это, по всей вероятности, является поверхностным проявлением глыбовой тектоники фундамента и его неглубокого залегания. В этих структурах промышленная медная, полиметаллическая, золоторудная минерализации приурочены к тем нарушениям, которыми разбиты на различные блоки наиболее молодые, меловые и нередко верхнеэоцен-олигоценовые породы. Все это свидетельствует главным образом о меловом и послемеловом возрасте оруденения. Нередко нахождение однотипной рудной минерализации в более древних породах не может служить основанием отнесения ее к более древним металлогеническим эпохам. Например, однотипная с Маднеульским месторождением медная и полиметаллическая минерализация в Алавердском рудном поле находится в средне-верхнеюрских породах, локализуясь в молодых разрывных нарушениях, секущих складки и слагающие ее породы по всем направлениям. Кроме того, здесь рудные тела секут жильные породы, которые прорывают отложения верхней юры. Все это и наличие аналогичных руд на Маднеульском месторождении в верхнемеловых и их секущих породах свидетельствуют о молодом возрасте оруденения и в Алавердском рудном поле.

Определенное сходство наблюдается и в морфологических особенностях рудных тел соответствующих рудных формаций. Для контактово-метасоматических месторождений это пластообразные, линзообразные и редко жильные тела, главным образом на экзоконтактах интрузивных массивов с вулканогенными и осадочными (известняки) породами. Меднорудным и полиметаллическим месторождениям характерны линзообразные, штокообразные и жильные тела, а также зоны прожилково-вкрапленной минерализации, а медно-молибденовым—штокверковые зоны, небольшие жилы и прожилки.

Сходство месторождений Алавердского и Болнисского рудных районов проявляется также в глубине и температуре минералообразования, в вертикальном размахе оруденения, в зональности отложения различных минеральных типов руд, во влиянии физико-механических свойств пород на размещение оруденения (рудовмещающие и экранирующие) и других вопросах условий рудообразования. Установлено, что мощность надрудной покрышки пород времени рудообразования для Маднеульской и Алавердской групп месторождений составляет от 800 до 1200 *м*, рудные тела залегают на абс. отметках от 450 до 650—700 *м*, температура образования продуктивных минеральных парагенезисов составляет от 100 до 400°С. Вертикальный размах оруденения составляет от 500 до 800 *м* (реже до 1000 *м*). Интенсивная минера-

лизация наблюдается на интервале 400—600 *м*. На всех медных и полиметаллических месторождениях наблюдаются элементы вертикальной и горизонтальной зональности—пиритовые и пирит-халькопиритовые типы руд находятся на нижних горизонтах, а полиметаллические и баритовые—на верхних и флангах. Нередко полиметаллические и баритовые руды образуют самостоятельные тела и месторождения (Мадиеульское, Квемо-Болнисское, Алавердское, Шамлугское, Ераванкское, Акорнское, Давид-Гареджское, Мушеванское и др.). На промышленных месторождениях наиболее крупные и богатые рудные тела расположены в кварцевых кератофирах, туфобрекчиях, туффитах, туфопесчаниках, вторичных кварцитах, под экранирующими альбитофирами порфиритами, агломератами, липарито-дацитами.

Сходство описанных рудных районов наиболее четко проявляется в их металлогении. В этих и соседних рудных районах обнаружены месторождения железных (Демурсу, Саркинети, Даркилиса, Гулар, Балидара и др.—Груз. ССР; Кохб, Бовери-Гаш, Мисхана, Карцах, Вартагюх, Базум и др.—Арм. ССР), медных (Маднеули, Цителсопели, Абульмульк, Мушеван и др.—Груз. ССР; Алаверди, Шамлуг, Анкадзор, Чибухли и др.—Арм. ССР), полиметаллических (Джандар, Камышли, Маднеули, Квемо-Болниси, Мошевани, Сакир и др.—Груз ССР; Ахтала, Привольное, Марцская группа и др.—Арм. ССР), медно-молибденовых (Грма-Хевское, Ивановское, Мамула-Сопельское и др.—Груз. ССР; Техутское, Шевутское, Пиджутское, Назои-юртское и др.—Арм. ССР), золоторудных Маднеульское,—Груз. ССР; ртутных (Дарбазское, Квемо-Болнисское и др.—Груз. ССР; Атанское, Лорутское, Дсехское и др.—Арм. ССР), марганцевых (Самшвигде, Богви, Санеба, Чхиквта и др.—Груз. ССР; Саригюх, Котигюх, Гергер, Калача, Дебед, и. др.—Арм. ССР), баритовых (Карадаг, Котур, Давид-Гареджи, Киль-Саль-Пинт и др.—Груз. ССР; Ераванк, Акори, Воскесар, Вартагюх и др.—Арм. ССР) руд, возраст которых определяется в основном альпийской металлогенической эпохой. Даже только простое перечисление рудных месторождений показывает идентичность металлогении отмеченных районов.

Месторождения, принадлежащие к определенному типу, характеризуются аналогичными минералого-геохимическими особенностями. В них сходны также ход минералообразующих процессов, количество и однотипность стадий минерализации (табл. 1), минеральный и химический составы руд и характер примесей (табл. 2). Характерными минералами железных руд являются гематит, магнетит; медных—пирит, халькопирит, сфалерит, барит, кварц, карбонат; полиметаллических—сфалерит, халькопирит, галенит, барит, карбонаты, гипс; золото-полиметаллических—сфалерит, галенит, самородное золото, халькопирит, кварц, карбонаты, барит, цеолиты; медно-молибденовых—молибденит, халькопирит, пирит, кварц, кальцит, ангидрит, гипс, гидрослюды; марганцевых—манганит, пиролюзит, псиломелан, кварц, халцедон, опал, карбонаты; баритовых—барит, кварц.

Таблица 1

Стадии минерализации и минеральный состав главнейших меднорудных месторождений Болнисского и Туманянского рудных районов

Месторождения	Стадии минерализации	Минеральный состав руд		
		главные	второстепенные	редкие
Маднеульское	1. Кварцевая	кварц, хлорит, гематит	Серицит, яшма, опал	Пирит, халькопирит, магнетит.
	2. Кварц-пиритовая	кварц, пирит	кальцит, халькопирит	Бравоит, кобальтин, сульванит
	3. Кварц-пирит-халькопиритовая	кварц, кальцит, пирит, халькопирит	Барит, флюорит, ангидрит, сфалерит, галенит	Халькозин, теннантит, тетраэдрит, сам. Au, Ag, марказит, бурнонит, тетрадимит, калаверит, дискразит, эмплектит, гаухокорнит, клаусталит, ширмерит, клапротит, висмутин, аляскаит, доломит, сидерит.
	4. Полиметаллическая	Кварц, барит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит	Кальцит, марказит, борнит, ангидрит, гипс, блеклые руды	Сам. золото, серебро, броньяртит, теннантит.
	5. Баритовая	Барит	Кварц, кальцит	Пирит, халькопирит
	6. Гипс-ангидритовая	Гипс, ангидрит	Кварц, кальцит	Пирит, халькопирит
	7. Кварц-карбонатная	Кварц, карбонат	Гипс, ангидрит	
Алавердское	1. Кварцевая	Кварц, хлорит, серицит	Кальцит, эпидот, каолинит, пирофиллит.	Пирит, магнетит, гематит, яшма.
	2. Кварц-пиритовая	Кварц, пирит	Халькопирит, кальцит, анкерит	Сфалерит, галенит, арсенопирит, тетрадимит, серицит, хлорит, магнетит, гематит.
	3. Кварц-пирит-халькопиритовая	Кварц, кальцит, пирит, халькопирит, сфалерит	Галенит, теннантит, тетрадимит, сам. золото, гематит, барит	Магнетит, миллерит, хромит, пирротин, висмутин, виттихенит.
	4. Полиметаллическая	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, кварц, барит,	Теннатит, тетраэдрит, борнит, марказит, ангидрит, гипс.	Бурнонит, тетрадимит, гессит, алтаит, сам. Au, Ag, электрум.
	5. Баритовая	Барит	Кварц, кальцит	Пирит, халькопирит
	6. Гипс-ангидритовая	Гипс, ангидрит	Кварц, кальцит	Пирит, халькопирит
	7. Кварц-карбонатная	Кварц, кальцит	Анкерит	Барит, гипс, ангидрит
Шамлугское	1. Кварцевая	Кварц, хлорит, серицит	Кальцит, эпидот, яшма	Пирофиллит, каолинит, пирит, магнетит, гематит
	2. Кварц-пиритовая	Кварц, пирит, каолинит,	Кальцит, хлорит, серицит, пирофиллит	Халькопирит, сфалерит, блеклые руды, магнетит, гематит.
	3. Кварц-пирит-халькопиритовая	Кварц, кальцит, пирит, халькопирит	Сфалерит, борнит, блеклые руды, барит	Галенит, станнин, пирротин, сам. Au, электрум, виттихенит, эмплектит, тетрадимит, гессит, сфен, магнетит, гематит.
	4. Полиметаллическая	Сфалерит, галенит, халькопирит, кальцит, барит	Кварц, ангидрит, гипс, марказит, теннантит, тетраэдрит	Алтаит, гессит, аргентит, сам. серебро, борнит, электрум
	5. Баритовая	Барит	Кварц, кальцит	Пирит, халькопирит
	6. Ангидрит-гипсовая	Гипс, ангидрит	Кальцит	Барит, пирит
	7. Кварц-карбонатная	Кварц, кальцит	Анкерит	Гипс, ангидрит.

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в различных минеральных типах руд по химическим и пробирным анализам (штуфные пробы)*

Месторождения	Типы руд	Содержание элементов в *г/т*						
		Se	*Te*	*Bi*	*Cd*	*Ge*	*Au*	*Ag*
Маднеульское	Пиритовая	26,0 / 2	4,0 / 2	96,0 / 2	1,1 / 2	1,2 / 2	0,65 / 2	7,0 / 2
	Пирит-халькопиритовая	59,3 / 6	7,0 / 6	150,0 / 6	2,1 / 6	2,0 / 6	1,3 / 4	16,6 / 4
	Полиметаллическая	9,4 / 14	3,3 / 14	42,2 / 14	402,5 / 14	5,3 / 14	1,01 / 8	161,8 / 8
Алавердское	Пиритовая	23,6 / 5	6,2 / 5	102,0 / 5	1,2 / 5	1,5 / 5	0,1 / 4	7,15 / 4
	Пирит-халькопиритовая	62,4 / 46	16,3 / 46	170,0 / 46	3,7 / 46	1,4 / 15	0,26 / 28	17,54 / 28
	Полиметаллическая	11,7 / 5	5,0 / 5	68,4 / 5	542,3 / 5	9,3 / 5	1,8 / 7	209,8 / 7
Шамлугское	Пиритовая	14,8 / 5	5,2 / 5	91,6 / 5	0,5 / 5	1,4 / 5	0,1 / 13	5,8 / 13
	Пирит-халькопиритовая	42,4 / 33	8,9 / 33	102,8 / 33	1,8 / 33	1,6 / 33	0,19 / 14	14,8 / 14
	Полиметаллическая	12,0 / 9	2,5 / 9	56,4 / 9	505,5 / 9	5,9 / 9	0,48 / 5	142,6 / 5

* В числителе содержание элементов, в знаменателе—число анализов.

В виде минералов-примесей в рудах железорудных месторождений участвуют мартит, мушкетовит, скаполит, андрадит, пирит, халькопирит; медных и полиметаллических—теннантит, тетраэдрит, энаргит, гематит, борнит, самородное золото, теллуриды висмута, свинца и серебра; золоторудных—сульфосоли, теллуриды, самородное серебро, электрум и другие. Характерными элементами-примесями руд постмагматических медных, медно-молибденовых, полиметаллических и золоторудных месторождений являются золото, серебро, висмут, теллур, селен, кадмий, индий, германий, рений.

Гидротермальные изменения пород медных, медно-молибденовых, полиметаллических, золоторудных и других месторождений представлены аргиллизацией пропилитизацией, цеолитизацией, гидрослюдизацией, карбонатизацией и образованием вторичных кварцитов, а на железорудных месторождениях—скарнированием [3, 7].

Важнейшими металлогеническими эпохами для сравниваемых рудных районов являются киммерийская и альпийская (для железорудных, медных, полиметаллических, золоторудных и других формаций руд). Каледонская и герцинская металлогенические эпохи почти не проявлены или проявлены весьма слабо (небольшие проявления медно-гематитовых, полиметаллических, баритовых руд и шлиховые ореолы золота,

касситерита и вольфрамита в районах Храмского, Локского и Арзаканского массивов).

Основная часть постмагматических гидротермальных месторождений и проявлений Болнисского рудного района и частично Туманянского и Степанаванского приурочена к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям верхнего мела и эоцена. Это лишний раз доказывает, что месторождения аналогичного характера и типа, размещенные в юрских отложениях в Туманянском рудном районе, являются не среднеюрскими, а более молодыми.

Некоторые локальные особенности геологического строения, блоковой структуры, магматизма и металлогении, проявленные в Болнисском и Туманянском рудных районах, привели к выделению рудных зон, подзон и полей с характерной для них рудной минерализацией. Такими зонами и подзонами являются Джавахетская, Храмская, Тетрицкаро-Асуретская, Маднеульско-Поладаурская, Локская, Сакирская в Груз. ССР [2, 10]; Алавердская, Привольненская, Базумская и др. в Арм. ССР [5]. В этих зонах выделяются рудные поля—Маднеульское, Дарбазское, Саркинетское, Квемо-Болнисское, Поладаурское, Питаретское, Дамблудское и др. в Груз. ССР; Алавердское, Техутское, Мариигетское, Степанаванское, Базумское и др. в Арм. ССР.

В свете изложенного следует отметить, что однотипность геологического, геоструктурного и магматического развития Болнисского и Туманянского рудных районов обусловила сходство их металлогенического облика. Для этих рудных районов главной металлогенической эпохой является альпийская.

Среди рудных проявлений описанных рудных районов выделяются позднемагматические хромитовые и титаномагнетитовые, постмагматические, контактово-метасоматические железорудные, постмагматические гидротермальные (плутоногенные и вулканогенные) медные, полиметаллические золото-сульфидные, ртутные, марганцевые и баритовые формации руд.

Все крупные месторождения железорудной, медной, полиметаллической, золоторудной и других формаций руд образовались в послескладчатый период формирования области.

По сходству геологических, структурных, минералого-геохимических особенностей медные и полиметаллические месторождения Туманянского рудного района, расположенные в области развития юрских вулканогенно-осадочных отложений, как и аналогичные месторождения юго-восточной Грузии, являются более молодыми, возможно, послеверхнемеловыми образованиями.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5. V. 1983.

Ш. Х. АМИРЯН, А. З. АЛТУНЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН

ТУМАНЯНСКОГО (АрмССР) И БОЛЬНИССКОГО (ГрузССР) РУДНЫХ РАЙОНОВ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ИХ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

А н н о т а ц и я

Рассмотрены особенности геологии, структуры и металлогении Туманянского и Больнисского рудных районов. Установлено, что общность геотектонического и магматического развития предопределила их металлогеническое сходство. В пределах этих районов широко распространены железорудные, медные, полиметаллические, медно-молибденовые порфировые, золоторудные, ртутные, марганцевые и баритовые месторождения, характеризующиеся общностью генетических и минералого-геохимических особенностей.

Sh. H. AMIRIAN, A. Z. ALTUNIAN, M. S. AZIZBEKIAN

TUMANIAN (ARMENIAN SSR) AND BOLNISY (GEORGIAN SSR) ORE REGIONS GEOLOGY AND METALLOGENY PECULARITIES AND THEIR COMPARATIVE CHARACTERISTIC

A b s t r a c t

The pecularities of geology, structure and metallogeny of Bolnisy and Tumanian ore regions are considered in this paper. It is established that geotectonic and magmatic development uniformity predetermined their metallogenical resemblance. The iron, copper, polymetallic, porphyry copper-molybdenum, gold, mercury, manganese and barite ore deposits are widespread within the limits of these regions, being characterized by analogous genetical and mineralogical-geochemical features.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Геологическое строение и металлогения юго-восточной Грузии. Мецниереба, Тбилиси, 1965.
3. *Гогишвили Т. Ш.* и другие Метасоматизм и колчеданное рудообразование в Больнисском рудном районе. В кн. Метасоматизм и колчеданное оруденение, Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1975.
4. *Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1947.
5. *Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А.* Алавердский рудный район. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1968.
6. *Назаров Ю. М.* Особенности формирования месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. М., Недра, 1966.
7. *Саркисян Г. А.* и другие Метасоматические формации колчеданоносных зон Армянской ССР. В кн.: Метасоматизм и колчеданное оруденение. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1975.
8. *Твалчрелидзе Г. А.* Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
9. *Твалчрелидзе Г. А.* Главные типы металлогенической зональности рудных провинций. В кн.: Эндогенные рудные месторождения, М., Наука, 1968.
10. *Ткемаладзе М. Т.* Геолого-структурные условия формирования медных и свинцово-цинковых месторождений Болнисского рудного района (ГрССР), Мецниереба, Тбилиси, 1982.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 10—24, 1984

УДК: 552.11.08(479.25)

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

К ВОПРОСУ ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ДРЕВНИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АПАРАН-АНКАВАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

На основании анализа и обобщения большого фактического материала полевых и изотопно-геохронологических исследований рубидий-стронциевым изохронным методом установлен возраст лейкогранитов Апаран-Анкаванского выступа Арзаканского кристаллического массива (371±13 *млн. лет*), отличающихся от позднерифейских мигматит-гранитов Арзакан-Бжнийского массива петро- и геохимическими особенностями. Внедрение гранитной магмы, генерированной в низах кристаллического субстрата, происходило вдоль разрывных нарушений субмеридионального направления, образование которых связано с позднейшим расколом фундамента в нижнем палеозое.

Вулканогенные породы СЗ части Цахкуняцкого антиклинория расчленены на две серии пород (слабо дифференцированные оливиновые базальты и сильно дифференцированные кварцевые толеиты), отвечающие проявлениям разнотипного вулканизма и резко разорванные по времени их формирования.

Рассматриваемые магматические образования Апаран-Анкаванского выступа Арзаканского кристаллического массива находятся в пределах Цахкуняцкого антиклинория, расположенного в северо-западной части Цахкунк-Зангезурской зоны Малокавказского мегантиклинория. Апаран-Анкаванский массив с севера отграничивается от Севано-Ширакской эвгеосинклинальной среднеальпийской зоны крупным Анкаван-Сюникским разломом глубокого заложения.

Геология Цахкуняцкого антиклинория, в сложении которого принимают участие различные толщи пород от древних метаморфических до молодых четвертичных образований, изучалась в разные годы многими исследователями [1, 2, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 15, 18, 22, 24, 25, 26, 31, 32 и др.].

Характерной особенностью рассматриваемой территории является широкое развитие метаморфических пород докембрий-нижнепалеозойского (?) возраста мощностью около 5000 *м*, прорванных разновозрастными интрузивными и дайковыми породами различного состава.

Разными исследователями [5, 8, 24] в метаморфическом комплексе выделяются от трех до шести свит, между которыми отмечаются перерывы и несогласия. Детальными геолого-петрографическими исследованиями В. А. Агамаляна [1] весь комплекс Арзаканского кристаллического массива расчленяется на две разновозрастные серии (нижняя—докембрий (?) и верхняя—нижний палеозой (?)), а в их составе—на шесть свит. Исследованиями А. А. Белова и С. Д. Соколова [13] отмечается отсутствие аналогов апаранской свиты в Арзаканском массиве.

Возрастная датировка отдельных свит основывается на геолого-литологических сопоставлениях со сходными образованиями Дзирульского, Храмского и Локского массивов, по аналогии с которыми большинство исследователей относит их к докембрию-нижнему палеозою. Для этого комплекса, за исключением апаранской свиты, характерна

интенсивная дислоцированность, высокая степень метаморфизма и приуроченность к ядрам крупных антиклинальных структур.

Наиболее высокое стратиграфическое положение в составе рассматриваемых образований занимает апаранская свита (древняя вулканогенная толща по В. Н. Котляру [18]), представленная слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, имеющими широкое распространение в западной части Апаран-Анкаванского выступа кристаллического фундамента. Она отделена от сланцевой толщи и приведена на один уровень разломом северо-западного направления. В их составе выделяются диабазовые порфириты, туфы, туфопесчаники и реже туфобрекчии; отмечаются также роговики с прослоями и линзами мраморов [18, 25]. Детализированная схема расчленения и петрографическая характеристика пород свиты дается также в работах А. А. Белова и С. Д. Соколова [13] и В. А. Агамаляна [2], общие сведения по которым, с дополнением новыми данными, полученными З. О. Чибухчяном, приводятся ниже.

Породы вулканогенной толщи в ее низах представлены спилитизированными базальтами (апооливиновыми), вариолитами, которые распространены к северо-западу и югу от с. Лусагюх. В минеральном составе пород участвуют редкие микровкрапленники разложенного оливина, пироксена, а основной массы—лейсты мутноватого плагиоклаза, погруженного в вулканическое стекло, с поздней наложенной хлоритизацией, эпидотизацией и альбитизацией.

В верхней части разреза толщи вулканогенные породы представлены диабазовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и т. д., широко развитыми на западных склонах г. Дамрик. Диабазовые порфириты имеют диабазовую, офитовую структуру с незначительным количеством вкрапленников; минеральный состав—основной плагиоклаз, моноклинный пироксен и продукты вторичных изменений. Примерно в 1 *км* к ЮЗ от г. Дамрик среди брекчированных диабазовых порфиритов одним из авторов настоящего сообщения была встречена инъекционная брекчия дайкообразной формы, мощностью 10 *см*, имеющая четкие границы с вмещающими породами и содержащая обломки размером до 3 *см* различных по составу интрузивных (роговообманковые габбро, плагиограниты), метаморфических (в основном амфиболиты, амфиболовые сланцы) и эффузивных (измененные базальтовые порфириты) пород, вынесенных из глубин (рис. 1).

Рис. 1. Инъекционная брекчия с обломками метаморфических, интрузивных и эффузивных пород. Штуф. 2/3 натур. вел.

По данным А. А. Белова и С. Д. Соколова [13], в районе с. Сараландж геологическое строение более сложное и схематично представляется в следующем виде. Здесь по разрезу диабазовые порфириты согласно (?) сменяются разнообломочными туфами и туфопесчаниками, выше которых согласно залегают аргиллиты и алевролиты, содержащие в основании прослои полимиктовых и полимиктово-аркозовых песчаников мощностью до 1 *м* и конгломератов с обломками нижележащих пород. В низах свиты аргиллитов и алевролитов С. Д. Соколовым в обломках известняков были обнаружены остатки фораминифер и белемнитов мезозойского возраста.

По мнению ряда исследователей [2, 9, 13, 16, 23, 31], весь этот комплекс вулканогенных пород прослеживается до Спитакского перевала (СЗ часть Цахкуняцкого антиклинория), будучи объединен с отдельными выходами вулканитов этого участка в единую свиту (апаранскую).

Большинство исследователей [7, 27, 30, 31 и др.] относит вулканогенные породы района Спитакского перевала и несколько южнее от него к проявлениям мезозойского вулканизма. Обнажаются они в ядрах антиклинальных структур под верхнемеловыми образованиями (фаунистически датированные отложения турона) и представлены серией пород от базальтовых порфиритов до дацитовых и липарито-дацитовых порфиров [31]. Многочисленные калий-аргоновые датировки, соответствующие 130—134 *млн. лет*, близко отвечают рубежу мела и юры, но, учитывая заметную измененность пород, вызвавшую частичную утечку радиогенного аргона, возраст толщи может быть отнесен к средней-верхней юре.

Сопоставление вулканогенных пород СЗ части Цахкуняцкого антиклинория и Апаран-Анкаванского выступа (табл. 1) позволило выявить ряд существенных отличий между ними. Эти отличия находят свое выражение в особенностях минерального состава, структуры, характера распределения отдельных минералов, петрохимии и т. д., которые позволили отнести отмеченные серии пород к проявлениям разнотипного вулканизма, имевшим место в различных геолого-тектонических условиях [17, 20, 28, 29, 34 35, и др.].

Различия вещественного состава двух серий вулканогенных пород наглядно проявляются при их петрохимическом анализе, проведенном методами А. Н. Заварицкого и CIPW на основании данных табл. 2. Вулканогенные породы Апаран-Анкаванского массива по сравнению с таковыми СЗ части Цахкуняцкого антиклинория характеризуются отчетливо пониженной кремнекислотностью, высокой титанистостью (в два и более раза) и большими значениями известково-щелочного отношения, а также резко натриевым характером щелочности. Особенности химизма пород находят четкое отражение на вариационной диаграмме Торитона-Таттла (рис. 2), на которой точки составов распадаются по двум отдельным сериям. Вулканиты мезозойского возраста представлены сильно дифференцированной серией, все члены которой, начиная от основных разностей (кварцевые толеитовые базальты), располагаются в поле пересыщенных кремнеземом составов, а для другой

серии (собственно апаранской) отмечается слабая дифференцированность и нахождение в поле недосыщенных составов, чем и обусловлено появление нормативного оливина в их основных разностях (оливиновые базальты).

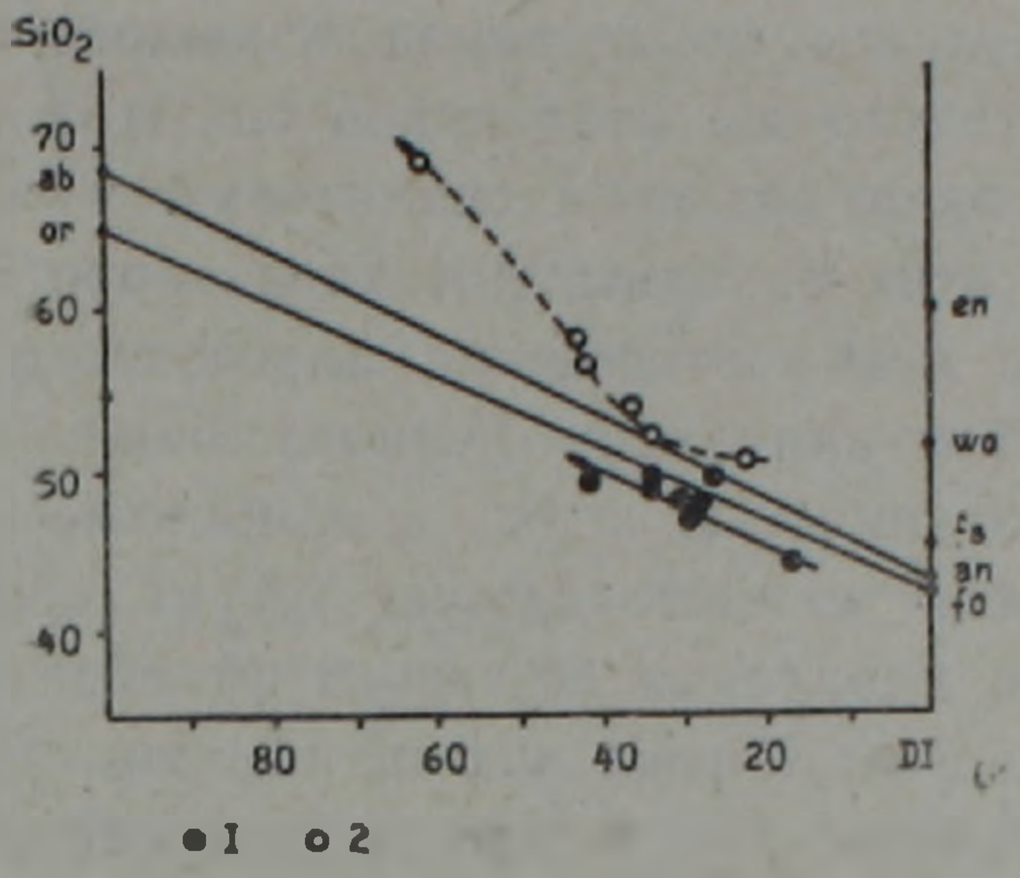


Рис. 2.

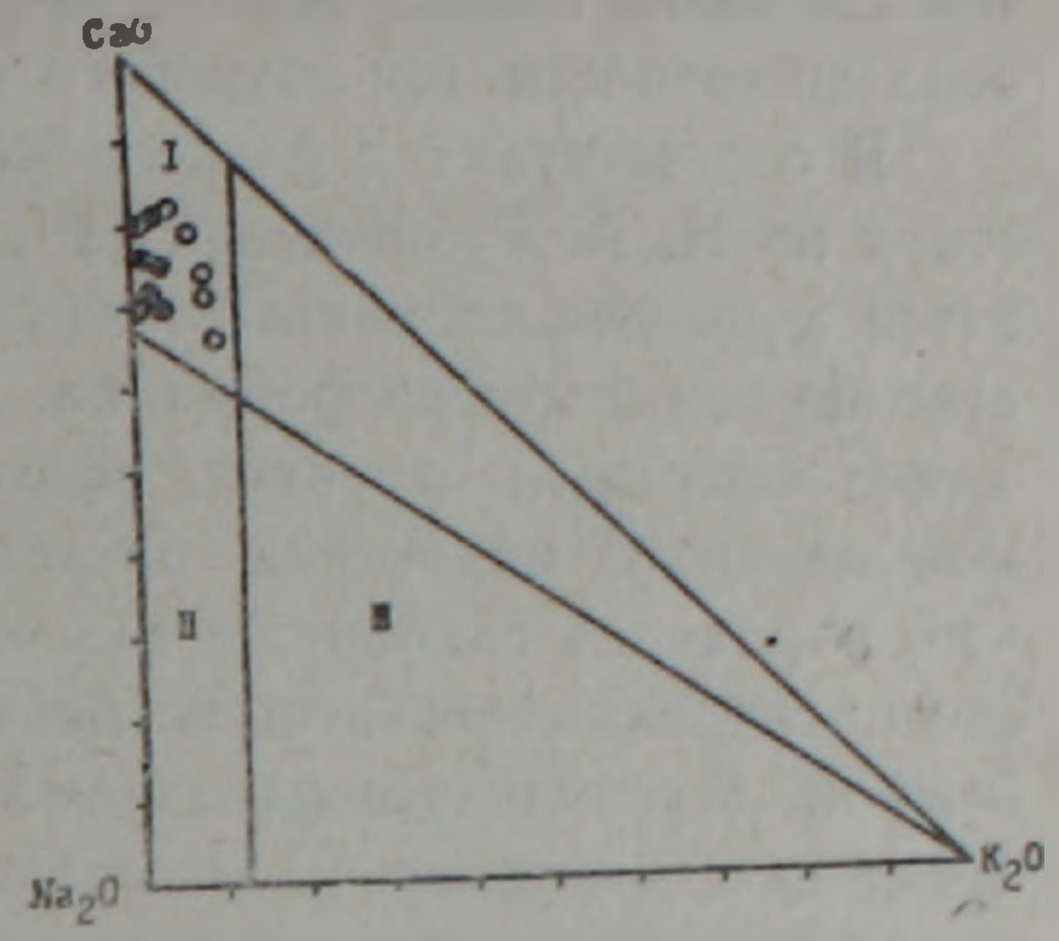


Рис. 3.

Рис. 2. Диаграмма Торнтона-Таттла для вулканогенных пород Цахкуняцкого антиклинория. Условные обозначения: залитые кружки—породы апаранской свиты, полые кружки—породы СЗ части антиклинория.

Рис. 3. Диаграмма $CaO—Na_2O—K_2O$ (по А. А. Маракушеву, 1975) для базальтоидов Цахкуняцкого антиклинория. Поля: I—первичные раннегеосинклинальные толентовые базальты; II—спилиты; III—натровые щелочные базальты. Условные обозначения: те же, что и на рис. 2.

Рис. 4. Вариационная диаграмма $Na_2O--K_2O—CaO$ для вулканогенных пород Цахкуняцкого антиклинория. Пути эволюции пород; 1—апаранской свиты, 2—СЗ части антиклинория.

На диаграмме $CaO-Na_2O-K_2O$ (рис. 3), где выделены поля для базальтоидов различного типа [20], соответствующие породы СЗ части антиклинория, представленные щелочноземельным рядом, располагаются в поле первичных раннегеосинклинальных толеитовых базальтов, а базальтоиды апаранской серии, располагаясь в том же поле, по своим петрохимическим особенностям стоят ближе к щелочному ряду, которые в отличие от первых отвечают структурам земной коры с далеко зашедшей стабилизацией.

Обе вулканогенные серии отличаются друг от друга также направ-

лением хода эволюции (рис. 4). Для пород апаранской серии наблюдается накопление щелочных алюмосиликатов от ранних членов к поздним при устойчиво превалирующем их натровом уклоне, а для вулканитов СЗ части антиклинория—большая известковистость и смена характера щелочности (от натрового к калиевому) к поздним членам ряда.

В соответствии с разделением вулканогенных пород основного состава по Н. А. Румянцевой [29], базальтоиды апаранской свиты относятся к умереннотитанистой группе, охватывающей спилитовую и собственно базальтовую формации. Для этих базальтоидов характерно наличие афировых структур, офитовые взаимоотношения плагиоклаза и моноклинного пироксена, поздняя кристаллизация рудного минерала, что, наряду со слабой дифференцированностью пород и вышеотмеченными петрохимическими особенностями, свидетельствует об их образовании в результате одновременного плавления большого объема материала и быстрого и безостановочного подъема магматического расплава в условиях большой проницаемости, обусловленной растяжением и раскалыванием жесткой коры.

Базальтоиды и ассоциирующие с ними породы СЗ части Цахкуняцкого антиклинория, обладающие резко выраженной порфировостью, по отмеченным признакам относятся к низкотитанистой группе, объединяющей толеит-андезитовую и базальт-трахиандезитовую формации, геологические условия проявления которых характеризуются более высокой тектонической активностью, меньшей проницаемостью коры и преимущественным режимом сжатия в областях их развития [28]. По Мак-Грегору [36] при подобных условиях происходит подъем уровня магмообразования и увеличение масштабов плавления, приводящее к уменьшению содержания TiO_2 в расплавах, а медленный подъем магмы, о чем свидетельствует большое количество порфировых выделений, способствует усвоению ею легкоплавких компонентов коры и их накоплению в конечных дифференциатах.

Наряду с вышеотмеченным, существенные коррективы по вопросу возрастной датировки вулканитов и их расчленения вносят новые данные по рубидий-стронциевому исследованию гранитов (370±15 *млн. лет*), прорывающих вулканогенные породы района с. Лусагюх, которые позволяют рассматривать последние в качестве отдельной серии и высказать убеждение об их нижнепалеозойском возрасте. Этот возраст хорошо согласуется с теми геологическими представлениями, по которым породы метаморфического комплекса в бассейне р. Аргичи должны перекрываться отложениями силура-нижнего девона, вследствие чего «...для апаранской вулканогенной свиты остается место лишь в рамках нижнего палеозоя (средний и верхний (?) кембрий)» (Назарян [25], стр. 33).

Рассматриваемый разрез метаморфического комплекса интрудирован плагиогранитами, роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми габбро, гранитами, тоналитами и т. д., возраст которых во многом дискуссионен [19].

Плагиограниты локализованы исключительно среди амфиболитов, а пироксен-роговообманковые габбро и граниты имеют активные кон-

Петрохимические особенности вул

Серия	Породы	Структурные особенности пород	Дифференцированность
Вулканогенная серия СЗ части антиклинория	Базальтовые порфириты, андезито-базальтовые порфириты, андезитовые порфириты, андезито-дацитовые порфириты, липарито-дацитовые порфиры	Ясно выраженная порфировая структура. Количество вкрапленников 30—40% в основных разностях и ~20% в кислых	Сильно дифференцированная серия (DI—от 22 до 61)
Вулканогенная серия центральной части антиклинория (апаранская свита)	Вариолиты, спилитизированные базальты, диабазы	Афировая или слабо выраженная микропорфировая структура. Структура основной массы вариолитовая, интерсертальная. Рудный минерал равномерно рассеян в виде пыли и мелких зерен.	Слабо дифференцированная серия (DI от 28 до 42)

Таблица 1

каногенных серий Цахкуняцкого антиклинория

Щелочно-известковистость (по Пикоку) и характер щелочности	Поведение породообразующих элементов	Формационная принадлежность и геологическая обстановка проявления базальтоидов
Известковый тип—69 Характер щелочности от натрового (ранние) сменяется калиевым (к поздним членам ряда)	1. Пересыщенность кремнеземом (кв. толеитовые базальты) 2. Щелочноземельный ряд (по Маракушеву) 3. Низкотитанистая группа ($TiO_2<1\%$, K_2O—переменный до 5% в поздних дифференциатах)	1. Толеит-андезитовая и базальт-трахиандезитовая формации 2. Геологическая обстановка характеризуется высокой тектонической активностью, меньшей проницаемостью коры и преимущественным режимом сжатия в областях их развития. Происходит подъем уровня магмообразования и увеличение масштабов плавления, приводящие к уменьшению содержания TiO_2 в расплавах, а медленный подъем магмы способствует накоплению легкоплавких компонентов в конечных дифференциатах (раннегеосинклинальные области—по Маракушеву)
Известково-щелочный тип—55. Устойчивый натровый уклон щелочности	1. Недосыщенность составов кремнеземом (оливиновые базальты). 2. Несколько повышенная щелочность (по Маракушеву). 3. Умереннотитанистая группа (TiO_2—1—2%, $K_2O \leqslant 1\%$).	1. Спилитовая и собственно базальтовая формации. 2. Образуются в результате одновременного плавления большого объема материала и быстрого (безостановочного) подъема магматического расплава в условиях большой проницаемости, обусловленной растяжением и раскалыванием жесткой коры (области далеко зашедшей стабилизации по Маракушеву)

такты с нижнепалеозойскими вулканогенными породами; все они дотуронского возраста ввиду наличия галек указанных пород в базальном конгломерате туронских отложений. В свете новых геологических данных—находка обломков роговообманковых габбро и плагиогранитов в нижнепалеозойских инъекционных брекчиях, возраст отмеченных пород рассматривается нами как кембрий-докембрийский.

Пироксен-роговообманковые габбро (небольшие тела в районе с. Лусагюх и к северу и югу от него, приуроченные к субмеридиональным структурам) характеризуются слабой дифференцированностью, несколько повышенной щелочностью (резко натрового уклона), умеренной титанистостью и т. д. [19]. Сходство петро- и геохимических особенностей габброидов и вулканитов апаранской свиты, относящихся к субщелочным разностям, возможно указывает на единый источник магмообразования, находящийся, по-видимому, в верхней мантии.

Выходы гранитов Апаран-Анкаванского выступа представлены несколькими изолированными друг от друга телами [2, 13, 19], имеющими близмеридиональное расположение и узкой полосой протягивающимися (с юга на север) от с. Варденис до южных склонов г. Дамрик и несколько далее. Внедрение этих тел имело место по Лусагюхскому (Каранлугскому) надвигу [13], сопровождаясь на восточном контакте сильной мигматизацией и гранитизацией вмещающих кварц-слюдистых сланцев; с запада интрузив контактирует с нижнепалеозойскими вулканогенными породами, в которых отмечается ороговикование, а также проникновение гранитного материала в виде апофиз.

С целью возрастного датирования пород гранитного комплекса в лаборатории изотопных исследований ИГН АН Арм. ССР были произведены радиогеохронологические рубидий-стронциевые исследования. Содержания рубидия и стронция определялись из разных навесок методом изотопного разбавления с использованием в качестве трассера чистых солей *Rb* и *Sr*, обогащенных соответственно изотопами ^{87}Rb (95%) и ^{84}Sr (49%). Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1309 в однолучевом режиме со ступенчатой разверткой масс-спектров по магнитному полю. Для всех образцов без исключения были выполнены специальные опыты без добавления индикаторного стронция, по которым проводились прямые измерения изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Полученные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах нормализовались к величине $^{86}Sr/^{88}Sr=0{,}1194$.

Коэффициенты вариаций отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ оценены по данным аналитического архива и составляют соответственно 2,0 и 0,15%. Погорешности возраста и первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ выражены в виде одного квадратичного отклонения.

Изотопно-аналитические данные 10 валовых проб лейкократовых гранитов сведены в табл. 3 и представлены графически в изохронных координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$—$^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 5). Как видно из графика, 8 из 10 образцов проявляют четкое линейное расположение аналитических точек, обработка изотопных данных которых простым методом наименьших квадратов приводит к изохронной зависимости (разброс точек от прямой целиком укладывается в экспериментальные погрешности) с

Таблица 2

Химические составы гранитоидов Цахкунятского антиклинория

№№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O_+	H_2O_-	CO_2	п п.п.	Сумма
1	50,81	0,35	16,45	3,08	7,77	0,14	6,86	11,11	1,86	0,70	0,05		0,18		1,20	100,51
2	51,92	0,29	17,84	4,39	5,22	0,23	5,25	9,20	2,41	1,20	0,07		0,81		1,86	100,69
3	56,73	0,20	16,16	3,57	5,37	0,20	4,83	8,26	2,92	1,23	0,08		0,07		0,69	100,31
4	58,30	0,76	16,57	5,23	3,82	0,18	2,51	9,35	1,75	0,80	0,26		0,03		1,10	100,66
5	69,20	0,15	14,08	0,20	9,92	0,07	0,50	3,21	1,50	1,75	0,07		0,16			100,81
6	54,05	0,78	20,40	4,02	5,04	0,09	3,20	9,64	2,20	1,10	0,09		0,10		0,15	100,86
7	47,95	1,70	14,65	3,24	7,82	0,18	7,56	10,62	2,94	0,50	0,28	2,05	0,26			99,75
8	49,39	1,54	18,48	1,65	8,53	0,14	7,46	2,98	2,64	2,79	0,34	3,49	0,20			99,63
9	48,26	1,28	14,68	3,11	4,53	0,11	8,80	11,67	3,31	0,35	0,05	3,24	0,34			99,73
10	49,77	2,80	10,69	4,76	10,62	0,16	6,88	9,52	4,00	0,15	0,25		0,05		0,12	99,77
11	44,46	0,97	17,01	4,01	9,65	0,22	8,55	11,62	2,30	0,16	н/обн.		н/обн.	н/обн.	0,20	99,45
12	46,94	0,71	19,54	5,09	6,81	н/обн.	7,16	8,40	3,10	0,46	0,05		0,10	0,57	2,18	100,11
13	49,20	2,15	12,10	6,29	8,68	0,16	5,85	9,76	3,50	0,35	0,12		0,30		1,30	99,76
14	50,10	1,63	14,12	2,74	7,56	0,15	7,66	12,75	3,00	0,15	0,02		0,10		0,60	100,56

Аналитики: З. Ш. Гаспарян (10), Э. Г. Еганян (6, 13, 14), Ж. П. Меликян (11, 12); хим. лаборатория ИГН АН Арм.ССР. Места взятия проб: Вулканогенные породы СЗ части Цахкуняцкого антиклинория (1—5—по Р. А. Хоренян, 1975; 6—колл. З. О. Чибухчяна): 1—базальтовый порфирит, сред. 8 ан.; 2—андезито-базальтовый порфирит; сред. 6 ан.; 3— андезитовый порфирит, сред. 3 ан.; 4—андезито-дацитовый порфирит; сред. 2 ан.; 5—дацитовый порфир; 6—андезито-базальтовый порфирит.

Вулканогенные породы Цахкуняцкого антиклинория (7—9 по А. А. Белову и С. Д. Соколову, 1973): 7—основные лавы апаранской серии, сред 16 ан.; 8—диабаз. изменен., низы апаранской толщи; 9—дайка диабаза.

Вулканогенные породы Апаран-Анкаванского кристаллического массива (апаранская свита): 10,11—вариолит; 12—базальтовый порфирит; 13—диабаз, слабо измен., 14—базальт сферолитовый (10—14—колл. З. О. Чибухчяна).

наклоном прямой, соответствующей возрасту 371±13 *млн. лет* при величине константы распада ^{87}Rb равной $1{,}42 \cdot 10^{-11}$ *лет* $^{-1}$. Точки двух образцов, отклоняющихся от изохроны, соответствуют породам, испытавшим влияние более поздних наложенных процессов (обр. 1205—частичная милонитизация, обр. 1667—гидротермальное изменение), ко-

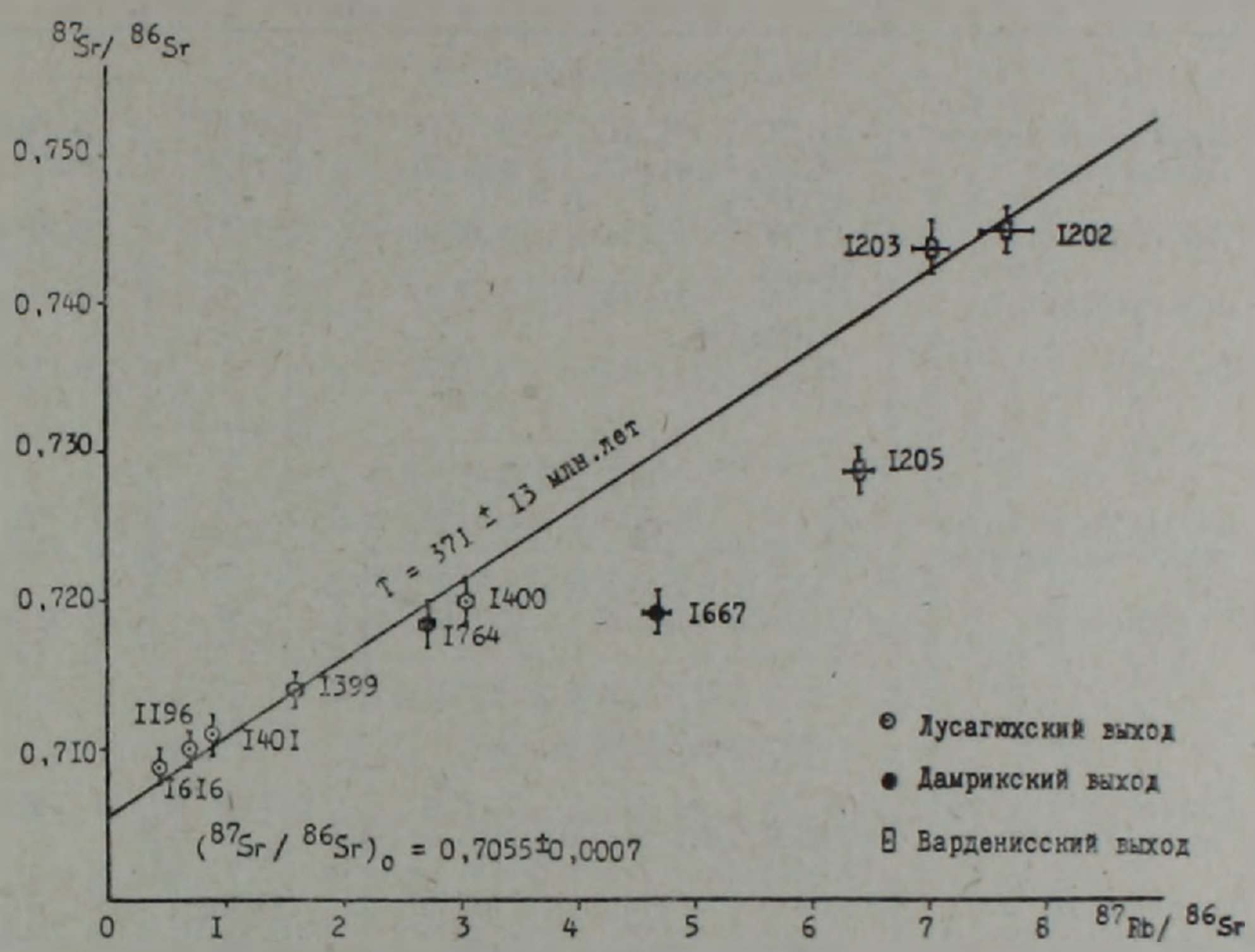


Рис. 5. Рубидий-стронциевая изохрона для лейкократовых гранитов Апаран-Анкаванского массива.

торые не могут оставаться замкнутыми геохимическими системами и, как правило, дают заниженные значения возраста. Получение изохронной зависимости по 8 образцам из трех пространственно разобщенных выходов указывает на существование реального геологического процесса, приведшего 371±13 *млн. лет* назад к изотопной гомогенизации стронция в лейкократовых гранитах, причем ее масштаб был достаточно большим.

Поэтому наиболее вероятной кажется интерпретация полученного значения возраста как времени внедрения гранитной магмы. Такому выводу не противоречит найденная для гранитов величина первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7055 \pm 0{,}0007$.

Таким образом результаты *Rb—Sr* изохронной датировки указывают по меньшей мере на среднедевонское время формирования гранитов.

Среди пород гранитного комплекса Апаран-Анкаванского выступа наибольшим развитием пользуются лейкократовые граниты, в меньшей мере—граниты и гранодиориты. В своем большинстве они обладают ясно выраженной полосчатой текстурой, наиболее четко проявленной в эндоконтактовых зонах. Структура пород гранитовая, гипидиоморфнозернистая, местами гранофировая, нередко порфировидная; характерно наличие протокластических структур, появление которых обусловлено

Таблица 3

Rb—Sr изотопно-аналитические данные гранитов Апаран-Анкаванского кристаллического массива

№№ обр.	Порода	*Rb*, *мкг/г*	*Sr*, *мкг/г*	$^{87}Rb/^{86}Sr$ атомные отношения	$^{87}Sr/^{86}Sr^{*}$ атомные отношения	$^{87}Sr/^{86}Sr^{**}$ атомные отношения
		Лусагюхский выход				
1196	Лейкогранодиорит	34,287	141,342	0,7018	0,7113	0,7101
1399	Лейкогранит	59,334 61,576	101,976	1,7150	0,7150	0,7142
1400	Лейкогранит	77,343 76,906	73,038	3,0548	0,7171	0,7198
1401	Лейкогранит	49,530 51,025	165,039	0,9132	0,7116	0,7109
1616	Гранит	33,231 32,897	219,538	0,4351		0,7087
		Дамрикский выход				
1667	Лейкогранит гидротермально измененный	62,112 64,128	39,043	4,6768	—	0,7195 0,7187
1764	Лейкогранит	100,165 97,146	106,307	2,7258	—	0,7179 0,7188
		Варденисский выход				
1202	Гранодиорит (эндоконт. фация)	103,780 109,731 106,263	40,243	7,6624	0,7437	0,7455
1203	Лейкогранит	116,981	48,180	7,0238	0,7418	0,7442
1205	Лейкогранит милонитизированный	62,802 64,634	28,771 28,752	6,4059	0,7306	0,7292

Примечание: *Изотопные отношения вычислены из опытов с добавлением индикатора.
** Прямые измерения изотопных отношений.

формированием интрузии при незавершенности движения вдоль отмеченного здесь пологого надвига [13]. В минеральном сложении пород принимают участие в качестве главных компонентов полностью упорядоченные полевые шпаты—кислый плагиоклаз (№ 4—8), решетчатый максимальный микроклин, кварц, редко биотит и мусковит; акцессории—апатит, циркон, рудный минерал, иногда ортит; вторичные минералы—хлорит, эпидот, серицит. В порфировидных разностях в роли вкрапленников выступают кварц и реже калинатровый полевой шпат.

Породы жильно-магматической фазы представлены аплитами, пегматитами, а также аляскитами, имеющими, как правило, небольшие размеры.

На Цахкуняцком антиклинории породы близкого состава слагают крупный Арзакан-Бжнийский массив мигматит-гранитов (гранитогнейсов, по В. А. Агамаляну), который локализован исключительно среди пород нижней серии метаморфического комплекса и относится большинством исследователей [1, 8, 12, 21, 27 и др.] к древним образованиям. Новые данные радиогеохронологических исследований (получена рубидий-стронциевая изохрона с возрастом 620 *млн. лет*), также сви-

Таблица 4

Химические составы гранитоидов Цахкуняцкого антиклинория

№№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O_+	H_2O_-	п п.п.	Сумма
1	75,80	0,23	12,55	1,94	1,30	0,02	0,58	0,84	3,00	3,80	0·04		н/обн.	0,72	100,82
2	79,00	0,06	12,20	0,20	0,84	0,03	0,20	1,50	3,20	2,75	0,02		0,10	0,50	100,60
3	78,10	0,10	11,50	1,00	1,40	н/обн.	0,18	1,48	2,50	4,20	н/обн.		0,10	0,10	100,66
4	77,00	0,26	9,47	4,47	1,98	н/обн.	0,20	0,98	2,80	2,50	н/обн.		н/обн.	0,73	100,39
5	70,30	0,50	13,90	3·50	1,12	0,21	0,90	1,20	4,00	2,80	0,18		0,25	1,50	100,36
6	76,50	0,04	12,86	0,49	1,07	0,02	н/обн.	1,05	2,40	5,30	0,25		0,02	0,21	100,21
7	81,87	н/обн.	10,01	н/обн.	1,07	0,01	н/обн.	0,84	1,40	4,40	0,23		н/обн.	0,10	99,96
8	78,13	н/обн.	12,49	1,09	0,71	0,01	н/обн.	0,63	3,40	4,00	0,18		н/обн.	0,13	100,77
9	77,01	0,16	13·55	0,28	0,71	0,01	0,10	0,91	4,00	3,20	0,11			0,78	100,82
10	78,77	н/обн.	12,37	1,23	1,42	н/обн.	0,20	0,63	4,10	1,30	н/обн.		н/обн.	0,44	100,46
11	72,48	0,36	13,76	1,63	1,06	0,02	0,97	1,60	3,73	2,83		1,28	0,23		99,95
12	73·38	0,33	13,24	1,34	1,99	0,02	1,03	1,66	3,82	1,80		0,92	0,18		99,71
13	73,50	0,23	13,04	сл.	2,42	0,05	1,94	2,30	1,93	3,19		1,40	0,23		100,23
14	73,37	0,25	12,59	1,57	1,43	—	1,10	2,37	1,97	3,46		1,74	0,25		100,10
15	63,51	0,72	15,00	4,00	2,92	0,09	0,81	1,90	4,21	2,62		3,78	0,17		99,73

Аналитики: Г. М. Джрбашян (1), З. Ш. Гаспарян (6, 7, 8), Э. Г. Еганян (2, 3, 5), Ж. П. Меликян (4, 10), М. М. Языджян (9), К. А. Закланова (13, 14), М. Т. Селютина (11, 12, 15). Места взятия образцов: Апаран-Анкаванский кристаллический массив: 1,2—лейкогранит, Варденисский выход; 3—гнейсовидный лейкогранит, к северу от с. Сараландж; 4—гнейсовидный лейкогранит, отрог к югу от с. Лусагюх; 5—гранит, в 1 км к востоку от с. Лусагюх; 6—лейкогранит, Дамрикский выход; 7—лейкогранит пегматоидный, Дамрикский выход; 8—лейкогранит аплитовидный, Дамрикский выход; 9—лейкогранит, водораздел р.р. Касах и Мармарик, 10—лейкогранит, в 2,5 *км* к ВСВ от с. Меликгюх [1—10—колл. З. О. Чибухчяна].

Арзаканский кристаллический массив: 11—14—гранитогнейсы Арзакан-Бжнийского массива; 15—двуслюдяной гнейс [11—15—колл. К. Н. Паффенгольца].

детельствуют о байкальской консолидации фундамента Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоны [4].

Детальные исследования вещественного состава рассматриваемых гранитов и мигматит-гранитов (гранито-гнейсов) Арзакан-Бжнийского массива показывают, что между ними существуют различия, проявляющиеся не только в их геологической позиции, но и в петро- и геохимических особенностях.

Граниты по сравнению с мигматит-гранитами (табл. 4) характеризуются повышенной щелочностью (калиевого уклона) и железистостью, высокой кремнекислотностью, сильной пересыщенностью глиноземом и пониженной известковистостью и магнезиальностью. Наибольшей кремнекислотностью и резко калиевым характером щелочности обладают породы Дамрикского выхода, что сближает их с аляскитами.

Петрохимические особенности гранитов и мигматит-гранитов четко отражаются на диаграмме Торнтона-Таттла (рис. 6), на которой точки составов соответствующих пород занимают обособленные поля, причем наиболее близкое положение к гнейсу занимают породы Арзакан-Бжнийского массива.

В целом и для гранитов, и для мигматит-гранитов отмечается сравнительная выдержанность содержаний суммы щелочей и CaO, при резком изменении характера щелочности, ведущей к преобладающей роли калия от ранних членов к поздним (рис. 7).

Из диаграмм (рис. 6) видно, что породы рассмотренных массивов уже в начальных фазах внедрения представлены образованиями высокой степени дифференциации, расположенными в поле пересыщенных кремнеземом составов. Из этого вытекает важный вывод о том, что порции магматических расплавов, давших отмеченный ряд пород, являются не продуктами далеко зашедшей дифференциации, а представляют результат дифференциального плавления некоторых пород близкого состава. Мобилизация гранитной магмы происходит в сиалических гнейсо-парасланцевых блоках фундамента [3, 19], что подтверждается геологической позицией интрузивов и вышеприведенными особенностями их состава, отражающими свойства фундамента, который в целом характеризуется пониженным содержанием типичных «гранитных» элементов [21].

Четко прослеживаемое изменение петро- и геохимических особенностей пород от сланцев к гранитам бжнийского типа, геолого-структурная позиция тел и т. д. свидетельствуют о том, что вмещающие толщи в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (на глубинах порядка 12 *км*) превращаются в кварц-полевошпат-слюдистые сланцы, затем в более высокотемпературных условиях—в гнейсы, мигматиты и гнейсограниты, а при дальнейшей метаморфической дифференциации, в условиях собирательной перекристаллизации и метасоматизма—в анатектические граниты [1, 21].

Лейкократовые граниты апаранского типа, в возрастном отношении резко оторванные значительным промежутком времени от становления Арзакан-Бжнийского массива, формируются в результате внедрения гранитной магмы, генерированной в тех же толщах субстрата в более

высокие горизонты вдоль разрывных нарушений субмеридионального направления в связи с возрождением магматической активности, обус-

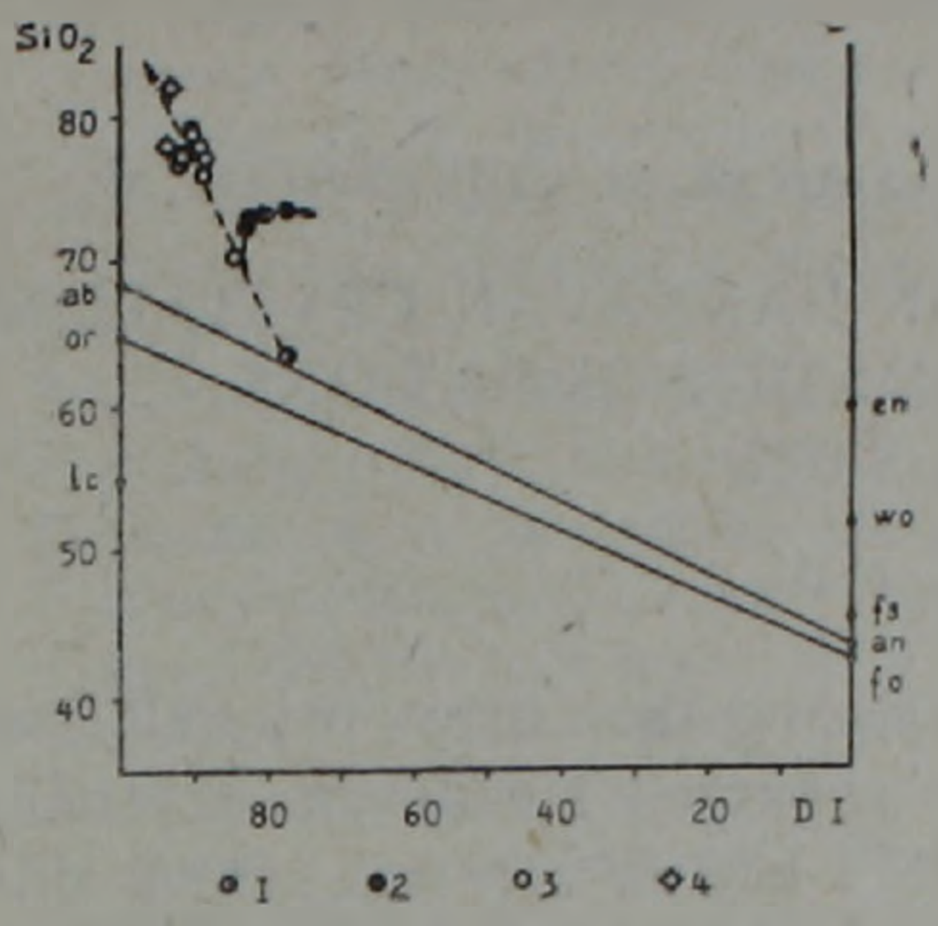


Рис. 6.

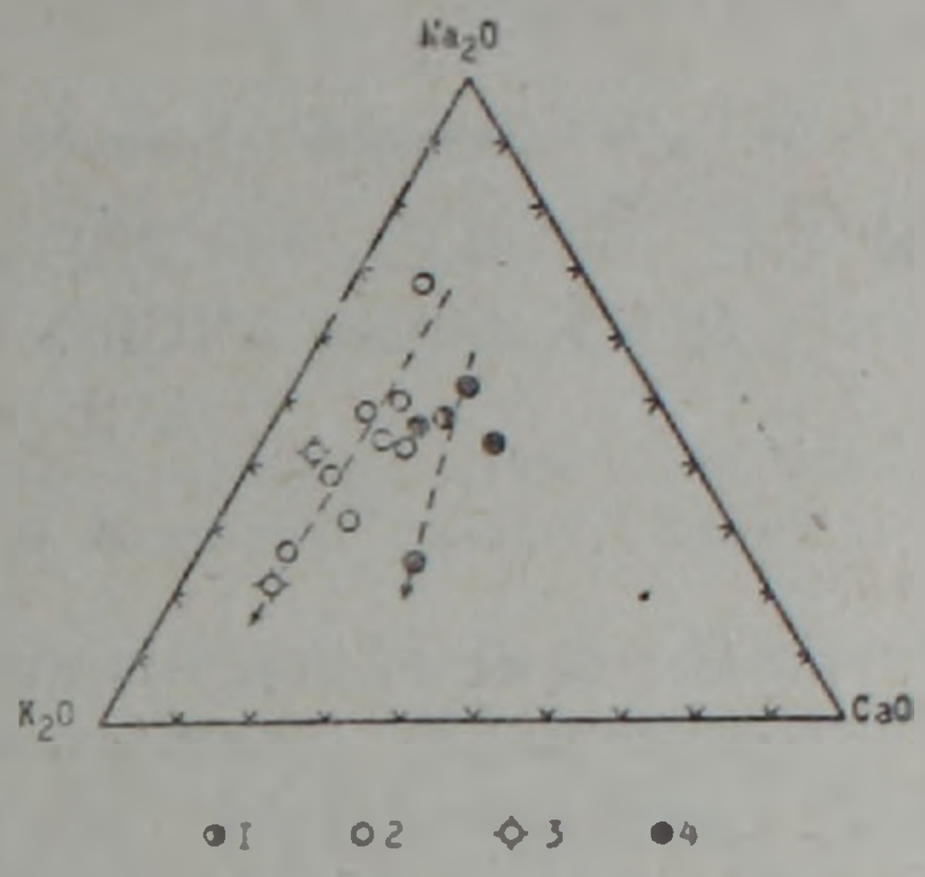


Рис. 7.

Рис. 6. Диаграмма Торнтона-Таттла для гранитоидов Цахкуняцкого антиклинория. Условные обозначения: 1--гнейс; 2—гранито-гнейсы Арзакан-Бжнийского массива; 3—лейкократовые граниты Апаран-Анкаванского массива; 4—жильные породы.
Рис. 7. Вариационная диаграмма Na_2O—K_2O—CaO для гранитоидов Цахкуняцкого антиклинория. Условные обозначения: 1—гнейс, 2—гранит (апаранский тип), 3—жильные породы гранитов, 4—мигматит-граниты/гранитогнейсы (бжнийский тип).

ловленной проявлением герцинского орогенеза, отмечаемого и в соседних регионах [33 и др.].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 26. 3. 1984.

Գ. Պ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Ռ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ, Զ. Հ. ՁԻԲՈՒԽՉՅԱՆ

ԱՊԱՐԱՆ-ՀԱՆՔԱՎԱՆԻ ԲՅՈՒՐԵՂԱՅԻՆ ՁԱՆԳՎԱԾԻ ՀՆԱԳՈՒՅՆ ՄԱԳՄԱՏԻԶՄԻ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՀԱՍԱԿԱՑԻՆ ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Դաշտային և ռուբիդիում-ստրոնցիումային իզոտոպային մեթոդով երկրաժամանակագրական հետազոտությունների ընթացքում կուտակված մեծածավալ փաստացի նյութի վերլուծության և ընդհանրացման հիման վրա որոշվել է Արզական բյուրեղային զանգվածի Ապարան-Հանքավանի ելուստի լեյկոգրանիտների հասակը (371±13 մլն տարի), որոնք տարբերվում են Արզական-Բջնիի զանգվածի ուշ-ռիֆեյան միգմատիտ-գրանիտներից իրենց պետրո- և գեոքիմիական յուրահատկություններով։ Բյուրեղային հիմքի ստորին մասերում առաջացած գրանիտային մագմայի ներդրումը տեղի է ունեցել մերձմիջօրեականի ուղղության խզումնային խախտումների երկայնքով, որոնց առաջացումը կապված է ստորին պալեոզոյում տեղի ունեցած բյուրեղային հիմքի ամենաուշ բեկորատման հետ։

Ծաղկունյացի անտիկլինորիումի հյուսիս-արևմտյան մասի հրաբխածին ապարները բաժանվում են երկու սերիայի (թույլ դիֆերենցված օլիվինային

բազալտներ և ուժեղ դիֆերենցված քվարցային տոլեիտներ), որոնք համապատասխանում են տարբեր տիպերի հրաբխականության և իրենց առաջացման ժամանակով միմյանցից կտրուկ կերպով տարանջատված են։

G. P. BAGHDASARIAN, R. Kh. GHUKASIAN, Z. H. CHIBUKHCHIAN

ON THE PROBLEM OF THE APARAN-HANKAVAN CRYSTALLINE ROCK MASS ANCIENT MAGMATIC FORMATIONS AGE SUBDIVISION

Abstract

On the basis of analysis and generalizing the data of field and Rb—Sr geochronical investigations the Aparan—Hankavan crystalline massif leucogranites age is determined (371 ± 13 mln years), which differ from Late Riphean migmatite-granites of Arzakan—Bdjni massif by their petrochemical and geochemical properties. The intrusion of granitic magma generated in lower parts of crystalline basement has taken place along disjunctive dislocations of submeridional directions connected with the latest basement splitting during Early Paleozoic.

Volcanic rocks of the Tzaghkunlats anticlinorium NW part are subdivided into two series (feebly differentiated olivinic basalts and strongly differentiated quartz toleiites), corresponding to various types of volcanicity of different ages.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агамалян В. А.* Докембрий-нижний палеозой Армянской ССР. В кн. «Геология Арм. ССР», т. V, «Литология», Изд. АН Арм. ССР, 1974.
2. *Агамалян В. А.* Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. «Матер. докл. 2-го Рег. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам», Ереван, 1973. Тбилиси, 1978.
3. *Агамалян, В. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х.* Особенности проявления кислого магматизма в истории геологического развития Малого Кавказа, Матер. к. V Всес. петрограф. совещ., т. 2, Магматизм и эндогенное рудообразование, Алма-Ата, 1976.
4. *Агамалян В. А., Асланян А. Т., Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* Области ассинтской и герцинской консолидаций в кристаллическом основании структурно-формационных зон территории Армянской ССР. Тез. докл. по проекту № 5 МПГК «Корреляция доварисских и варисских событий в Альпийско-Средиземноморском горном поясе», 1982.
5. *Аракелян Р. А.* Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. X, № 5—6, 1957.
6. *Аракелян Р. А.* История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 1, 1959.
7. *Арутюнян А. Р.* Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория. Известия АН Арм. ССР, т. XVII, Науки о Земле, № 6, 1964.
8. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
9. *Багдасарян Г. П.* Интрузивные породы Базумо-Памбакской области. «Геология Арм. ССР, т. 3, Петрография. Интрузивные породы» Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.

10. *Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х.* О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, сер. геол. т., XIV, № 4, 1961.
11. *Багдасарян Г. П., Чибухчян З. О.* Основные петро-геохронологические особенности домеловых ультраосновных, основных и плагиогранитных интрузивов Цахкуняцкого антиклинория. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
12. *Баласанян С. И.* Магматические формации Армянской ССР. Изд. ЕрГУ, 1975.
13. *Белов А. А., Соколов С. Д.* Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. «Сов. геология», № 8, 1973.
14. *Габриелян А. А.* О связи магматизма и тектоники. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVII, № 5, 1964.
15. *Габриелян А. А.* Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1970.
16. *Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М. Мелконян, Р. Л., Мнацаканян А. Х.* Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
17. *Грин Д. Х., Ричгвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии, Изд. «Мир», М., 1968.
18. *Котляр В. Н.* Памбак (геология, интрузивы и металлогения). Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1958.
19. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР (колл. авторов, отв. ред. И. Г. Магакьян). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1981.
20. *Маракушев А. А.* Проблема спилитов. «Геология и геофизика», № 9, 1975.
21. *Меликсетян Б. М.* Петролого-геохимические типы гранитоидов Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4—5, 1977.
22. *Меликсетян Б. М., Архипов Б. К., Капралов Г. П., Мещерякова В. Б.* Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа (сообщ. 1). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1975; (сообщ. 2) Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1, 1976.
23. *Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А.* Алавердский рудный район. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1968.
24. *Назарян А. Е.* Краткий очерк геологии, тектоники и истории тектонического развития Цахкуняцкого хребта. Уч. записки Ер. гос. ун-та, т. 99, 1965.
25. *Назарян А. Е.* Стратиграфия. Верхний протерозой-кембрий (?). В кн. Геология СССР, т. 43, Армянская ССР. Геологическое описание. «Недра», М., 1970.
26. *Паффенгольц К. Н.* Альпийская складчатая область. В кн.: Геологическое строение СССР. Том 3, Магматизм, М., 1968.
27. *Паффенгольц К. Н.* Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
28. *Румянцева Н. А.* Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса. В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геол. истории Урала, Свердловск, 1974.
29. *Румянцева Н. А.* Титан, калий и фосфор в базальтах Урала. В сб.: Базитовые ассоциации (Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 190), Л., 1979.
30. *Саркисян О. А.* История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое. Известия высш. учебн. завед Геология и разведка, № 1, 1964.
31. *Хоренян Р. А.* Геология и петрография мезозойских магматических образований Спитакского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVIII, № 3, 1975.
32. *Чибухчян З. О.* Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центр. складч. зоны Армении) Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 6, 1966.

33. *Штеклин И.* Древняя континентальная окраина в Иране. В сб.: Геология континентальных окраин, т. 3, «Мир», 1979.
34. *Gast P. W.* Trase element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. "Geoch. et Cosm. Acta", v. 32, № 10, 1968.
35. *Harris P. G.* Segregation processes in the upper mantle. S. K. Runcorn (Editor.), Mantles of the Earth and Terrestrial Planets. "Interscience", London, 1967.
36. *Mac Gregor I.* The system $MgO—SiO_2—TiO_2$ and its bearing on the distribution of TiO_2 in basalts. "Amer. J. Sci." Schairer vol., 267—A, 1969.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 25—27, 1984

УДК: 550.3(—21)+502.5

Э. Х. ГУЛЯН, Р. Т. МИРИДЖАНЯН

ГЕОФИЗИКА ГОРОДА

Геофизические поля города, обусловленные первоначальными геологическими условиями, под воздействием техногенных факторов могут претерпевать коренные изменения.

Контроль за состоянием геофизических особенностей городской геосистемы необходим для предупреждения нежелательных последствий.

На современном этапе промышленного развития с особой остротой ставятся вопросы охраны природных сред крупных городов, где имеет место чрезмерная концентрация трудовых и материальных ресурсов, потребления и превращения энергии. Здесь техногенное воздействие человека на окружение обширно, разнохарактерно и, как показала практика градостроительства, порою чревато опасными последствиями.

В этой связи общепринятой стала необходимость систематического контроля за качеством воздушного бассейна и водных сред в пределах больших городов. Проводится широкий комплекс мероприятий по охране и улучшению атмосферы и гидросферы. Но не менее важная часть городской среды—недра города, также входящие в состав биосферы, и в особенности их геофизические условия все еще остаются без надлежащего всестороннего контроля.

С урбанизацией города намного интенсивнее становится процесс освоения подземного пространства, создается разветвленная сеть коммуникаций, все глубже вытягиваются подземные этажи. В результате, в недрах города идут геологические, геофизические, геохимические, биологические процессы и явления, изменяющие естественную геологическую среду. Становится необходимым проведение планомерного и целенаправленного изучения этих процессов, установление направленности протекающих изменений, прогнозирование нежелательных последствий для своевременного принятия соответствующих мер.

Особое внимание следует уделять контролю за физическим состоянием городской геосистемы—геофизикой города. Речь идет об изучении гравитационных, сейсмоакустических, магнитных, электрических и термических свойств городской среды. Вышеуказанные геофизические поля, обусловленные первоначальными естественными геологическими условиями, под воздействием города со временем претерпевают коренные изменения. Их учет необходим не только при строительстве, но и при эксплуатации городских объектов.

Интерес представляет изучение характера действующих статических и динамических нагрузок и связанных с ними изменений свойств грунтов, а с появлением метрополитена—установление радиуса его вибросферы и сейсмоакустических особенностей. Общее картирование сейсмоакустического «шумового» поля близповерхностной части земли

на площади города несомненно заинтересует не только проектировщиков и строителей. Данные такого характера необходимо учитывать при размещении прецизионных установок и ряда научно-исследовательских лабораторий.

Общепризнано влияние магнитного поля на нервную и сердечную деятельность организма, и исследования магнитосферы города могут дать полезную информацию медикам.

Магнитное поле влияет также на местные условия приема радио-телевизионных передач.

Непосредственное практическое значение имеет картирование поля так называемых «блуждающих» электрических токов промышленного происхождения и оценка электрохимической активности слоев, прямо указывающих на их коррозионную способность. Эти работы позволяют установить места утечек от электрических силовых линий и установок, одновременно правильно выбирать подземные пути водопроводных, газопроводных и иных линий, наименее подверженные процессам электрохимической коррозии. Будет сэкономлено для народного хозяйства большое количество металла и обеспечено бесперебойное снабжение водой и газом промышленных и хозяйственных объектов на более длительное время.

Пришло время обратить внимание на геотермические особенности недр города. Известно, что в результате уменьшения альбедо (отражательной способности) поверхности города наблюдается значительное повышение среднегодовой температуры атмосферы и гидросферы, которые приводят к изменению геотермических условий. На потепление или охлаждение недр влияют подземные коммуникации и в особенности утечки вод. Подземная часть сооружений также оказывает тепловое воздействие на окружающую среду. Образуется зона теплового «загрязнения», изменяются направление движения естественных флюидов по капиллярам, термодиффузия ионов, влажность почв. Длительное бесконтрольное изменение температуры приповерхностной зоны может привести к сложным последствиям.

Изучение вышеуказанных физических полей можно осуществить путем заложения на территории города 200—250 скважин, глубиною 10—15 метров с последующим измерением необходимых параметров. Для рационального использования пробуренных скважин и всестороннего изучения состояния недр целесообразно по тем же скважинам одновременно организовать наблюдения уровня грунтовых вод, гидродинамики, химического и бактериального состава подземной гидросферы. Ряд скважин в последующем может стать опорными пунктами для длительных режимных наблюдений с целью контроля за качеством физико-геологического и химического состояния подземной части города.

Следует иметь в виду, что в отличие от воздушного бассейна и гидросферы. недра города более инерционная система. Они медленно «загрязняются», но после устранения вредного действия источников загрязнения требуется весьма и весьма длительный срок для восстановления состояния, хотя бы близкого к естественному. По этой причине следует без промедления приступить к изучению процессов и явлений

геологической среды города и, в частности, ее геофизических особенностей. Задача состоит не только в том, чтобы избежать деградации недр, но и намного улучшить их.

Управление геологии
Армянской ССР

Поступила 24. IV. 1984.

Է. Խ. ՂՈՒԼՅԱՆ, Ռ. Տ. ՄԻՐԻԶԱՆՅԱՆ

ՔԱՂԱՔԻ ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Քաղաքի երկրաֆիզիկական դաշտերը, որոնք պայմանավորված են նախասկզբնական երկրաբանական պայմաններով, տեխնածին գործոնների ազդեցության տակ կարող են ենթարկվել արմատական փոփոխությունների։

Քաղաքային գեոսիստեմի երկրաֆիզիկական յուրահատկությունների վերահսկումն իրենից անհրաժեշտություն է ներկայացնում անցանկալի հետևանքներից խուսափելու համար։

E. Kh. GHULIAN, R. T. MIRIDJANIAN

THE URBAN GEOPHYSICS

A b s t r a c t

The urban geophysical fields stipulated by the original geological conditions are able to undergo radical changes under the influence of technogenetic factors.

Taking the control of urban geosystem geophysical pecularities is necessary for preventing the undesirable consequences.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 28—35, 1984

УДК: 550.8.02 : 658.53

Ю. А. АГАБАЛЯН

ВЫБОР ОЧЕРЕДНОСТИ ОТРАБОТКИ ОТДЕЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОЦЕНКА ЗАБАЛАНСОВЫХ ЗАПАСОВ С УЧЕТОМ ФАКТОРА ВРЕМЕНИ

Статистические методы позволяют решать задачи, связанные с разведкой и разработкой месторождений полезных ископаемых, лишь с позиций настоящего момента. Использование же метода дисконтирования, основанного на обесценивании затрат и эффекта во времени, может привести к ряду негативных последствий: сокращению балансовых запасов, росту их потерь при эксплуатации и росту затрат в ближайшей перспективе.

Предлагаемый в статье метод учета фактора времени основан на использовании показателя научно-технического прогресса и изменения во времени замыкающих затрат. В результате исследований разработаны экономико-математические модели, позволяющие ранжировать балансовые запасы месторождений с народнохозяйственных позиций, а также производить промышленную оценку забалансовых запасов с учетом их пространственного расположения.

Человечеству на протяжении всей истории разработки месторождений полезных ископаемых было далеко не безразлично, во что обойдется получение того или иного продукта. Небольшие потребности, с одной стороны, и большой выбор легкодоступных, богатых по содержанию полезных компонентов месторождений, с другой, позволяли в прошлом ограничиваться освоением только наилучших по совокупным природным условиям месторождений и отдельных их частей.

Рост потребностей в минеральном сырье сопровождался ростом возможностей в освоении месторождений, находящихся в менее благоприятных природных условиях. Благодаря научно-технической революции стало возможным проектировать и эксплуатировать месторождения открытым способом до глубины 600—700 и более метров от земной поверхности; значительно возросла глубина разработки и подземным способом, которая часто измеряется уже километрами; стало возможным эксплуатировать месторождения полезных ископаемых, сравнительно бедных по содержанию полезных компонентов руд со значительным экономическим эффектом, тогда как еще недавно эти запасы квалифицировались как забалансовые.

Однако и в условиях высокого уровня научно-технического прогресса весьма актуален вопрос ранжирования месторождений и их отдельных частей с целью выбора целесообразной с народнохозяйственных позиций последовательности освоения.

На этот, как и многие другие вопросы, связанные с разведкой, оценкой и эксплуатацией месторождений полезных ископаемых, можно было бы ответить с помощью научно обоснованного метода учета фактора времени. В качестве такого метода в последнее десятилетие предлагалось использовать метод дисконтирования [1, 2], то есть обесценивания во времени предстоящих затрат и эффекта.

С позиций политической экономии метод дисконтирования был подвергнут резкой критике В. Клочковым и В. Чемыхиным [3], а также в опубликованной в порядке обсуждения работе Е. А. Козловского [4], которым освещены также некоторые негативные моменты с ресурсосберегающих позиций. Автором этих строк было показано [5, 6], что использование на практике метода дисконтирования привело бы к сокращению балансовых запасов, способствовало бы росту их потерь при эксплуатации, а также быстрому росту затрат в ближайшем будущем. Небезынтересно отметить, что в настоящее время многие дальновидные ученые капиталистических стран, например Ж. Матерон [7], также отрицают правомерность использования этого метода при промышленной оценке месторождений и принятии технических решений в процессе эксплуатации. При этом Ж. Матерон считает, что метод дисконтирования может быть использован при решении вопросов очередности освоения ресурсов с различными природными условиями, так как статистические методы на этот вопрос ответить не могут.

Предлагаемый ниже метод учета фактора времени основан на использовании реальных показателей изменения затрат и результататов во времени.

Любое месторождение характеризуется определенным экономическим потенциалом (извлекаемые запасы руды и полезных компонентов, качество добываемого сырья, прибыль и дифференциальная рента по отработке всех запасов и т. д.), который, очевидно, зависит от достигнутого уровня научно-технического прогресса. Последний характеризуется техникой, технологией, организацией производства в том или ином интервале времени. Следовательно, экономический потенциал каждого месторождения во времени представляет собой динамичную, изменяющуюся во времени категорию: чем позже будут эксплуатироваться запасы месторождения, тем выше его экономический потенциал. В этой связи балансовые запасы полезных ископаемых могут быть подразделены на активные и временно пассивные: к активным относятся те балансовые запасы, которые эксплуатируются в настоящее время, а к временно пассивным—балансовые запасы, эксплуатация которых в настоящее время не производится. Временно пассивными запасами характеризуются как целые месторождения, так и отдельные части эксплуатируемых месторождений.

Активные запасы испытывают одновременное влияние двух взаимно противоположных факторов: с одной стороны, затраты растут в связи с ухудшением природных условий эксплуатируемого месторождения (например, за счет углубления горных работ), а с другой—благодаря научно-техническому прогрессу затраты снижаются.

На временно пассивные запасы благотворное влияние оказывает только фактор времени: чем позже они будут эксплуатироваться, тем ниже будут затраты живого и овеществленного труда на производство продукции.

Обозначим показатель научно-технического прогресса, показывающего ежегодное снижение эксплуатационных и капитальных затрат, через ε_1 (по литературным данным, значение его составляет 0,97—0,99).

Принимая, что научно-технический прогресс оказывает одинаковое относительное влияние на изменение затрат во времени при разработке ресурсов с различными природными условиями, нетрудно убедиться, что *абсолютное* снижение затрат будет тем больше, чем хуже совокупные природные условия оцениваемого ресурса. В самом деле, пусть затраты на производство 1 *т* концентрата в настоящее время составляют 100 *руб.* при использовании лучших ресурсов месторождения и 200 *руб*—при использовании худших ресурсов. Тогда при $\varepsilon_з = 0.99$ после, например, 10-го года эксплуатации затраты снизятся на $100\ (1-0{,}99^{10}) = 9{,}6$ *руб* и $200\ (1-0.99^{10}) = 19{,}2$ *руб.*, соответственно.

Из изложенного нетрудно убедиться в том, что первоочередная отработка ресурсов с более благоприятными условиями позволяет обеспечить *реальную* экономию средств. При этом необходимо обеспечить сопоставимость сравниваемых вариантов: количество продукции по ним должно быть одинаковым как в единицу времени, так и за весь срок отработки запасов месторождения.

Перейдем к определению экономического эффекта, возникающего благодаря первоочередной отработке частей месторождения с лучшими совокупными природными условиями. С этой целью балансовые запасы месторождения (или отдельного этапа разработки) подразделим на отдельные классы по степени народнохозяйственной ценности. Таких классов, очевидно, может быть несколько, но для простоты пока допустим, что выделено всего два класса—с лучшими и худшими природными условиями.

Сравним два варианта разработки: I вариант—в первую очередь разрабатываются запасы с лучшими условиями; срок их отработки $T_л$, затраты на добычу и переработку 1 *т* руды в момент оценки—$З_л$, а выход конечной продукции из руды— $\gamma_л$. Во-вторую очередь отрабатываются запасы с худшими условиями с показателями $T_х$, $З_х$, $\gamma_х$. II вариант—совместная (усредненная) отработка руд обоих классов; показатели по варианту—T, $З$, γ. Годовую производительность предприятия по руде обозначим через A.

Тогда суммарные затраты по отработке запасов месторождения (этапа) по I варианту составят:

$$\sum_{t=1}^{T} З_t A_t = [З_л (1 + \varepsilon_з + \varepsilon_з^2 + \cdots + \varepsilon_з^{T_л - 1}) + З_х (\varepsilon_з^{T_л} + \varepsilon_з^{T_л+1} + \cdots + \varepsilon_з^{T-1})]\, A, \quad (1)$$

а по II варианту:

$$\sum_{t=1}^{T} З_t A_t = З A (1 + \varepsilon_з + \varepsilon_з^2 + \cdots + \varepsilon_з^{T-1}). \quad (2)$$

Нетрудно убедиться, что выражения в простых скобках представляют собой сумму членов убывающей геометрической прогрессии в интервалах времени $[1; T_л]$, $[T_л + 1; T]$ и $[1, T]$, соответственно, знаменатель прогрессии— $\varepsilon_з$.

Обозначим сумму членов в интервале $[1; T_л]$ через $\alpha_{т_л}$, а в интервале $[1; T]$—через $\alpha_т$:

$$\alpha_{т_л} = \frac{1-\varepsilon_з^{т_л}}{1-\varepsilon_з}, \qquad (3)$$

$$\alpha_т = \frac{1-\varepsilon_з^{т}}{1-\varepsilon_з}. \qquad (4)$$

Чтобы выравнять сравниваемые варианты по количеству производимой продукции необходимо в I варианте в интервале времени $[T_л + 1; T]$ предусмотреть на компенсирующем (замыкающем) предприятии ежегодное производство недостающей продукции в количестве $(\gamma_л - \gamma_x) \cdot A$, а во II варианте в интервале времени $[1; T]$—в количестве $(\gamma_л - \gamma) \cdot A$.

Обозначив замыкающие затраты на 1 *т* конечной продукции через $q_к$, определим полные (с учетом компенсационных) затраты по вариантам за весь срок отработки месторождения (этапа). При этом, очевидно, затраты на замыкающем предприятии под действием научно-технического прогресса изменяются по той же закономерности.

С учетом изложенного полные затраты по I варианту будут:

$$\sum_{t=1}^{T} З_t A_t = [З_л \alpha_{т_л} + З_x (\alpha_т - \alpha_{т_л}) + q_k (\gamma_л - \gamma_x)(\alpha_т - \alpha_{т_л})] A, \qquad (5)$$

а по II варианту:

$$\sum_{t=1}^{T} З_t A_t = [З \alpha_т + q_k (\gamma_л - \gamma) \alpha_т] A. \qquad (6)$$

Вычтя из затрат II варианта затраты I варианта, определим искомый экономический эффект Э:

$$Э = З A \alpha_т + q_k A (\gamma_л - \gamma) \alpha_т - [З_л A \alpha_{т_л} + З_x A (\alpha_т - \alpha_{т_л}) + q_k A (\gamma_л - \gamma_x)(\alpha_т - \alpha_{т_л})]. \qquad (7)$$

Преобразуем выражение (7) с учетом того обстоятельства, что произведение замыкающих затрат $q_к$ на выход концентрата γ представляет собой извлекаемую ценность 1 *т* руды соответствующего класса. Обозначим ее через $И_ц$. Тогда экономический эффект может быть представлен в следующем виде:

$$Э = [(и_{цл} - З_л)\alpha_{т_л} + (и_{ц_x} - З_x)(\alpha_т - \alpha_{т_л}) - (и_ц - З)\alpha_т] A. \qquad (8)$$

Нетрудно убедиться, что разность между извлекаемой ценностью 1 *т* руды в замыкающих затратах и индивидуальными затратами на добычу и переработку 1 *т* руды представляет собой дифференциальную ренту. Следовательно, экономический эффект от рассмотренного мероприятия представляет собой алгебраическую сумму дифференциальных рент по отработке лучших, худших и усредненных ресурсов с учетом фактора времени.

В частном случае, когда «лучшие» и «худшие» ресурсы месторождения практически не отличаются качеством сырья ($\gamma_л = \gamma_x$, а различие заключается в горнотехнических и горногеологических условиях разработки (мощность, морфология и условия залегания рудных тел,

физико-механические свойства руды и вмещающих пород, гидрогеологические и др. условия), то, как это видно из формулы (7), экономический эффект будет:

$$Э = [(З_х - З_л)\, x_{т_л} - (З_х - З)\, x_т]\, A. \qquad (9)$$

В пределах расчетной экономии могут предусматриваться затраты на сохранение ресурсов последующей отработки.

В условиях прогрессивно возрастающих объемов добычи полезных ископаемых, ухудшения природных условий разведываемых и разрабатываемых месторождений исключительно важное значение приобретают вопросы оценки, учета и сохранения забалансовых запасов—как сырья будущего.

Однако до настоящего времени отсутствуют объективные методы оценки забалансовых запасов. Причина заключается в том, что статические методы способны оценить народнохозяйственное значение ресурса лишь с позиций сегодняшнего дня. Забалансовые же запасы—потенциальные минеральные ресурсы—могут быть оценены с помощью динамических методов, учитывающих фактор времени.

Определим ориентировочное время перевода забалансовых запасов в балансовые. Вначале остановимся на известных аксиоматических положениях. Во-первых, чем меньше отношение (или разность) между кондиционными и фактическими показателями, тем раньше возможен перевод забалансовых запасов в балансовые. Во-вторых, чем выше интенсивность разработки минеральных ресурсов, тем быстрее наступает ухудшение природных условий эксплуатируемых месторождений, а также рост цен и замыкающих затрат. На это обстоятельство обращают внимание многие советские и зарубежные исследователи. Так, Ю. В. Яковец [8] отмечает, что «тенденция к относительному и абсолютному удорожанию минерального сырья имеет объективную основу» и, что это связано «прежде всего с ухудшением естественных условий производства в связи с высокими темпами развития горной промышленности».

Пусть в момент оценки приведенные затраты на добычу и переработку 1 *т* руды составили З *пр*, а извлекаемая ценность—*Иц*, причем З *пр* > *Иц*, то-есть запасы квалифицируются как забалансовые. Тогда при показателе научно-технического прогресса $\varepsilon_з$ и показателе годового изменения замыкающих затрат $\varepsilon_и$ через τ лет будет достигнуто равенство:

$$и_п \cdot \varepsilon_и^{\tau} = З_{пр} \cdot \varepsilon_з^{\tau}. \qquad (9)$$

Равенство (9) при З *пр* > *Иц* может иметь место при единственном условии: $\varepsilon_и > \varepsilon_з$. В противном случае левая часть формулы (9) при любом значении τ будет меньше правой, а следовательно, забалансовые запасы никогда не могут быть переведены в балансовые, что противоречит действительности. Тогда из уравнения (9) легко определить время τ, начиная от момента оценки, возможного перевода забалансовых запасов в балансовые:

$$\tau = \frac{\lg З_{пр} - \lg и_п}{\lg \varepsilon_и - \lg \varepsilon_з}. \qquad (10)$$

Показатели $\varepsilon_э$ и $\varepsilon_ц$ могут быть определены методом прогноза научно-технического прогресса и состояния минерально-сырьевой базы в перспективе с учетом фактического ее положения и темпов освоения, а также статистическими методами анализа.

Известно, что забалансовыми запасами могут быть представлены как месторождения в целом, так и отдельные части месторождений с балансовыми запасами. В свою очередь, забалансовые запасы на месторождениях промышленно ценных руд могут быть представлены как отдельными изолированными участками, состоящими из ряда тел полезных ископаемых, так и отдельными частями (подсчетными или эксплуатационными блоками), расположенными внутри общих контуров балансовых запасов.

В последнем случае при разработке балансовых запасов эксплуатационные условия забалансовых запасов могут ухудшиться настолько, что их последующая отработка будет практически неосуществимой. В то же время забалансовые запасы являются одним из источников расширения минерально-сырьевой базы в перспективе, а поэтому в ряде случаев необходимо обеспечить их сохранность для использования в будущем.

Если принять, что забалансовые запасы, расположенные в общих контурах балансовых запасов, не могут служить в обозримой перспективе самостоятельным объектом эксплуатации (то есть после ликвидации предприятия, функционировавшего на базе балансовых запасов данного месторождения), то на эксплуатируемом месторождении забалансовые запасы могут представить промышленный интерес при условии: $\tau \leqslant T_э$, где $T_э$—время полной отработки балансовых запасов. Если же местрождение не эксплуатируемое, то к величине $T_э$ необходимо прибавить время от момента оценки до начала эксплуатации.

С учетом изложенного представляется возможным создание классификации забалансовых запасов, основным классификационным признаком которой может быть время перевода их в балансовые, а вспомогательными—пространственное расположение по отношению к балансовым запасам, степень разведанности.

Использование предложенной методики и классификации позволит определить, хоть и ориентировочно, но расчетным путем параметры кондиций для забалансовых запасов с учетом времени τ, что позволит дать динамическую оценку минерально-сырьевых ресурсов, предусмотреть необходимые мероприяти для их охраны и последующего рационального использования.

Ереванский политехнический
институт

Поступила 7. IV. 1984.

ՅՈՒ. Ա. ԱՂԱԲԱԼՅԱՆ

ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԱՌԱՆՁԻՆ ՄԱՍԵՐԻ ԱՐԴՅՈՒՆԱՀԱՆՄԱՆ ՀԵՐԹԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԸՆՏՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ԱՆԴՐԲԱԼԱՆՍԱՅԻՆ ՊԱՇԱՐՆԵՐԻ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ ՀԱՇՎԻ ԱՌՆԵԼՈՎ ԺԱՄԱՆԱԿԻ ԳՈՐԾՈՆԸ

Ամփոփում

Ստատիկ մեթոդները թույլ են տալիս լուծելու օգտակար հանածոների հանքավայրերի հետախուզման և արդյունահանման հետ կապված այնպիսի խնդիրներ, որոնք ելնում են ներկայիս առօրեական պահանջներից։ Իսկ զեղչման մեթոդի կիրառումը, որը հիմնված է ծախսերի արժեքազրկման և ժամանակի ազդեցության վրա, կարող է հանգեցնել մի շարք բացասական հետևանքների՝ բալանսային պաշարների կրճատմանը, շահագործման ընթացքում դրանց կորուստների աճին, ինչպես նաև մոտիկ ապագայում ծախսերի աճին։

Հոդվածում առաջարկվող ժամանակի գործոնի հաշվի առնման մեթոդը հիմնված է գիտա-տեխնիկական առաջընթացի ցուցանիշի և եղրափակող ծախսերի ժամանակի ընթացքում փոփոխվելու կիրառման վրա։ Հետազոտությունններից հետո մշակվել են տնտեսական-մաթեմատիկական մոդելներ, որոնք թույլ են տալիս կարգավորելու հանքավայրերի բալանսային պաշարները ելնելով ժողովրդա-տնտեսական պահանջներից, ինչպես նաև կատարելու անդրբալանսային պաշարների արդյունաբերական գնահատումը՝ հաշվի առնելով նրանց տարածական տեղաբաշխումը։

Ju. A. AGHABALIAN

THE ORE DEPOSIT SEPARATE PARTS WORKING PRIORITY CHOICE AND THE TRANS—BALANCE RESERVES ESTIMATION WITH REGARD FOR THE TIME FACTOR

Abstract

Statical methods allows us to solve probleme connected with the ore deposits prospecting and working from a position of the presen situation. As for the using of the discount method based on the expenditures devaluation and time effect, it can bring to a number of negative consequences i. e. to a decrease of balance reserves, to an increase of exploiting losses as well as to an increase of expenditures in the neafr future.

The suggested method with regarding for the time factor is based on the using of the scientific-technological progress index and of the complete expenditures changing in time. As a result of investigations economical-mathematical models are worked out allowing to range the ore deposits balance reserves from an economical position as well as to make an economical estimation of trans-balance reserves with regard for their spatial disposition.

ЛИТЕРАТУРА

1. Основные положения методики экономической оценки месторождений полезных ископаемых. М., ЦЭМИ АН СССР, 1974.
2. Временная типовая методика экономической оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1980.
3. *Клочков В., Чемыхин В.* Фактор времени в буржуазной политической экономии. Экономические науки, № 11, 1978.
4. *Козловский Е. А.* Минерально-сырьевая база и фактор времени. Советская геология, № 3, 1979.
5. *Агабалян Ю. А.* Неприемлемый принцип оценки месторождений полезных ископаемых. Народное хозяйство Армении, № 2, 1978.
6. *Агабалян Ю. А.* Метод дисконтирования и рациональное использование минерального сырья. Советская геология, № 6, 1980.
7. *Матерон Ж.* Основы прикладной геостатистики. Перевод с французского. М., Мир, 1968.
8. *Яковец Ю. В.* Движение цен минерального сырья. Вопросы экономики, № 6, 1975.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 36—48, 1984

УДК: 553.61+551.438.21(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Э. Н. КУРГИНЯН

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ МИОЦЕНА БАССЕЙНА ОЗ. СЕВАН

Отложения карбонатно-терригенной формации верхнемиоценового возраста развиты в контуре Приереванского и Октемберянского прогибов, а также в бассейне оз. Севан. Карбонатно-терригенная формация венчает разрез молассовых отложений: образование ее связано с последним актом морской седиментации на территории Армянской ССР. Основными типами пород являются глины, полевошпатовые граувакки, пелитоморфные и органогенные известняки; по сравнению с Приереванским и Октемберянским прогибами, отложения сарматского возраста бассейна оз. Севан обогащены пирокластическим материалом. Мощность карбонатно-терригенной формации достигает 800—900 *м*. Глины занимают более 50% ее объема. И. Х. Петросовым [3] исследованы глины Приереванского и Октемберянского прогибов, характеристика глин бассейна оз. Севан приводится впервые. Изучены глинистые породы из разрезов скважин, пробуренных у с.с. Еранос, Карчахбюр, Кясаман. Изучалось также глинистое вещество в граувакках, карбонатных и туфогенных породах (рис. 1).

Ниже приводится характеристика породообразующих глинистых минералов.

Монтмориллонит на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов диагностируется по целочисленной серии рефлексов с d (001) = 17,8 А, 8,9 А и т. д. После прокаливания интенсивность отражения с $d = 10$ А резко усиливается вследствие дегидратизации минерала. Монтмориллонит диоктаэдрический—d (060) = 1,50 А. На электронно-микроскопических снимках частицы монтмориллонита представлены в виде чешуйчатых агрегатов с размытыми контурами ограничения. На дифференциальных кривых нагревания фиксируются характерные для этого минерала эндоэффекты, причем низкотемпературный эндоэффект имеет наибольшую интенсивность.

Палыгорскит фиксируется на электронно-микроскопических снимках в виде многочисленных тонковолокнистых и игольчатых кристаллитов. На рентгенограммах фиксируются характерные для палыгорскита отражения с $d = 10{,}3$ А, 4,48 А, 3,20 А; на электронограммах—рефлекс (011) с $d = 10{,}5$ А.

Гидрослюда диагностируется по интенсивному рефлексу с d (001) = 10 А на рентгенограммах природных образцов, который не изменяется после их прокаливания и насыщения глицерином. Структура диоктаэдрическая, модификации 1M и $2M_1$ ($2M_1 > 1M$), параметры ячейки: $a = 5.18$ *кх*, $b = 8{,}96$ *кх* $c = 10{,}1$ *кх*, $\beta = 100°5$ (для $2M_1$, $c = 19{,}6$ *кх*, $\beta = 95°$).

В глинах разрезов указанных скважин (рис. 1) породообразующими глинистыми минералами являются монтмориллонит и палыгорскит. Гидрослюда в качестве второстепенной примеси присутствует в некоторых образцах из скв. Карчахбюр и Кясаман; в разрезе скв. Еранос она встречается постоянно, а с глубины 800 *м* содержание ее значительно возрастает. Как видно из рис. 1, глинистое вещество в алевро-песчаных, карбонатных, вулканогенно-осадочных и пирокластических породах, как и в самих глинах, по составу глинистых минералов существенно не отличается.

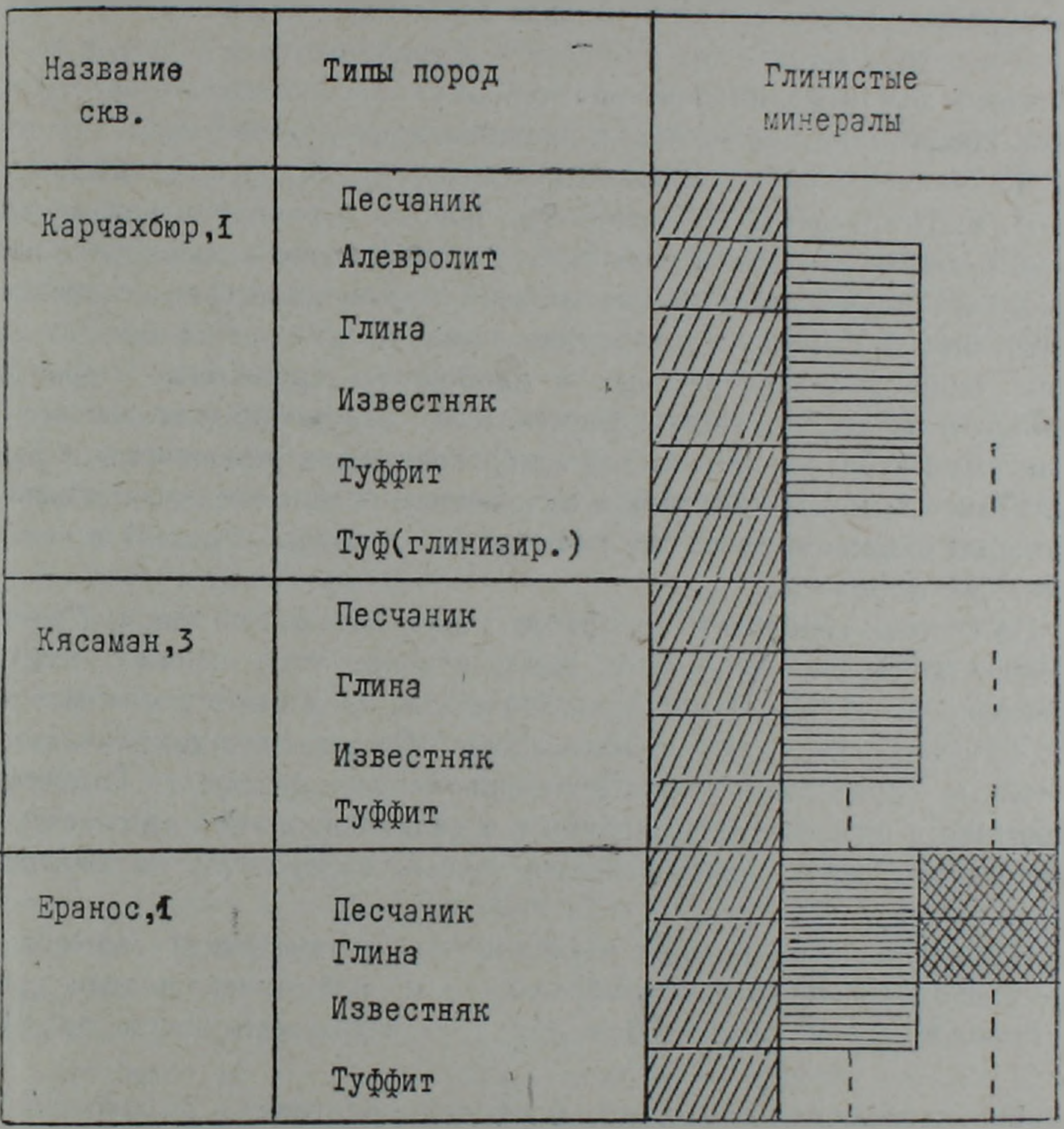


Рис. 1. Содержание глинистых минералов в различных типах пород в разрезах верхнего миоцена бассейна оз. Севан. 1. Монтмориллонит. 2. Палыгорскит. 3. Гидрослюда. 4. Встречаемость глинистых минералов редкая.

Глинистые минералы в молассовых отложениях бассейна оз. Севан имеют двойственную природу—аллотигенную и аутигенную. Гидрослюды на электронно-микроскопических снимках имеют детритовый об-

лик. Глинистые минералы связаны с основными типами пород питающих областей. Монтмориллонит и гидрослюда могли поступать в бассейн в результате размыва альб-раннеконьякских кремнисто-вулканогенных образований офиолитовой серии, верхнемеловой граувакковой формации Севанского хребта [4], терригенных отложений среднего-верхнего палеозоя бассейна р. Аргичи и гипсо-соленосной толщи среднего миоцена. Наличие аллотигенного палыгорскита возможно связано с продуктами размыва кор выветривания на гипербазитах.

Вместе с тем, не вызывает сомнения, что часть монтмориллонита и палыгорскита имеет аутигенное происхождение. Палыгорскит образуется в период осолонения бассейна и ассоциируется с аутигенным ангидритом, а монтмориллонит—по тонкому пирокластическому материалу кислого состава в стадию седиментации и диагенеза.

По генетической классификации глинистых минералов, предложенной И. Х. Петросовым [3], глинистые породы верхнемиоценовых отложений бассейна оз. Севан относятся к климатогенно-седиментационной группе, в которой преобладают седиментационно-диагенетические глинистые минералы; сюда относятся палыгорскит-монтмориллонитовые глины терригенно-эвапоритовых и карбонатно-терригенных формаций среднего и верхнего миоцена. Синтез седиментационно-диагенетических глинистых минералов начинается в морской воде и завершается в осадках. Таковы монтмориллонит в отложениях позднегеосинклинальных и орогенных формаций, а также палыгорскит и гидрослюда IM в глинах орогенных формаций.

По составу глинистых минералов глины раздаанской свиты Приереванского прогиба и бассейна оз. Севан весьма близки. Однако, хлорит, характерный минерал для раздаанской свиты, в глинах миоценовых моласс бассейна оз. Севан не зафиксирован. Отсутствуют также смешаннослойные образования типа монтмориллонит-гидрослюда. Глинистые отложения в процессе литификации и в дальнейшем (при орогенезе) не подвергались значительному воздействию температуры и давления [1, 2].

Итак, глинистые породы в миоценовых (сарматских) отложениях бассейна оз. Севан являются образованиями полиминеральными, седиментационно-терригенными. Для них характерны следующие ассоциации:

1) гидрослюда-палыгорскит-монтмориллонитовая (юго-западные области бассейна) и 2) палыгорскит-монтмориллонитовая (юго-восточные области бассейна).

Институт геологических
наук АН Арм.ССР

Поступила 20. XII. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд. «Наука», М., 1965.
2. *Коссовская А. Г., Дриц В. А., Шутов В. Д.* Глинистые минералы—индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». Изд АН СССР, М., 1963.
3. *Петросов И. Х.* Глинистые породы Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1983.
4. *Сатиан М. А.* Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1979.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле XXXVII, № 5, 39—43, 1984

УДК: 551.782.13(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. Л. БУБИКЯН

О САРМАТСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ АРМЯНСКОЙ ССР ПО ОСТРАКОДАМ

Осадочные образования, слагающие раздаискую свиту и залегающие стратиграфически выше гипсоносно-соленосных отложений среднего миоцена, на территории Армянской ССР имеют довольно широкое распространение.

В Приереванском прогибе сарматские отложения имеют широкое площадное распространение, они обнажаются на СЗ и ЮВ крыльях Раздаиской антиклинали, установлены в разрезах многочисленных скважин и обнажений.

Отложения сармата в основном представлены мощными (до 1000 *м*) известково-песчано-глинистыми отложениями, переслаивающимися глинистыми известняками, в нижней части обогащенные гипсом в виде отдельных пластов и залежей. Последние приурочены к горючим и глинисто-известковым сланцам.

В верхней части отложений преобладают глины, песчаники и отдельные прослои известняков. Глины местами переслаиваются псевдоолитовыми известняками и мергелевидными породами. Они преимущественно жирные, зеленовато-серого цвета, некоторые из слоев пестро окрашены в красный, желтый и фиолетовый тона.

В нижней части отложений глинисто-известковистые сланцы микрофаунистически плохо охарактеризованы, представлены обломками остракод из рода *Cyprideis*, которые приурочены к глинам. Содержатся редкие фораминиферы из родов: *Lagenidae, Nonionidae, Buliminidae.* Из других органических остатков в глинистых сланцах В. В. Богачевым 1936) среди ихтиофауны определены: *Clupea lanceolata H. V. Myr., Cl. ventricosa H. V.* и др., характерные для нижнего сармата.

Скудность фауны в нижней части сармата можно объяснить неблагоприятными условиями обитания, которые создавались с одной стороны изоляцией сарматского бассейна и с другой—сильным осолонением и выпадением гипса в бассейне в среднемиоценовое время.

В верхней части сармата глинисто-песчанисто-известковые отложения содержат богатую фауну остракод, фораминифер, гастропод, пелециподы и др.

Остракоды представлены формами, типичными для солоноватоводных и пресноводных бассейнов: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*), *C. torosa* (*Jones*), *C. punctillata Brady, Limnocythere suzini Bub., Candoniella schubinae Mand., Ilyocypris bradyi Sars, Candona angulata Müller, Eucypris hrazdanica Bub.* и др.

Содержание такой обособленной фауны остракод, развивающейся самостоятельно, объясняется более сильной опресненностью бассейна в средне- и верхнесарматское время.

Наряду с остракодами встречаются фораминиферы из семейств: *Miliolidae, Lagenidae, Nonionidae* и др. В верхней части глинисто-известковых отложений выявлены *Mactra caspia Eichw.*, *M. bulgarica Toula*, *M. bulgarica Toula var. crassicolis Sinz.* и др., датирующие верхнесарматский возраст отложений.

Сарматские отложения далее хорошо прослеживаются на северо-восток и обнажаются в ядре Арцвакарской антиклинали. В нижней части представлены также глинистыми сланцами, мощностью 146 *м*, (скв. № 150, гл. 265—411 *м*), которые микрофаунистически также плохо охарактеризованы. Характерным является содержание большого количества обломков костей рыб.

В верхней части отложения представлены мощными глинами с прослойками известняков и мергелей, содержащими солоноватоводные остракоды, гастроподы, фораминиферы так же, как и в Приереванском прогибе, только с тем отличием, что верхнесарматские мактры здесь не были найдены.

С юго-запада на юго-восток в Октемберянском прогибе сарматские отложения на поверхности не обнажаются, они залегают под мощными покровами базальтов и андезитобазальтов и вскрыты многочисленными буровыми скважинами: 38к Кармрашен (гл. 253—1134 *м*), 28к (гл. 202—1074 *м*), 15 Кармрашен (гл. 419—1010 *м*), 37 к (гл. 250—1115 *м*), 25к (гл. 167—800 *м*), 29к (гл. 436—1095 *м*), 31к (гл. 486—1343 *м*), 30к (гл. 890—1264 *м*), 4-Лукашен (гл. 425—1657 *м*). Их мощность в отдельных разрезах достигает 1000 с лишним метров (см. рис. 1), где они залегают в основном над терригенно-осадочной толщей конкского горизонта, местами фациально переходящей в гипсоносно-соленосную толщу (скв. 37к).

Отложения сармата в разрезах вышеперечисленных скважин литологически представлены темно-серыми, местами бурыми глинами, серыми, темно-серыми алевролитами и песчаниками, чередующимися с прослоями известняков и мергелей.

В отличие от вышеописанных прогибов здесь отсутствуют глинисто-известковые и горючие сланцы. В нижней части сарматских отложений выявлены: остракоды, мелкие фораминиферы, гастроподы и др. остракоды солоноватоводного типа *Cyprideis sarmatica (Zalanyi)*, *C. torosa (Jones)*, *Limnocythere suzini Bub.*, *Eucypris hrazdanica Bub.*, *Candoniella schubinae Mand.* Необходимо отметить, что вся фауна остракод плохой сохранности, сильно перемятая и приплюснутая. Эту нижнюю часть отложений условно относим к переходной части толщи к среднему сармату, от конка к верхнему сармату, а возможно здесь проходит граница среднего и верхнего сармата. Следует также отметить, что эта переходная (?) часть отложений выделяется и хорошо прослеживается во всех разрезах скважин: 38к, 15к, 37к, 25к, 4-Лукашин (см. рис. 1).

Скв. 38к Кармрашен
Скв. 28к
Скв. 15к Кармрашен
Скв. 37к
Скв. 25к
Скв. 29к
Скв. 31к
Скв. 30к
Скв. 4 Лукашин
Скв. 11 Мхчян
Скв. 2 Масис
Скв. 6 Айгестан
кан. 25 Арарат
кан. 21 Арарат
раз. 5 Суренаван
раз. 2 Сасарак

Средний — Верхний
Эоценовая система
Средний отдел
Переходные

253 500 1134
202 550 1074
415 802 1010 875 1115
250
187 582 800 1035
435
486 988 1343
890 915 1264
425 1211 1657
135 1052 1468
310 420
148 574 740

1 2 3 4 5
6 7 8

Рис. 1. Корреляция разрезов сарматских образований Араратской котловины (по остракодам). 1. Конгломераты. 2. Песчаники. 3. Алевролиты. 4. Глины песчанистые. 5. Аргиллиты, глины. 6. Известняки. 7. Известняки песчанистые. 8. Мергели.

Верхняя часть сарматских отложений представлена глинами, темно-серыми, местами бурыми разностями, серыми песчаниками и алевролитами с прослоями известняков, содержащих характерную фауну остракод: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*), *C. torosa* (*Jones*), *Candoniella schubinae Mand.*, *Candona sp.*, *Eucypris hrazdanica Bub.* С остракодами выявлены также мелкие фораминиферы и гастроподы. Кроме вышеприведенных органических остатков как в Приереванском, так и в Октемберянском прогибах в верхах сарматских отложений в разрезах некоторых скважин на разных интервалах глубин (скв. 30к—гл. 740—762 *м*, 914--923 *м*; окв. 37к—гл. 625 *м*; 703—715 *м*, 875—887 *м*; скв. 4 Лукашин—гл. 743—747 *м*) обнаружены раковины, отдельные створки и обломки *Mactra bulgarica toula var. crassicolis Sinz. M. noviculata Baily* верхнесарматского возраста,

Сарматские отложения распространяются далее на юго-восток и в Арташатском прогибе достигают больших мощностей, установлены в многочисленных разрезах скважин: 1-Двин (гл. 40—80 *м*), 2-Масис (гл. 310—420 *м*), 6-Айгестан (гл. 148—740 *м*), 11-Мхчян (гл. 136—1468 *м*) (см. рис. 1) и др. Они здесь залегают в основном на гипсоносно-соленосной свите среднего миоцена. Сарматские образования здесь сложены в основном зеленовато-серыми глинами и песчаниками с редкими прослоями известняка.

В нижней части скважин 11-Мхчян (гл. 1052—1468 *м*), 6-Айгестан (гл. 574—740 *м*) (см. рис. 1) также выделяется переходная (?) часть отложений, характерная содержанием мелких фораминифер, гастропод и остракод; последние плохой сохранности, перемятые и деформированные: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*), *Limnocythere suzini Bub.*, *Eucypris hrazdanica Bub.*, *Cyprideis torosa* (*Jones*) и др.

В верхах отложений глины и песчаники содержат фауну остракод, мелких фораминифер и гастропод, средне-верхнесарматского возраста. Остракоды представлены теми же видами: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*), *C. torosa* (*Jones*), *Limnocythere suzini Bub.*, *Candoniella schubinae Mand.*, *Eucypris hrazdanica Bub.*, хорошей сохранности, в большом количестве экземпляров.

Сарматские образования далее прослеживаются на юг, юго-восток и в Араратском прогибе в разрезах естественных обнажений близ с. с. Арарат и Суренаван представлены сокращенными мощностями (см. рис. 1).

В 2 *км* СВ от с. Арарат, в разрезе Арарат-6 (к 25б) сарматские отложения мощностью 25 *м* с большим перерывом залегают на размытой поверхности отложений пестроцветной свиты. Представлены серыми глинами и песчаниками, несмотря на их сокращенные мощности содержат характерные виды остракод, определяющие верхнесарматский возраст отложений: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*), *C. torosa* (*Jones*), *Candoniella schubinae Mand.* Наряду с остракодами выявлены мелкие фораминиферы и гастроподы, подтверждающие верхнесарматский возраст отложений.

Между с.с. Арарат и Суренаван, в 3 *км* к СВ от с. Арарат, в раз-

резе 6 (к-21) сарматские отложения представлены также сокращенными мощностями (68,5 *м*), без видимого несогласия подстилаются конкскими отложениями среднего миоцена. Представлены зеленовато-серыми глинами, алевролитами. Книзу глины переслаиваются с плотными серыми известняками, редко серыми песчаниками, местами переходящими в светло-желтые пески. Мощность отдельных пластов до 5 *м*, среди которых отмечены оолитовые разности. Из органических остатков выявлены остракоды: *Cyprideis sarmatica (Zalanyi), Limnocythere suzini Bub.*, *Eucypris hrazdanica Bub.* и др., мелкие фораминиферы, гастроподы и обломки костей рыб. К северо-востоку, в 7 *км* от с. Суренаван (раз. 5) (см. рис. 1) мощность сарматских отложений примерно 125 *м*, они, как и в разрезе Арарат—6 (к—21), залегают на отложения конка, представлены в основном глинами, в нижней части с редкими прослоями посчаника. В верхней части глины переслаиваются с известняками, в последних установлены оолитовые разности. В них обнаружены остракоды, мелкие фораминиферы, гастроподы, кости рыб.

Остракоды представлены довольно хорошей сохранности и в большом количестве видами: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*), *Limnocythere suzini Bub.*, *Ilyocypris bradyi Sars*, *Eucypris hrazdanica Bub.*, подтверждающими средне-верхнесарматский возраст отложений.

Далее сарматские образования прослеживаются на юг и в Нахичеванской мульде установлены в многочисленных разрезах естественных обнажений. В районе с. Садарак мощность сарматских отложений достигает 210 *м* (разрезы 1, 2, 3) (см. рис. 1); они залегают на конкских отложениях, представлены глинисто-песчанистыми отложениями с характерной фауной остракод: *Cyprideis sarmatica* (*Zalanyi*), *C. torosa* (*Jones*), *Candoniella schubinae Mand.*, *Darwinula stevensoni Br. et Rob.*

Обобщая приведенные стратиграфические и палеонтологические данные, полученные по материалам многочисленных скважин и обнажений, можно отметить, что на исследуемой территории (Октемберянского, Араратского, Арташатского прогибов) были установлены сарматские отложения, мощность которых с запада на юго-восток значительно уменьшается.

Сарматские отложения в Октемберянском, Араратском и Арташатском прогибах перекрывают конкские отложения среднего миоцена, которые местами фациально замещаются гипсоносно-соленосными отложениями, а в некоторых разрезах залегают на размытой поверхности более древних отложений пестроцветной свиты верхнего олигоцена (?) нижнего миоцена.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28. III. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бубикян С. А.* Остракоды из сарматских отложений Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 1, 1958.

2. *Бубикян С. А.* Остракоды из отложений конкского горизонта Армянской ССР (Раздан-ский, Октемберянский районы). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XIX„ № 5, 1966.
3. *Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
4. Геология СССР. Геологическое описание Армянской ССР, т. XIII, М., 1970.
5. Геология Армянской ССР, Стратиграфия. Изд. АН Арм.ССР, т. II, Ереван, 1964.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 44—45, 1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552.3 : 552.11(55)

Е. Ф. РОМАНЬКО, Б. Б. КРИВЯКИН

ГЛАВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АНАРЕКСКОГО РАЙОНА В ИРАНЕ

Анарекский рудный район расположен в относительной близости от границ СССР (600—700 *км*), в пределах Центрального Иранского нагорья и охватывает часть сложного гетерогенного складчато-глыбового сооружения Центрального Ирана. Геологическая изученность этого района до последнего времени оставалась весьма слабой, хотя с глубокой древности здесь действовали рудники по добыче различных полезных ископаемых. Разрозненные сведения о магматических образованиях имеются только в отчетах по региональным мелкомасштабным геолого-съемочным работам в пределах этого и сопредельных районов.

В 1975—1980 гг. советскими геологами в соответствии с межправительственным соглашением на площади свыше 40 *тыс. км*^{2} впервые были проведены комплексные геолого-геофизические исследования, в результате которых, в частности, появилась возможность расширить и систематизировать сведения о формационной принадлежности многообразных магматитов. Приведенные ниже новые данные в значительной мере могут быть отнесены к территории Центрального Ирана в целом, который, как известно, обладает многими общими геологическими чертами с Малым Кавказом и составляет с ним единую структурную область в системе Средиземноморского пояса. Поэтому сопоставление эволюции магматизма Центрального Ирана и Закавказья представило бы несомненный интерес.

Тектонические структуры района сформированы альпийскими и более ранними орогеническими движениями. В его пределах выделяются байкальские кристаллические массивы, зоны киммерийской и раннеальпийской складчатости, а также собственно альпийские зоны: шовная офиолитовая (типа Севано-Акеринской), вулканического пояса. Границами тектонических зон являются региональные глубинные разломы, часто трассируемые гипербазитами. Как и в Закавказье широким развитием пользуются наложенные позднеальпийские орогенные впадины.

Особенности тектонического развития района обусловили разнообразие как по составу, так и по возрасту магматических формаций, образование которых связано, в основном, с байкальской и альпийской тектоническими эпохами. Магматиты каледоно-герцинской и киммерийской эпох распространены очень ограничено. Практически всегда проявления магматизма на рассматриваемой территории имели полифа-

Таблица

Магматические формации Анарекского района

Эпохи	Формации		Возраст	Петрографический состав и петрохимические особенности	Изотопные K/Ar датировки (*млн. лет*)
Альпийская	Трахибазальтовая		Олигоцен	Щелочные оливиновые базальты, долериты	28,5±2,29
	Вулкано-плутонический комплекс	Диорит-гранодиоритовая	Поздний эоцен	Гранодиориты, диориты, реже граниты, кварцевые диориты. Известково-щелочные	31,33, 35,38 40±2, 43,44
		Монцонит-граносиенитовая	Эоцен	Монцониты, граносиениты, сиенито-диориты. Субщелочные, калиево-натриевые	47±3,43±3,53 53,54, 54, 56, 56, 60
		Андезито-базальтовая	Поздний эоцен	Андезито-базальты, андезиты, базальты, туфы и туффиты среднего состава. Известково-щелочные с пониженной щелочностью	
		Риодацитовая	Средний поздний эоцен	Игнимбриты и туфы риодацитового состава, дациты, риолиты, туффиты. Дифференциаты кислой магмы, образующие два ряда пород: 1) с повышенной и 2) нормальной щелочностью калиевые и калиево-натриевые	28, 5, 39, 47, 5, 48
		Трахиандезитовая	Ранний эоцен	От базальтов до дацитов с преобладанием трахиандезитов. Андезиты и диоритовые порфириты в субвулканической фации. Субщелочные и известково-щелочные	50
	Гипербазитовая		?	Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, тальк-серпентинитовые и амфибол-хлорит-серпентиновые породы. Высокомагнезиальные и низкоглиноземистые	
	Офиолитовый комплекс	Порфиритовая	Поздний мел	Андезитовые и базальтовые, порфириты, реже их туфы. Толеитовые и известко-щелочные, альбитизированные	67±5
		Спилит-кератофировая	Мел	Спилиты, кварцевые кератофиры, кератофиры, их туфы и брекчии, базальтовые порфириты и афириты, диабазы. Спилитизация, зеленосланцевый метаморфизм. Контрастные, натриевого ряда	98
		Габбро-плагиогранитная	Мел	Габбро, габбро-диабазы, диабазы, плагиограниты, кварцевые диориты. Дифференциаты толеитовой и известково-щелочной базальтовой магмы, натриевый метасоматоз	98, 188
		Дунит-гарцбургитовая	?	Серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, редко пироксениты и габбро-пироксениты. Антигоритовые и хризотиловые серпентиниты	
	Габбро-диабазовая		Поздний мел	Габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диабазы. Известковые с щелочным уклоном	67±5
Киммерийская	Сиенит-гранитовая		Поздняя юра	Граносиениты, граниты, сиенито-диориты. Известково-щелочные и субщелочные, калиево-натриевые и калиевые	128±5, 140±5
	Кварцевых диоритов-плагиогранитов		Поздний триас	Кварцевые диориты, плагиограниты. Известково-щелочные, натриевые	187±10
	Гранитоидов пестрого состава		Мезозой	Гранодиориты, граниты, диориты, монцодиориты, габбро. Известково-щелочные, калиево-натриевые	147±6, 158±6
Каледоно-герцинская	Базальтоидная		Девон	Пироксеновые и оливиновые диабазы. Щелочные, калиево-натриевые и калиевые	
			Силур	Спилиты, базальтовые порфириты, мелафиры, меймечиты, серпентиниты. От толеитовых до щелочных, ассоциируют с ультрамафитами	
			Палеозой	Метадиабазы (альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые породы с реликтовой офитовой структурой)	
Байкальская	Метаэффузивов кислого состава		Поздний протерозой	Кварц-альбит-мусковитовые и альбит-эпидот-хлоритовые порфироиды	170±11
	Метабазитов и метагаббро			Сланцы амфиболовые и эпидот-актинолит-хлоритовые, амфиболиты, метагаббро	205
	Мигматитов и анатектитов			Гранито-гнейсы, мигматиты, граниты, диориты, гранодиориты, аплиты, пегматиты. Известково-щелочные, калиево-натриевые, калиевые	42,5±2; 44±3, 45±3, 123±4, 177±5

Примечание: Верхнепротерозойские породы «омоложены» в результате последующих тектогенезов

циальный характер, что выразилось в формировании как интрузивных, так и вулканических пород. В сжатом виде эволюцию магматизма данного региона демонстрирует таблица, содержащая краткую петрографическую и петрохимическую характеристику основных магматических формаций и данные изотопных датировок (табл. 1).

Объединение «Зарубежгеология»

Поступила 3. VI. 1983.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 46—53, 1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.2+553.078

В. М. ЧАПКА, Э. В. УЖГАЛИС, Э. М. НЕКРАСОВ

РЕЛИКТОВАЯ КОСМИЧЕСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗЕМЛИ

При изучении глобальной геологии и металлогении земного шара в аспекте влияния на историю Земли космических факторов в последние 10 лет были получены важные научные обобщения и факты, требующие нового осмысливания и анализа. Это касается, прежде всего, сферы вопросов возникновения и развития нашей планеты как космического тела.

К числу наиболее интересных и ранних обобщений следует отнести установление М. И. Калгановым [3] в структуре древних материков глобальных «железных поясов» Земли. Последние состоят из природных скоплений железных руд на участках поясов, пересекающих наиболее древние—архейские участки земной коры (докембрийские щиты). Как известно, М. И. Калганов впервые показал, что эти гигантские полосовые структуры ранней Земли имеют космическое происхождение и составляющее их железо внеземной природы.

За 10 лет, прошедших с момента публикаций работ М. И. Калганова, авторы настоящей работы—его товарищи и друзья, разделяющие эти идеи, продолжали исследования в рамках проблемы. Были собраны и проанализированы многочисленные факты, позволяющие более глубоко обосновать представления о влиянии космических источников на состав Земли. Этой работе способствовали психологические тенденции современного глубокого взаимопроникновения наук о Космосе и наук о Земле. Сейчас в геологии имеются важные научные синтезы, явившиеся следствием этого взаимопроникновения фундаментальных разделов естествознания (сравнительная планетология, космическая геология и геохимия и т. д.). Железорудные пояса Земли выражены на ее поверхности в виде прерывистых структур локального преобразования под влиянием последующих тектоно-магматических процессов первичной земной коры. Наибольшее значение при этом играют процессы гранитизации протокоры [6, 11], обуславливающие периодическую регенерацию руд и рудных структур с соответствующей миграцией части рудного вещества [19]. В этой связи в качестве важнейших свидетелей существования ранних железорудных поясов Земли следует считать наиболее древние месторождения железных руд на щитах (с возрастом 2,8 *млрд. лет* и древнее), менее всего измененные процессами деформаций, метаморфизма и гранитизации. Такие железные руды известны в Западной Гренландии, на щитах Африки, Австралии и в дру-

гих регионах мира, представляя реликтовые структуры первичной коры континентов.

Именно для этих руд отмечаются необычно высокие концентрации ряда элементов (германий, золото и др.), первичные источники которых следует, скорее всего, искать в космическом железном веществе, вошедшем, вероятно, в состав рудных железистых кварцитов. Эта вероятность становится все более обоснованной из-за прямых указаний на космические источники вещества. Наиболее ярким фактором является установление Аппелом [12] в древнейших гренландских рудах из Исуа (возраст более 3,7 *млрд. лет*) многочисленных округлых, реже угловатых зерен хромита с составом, тождественным составу метеоритных хромитов из океанических осадков.

Известно также, что древнейшие магнетитовые кварциты отличаются сравнительно высокими концентрациями германия в ассоциации с рядом халькофильных элементов [2]. При этом характерно, что германий отчетливо коррелируется с базитовым вулканическим материалом, составляющим основу архейских железорудных формаций. Эти же кварциты местами сильно обогащены золотом; так, железистые кварциты ЮАР содержат до 2—8 *г/т* золота. Концентрации золота отмечаются также и в архейских железных рудах Якутии и КМА [4]. Золото в железистых кварцитах архея ассоциирует с концентрациями никеля, кобальта, сурьмы, мышьяка, германия и галлия [19].

В современной структуре щитов железорудные пояса, вернее их фрагменты, входят в свою очередь в состав так называемых зеленокаменных поясов—главных структур докембрийских щитов. С зеленокаменными поясами связана практически вся высокая металлоносность докембрия; с ними связаны, в частности, месторождения золота, урана, титана, цветных и редких металлов. Согласно модели Гликсона-Анхаузера, зеленокаменные пояса представляют реликтовые зоны, оставшиеся от гранитизации «первичной андезитовой» коры. Эта модель лучше всего объясняет высокую насыщенность зеленокаменных поясов металлами, причем в месторождениях среди поясов отмечаются подвижные при гранитизации элементы цветных металлов, сера и др., поступавшие сюда из коры, а также малоподвижные сидерофильные элементы и металлы, остающиеся на месте. Железорудные пояса ранней коры оставались при гранитизации весьма устойчивыми, сохраняясь в первичном залегании внутри зеленокаменных комплексов, либо в виде реликтовых залежей среди окружающих гранитов и гнейсов (по направлению простирания поясов).

Месторождения железистых кварцитов находятся в очень тесных структурных взаимоотношениях с сульфидными месторождениями ряда металлов. В зонах, смежных с железорудными на архейских щитах, известны промышленные концентрации полиметаллов с необычно высокими примесями редких и рассеяных элементов (сурьма, ртуть, висмут, олово, платиноиды и др.), часть из которых совершенно не свойственна металлогении архея. В Намибии, например, на месторождении Цумеб полиметаллические сульфидные руды содержат крайне высокие промышленные концентрации сульфидов германия и галлия. Отметим, что

эти металлы обычно ведут себя как сидерофилы или накапливаются при эпигенезе, а также в органическом веществе. Колчеданные и полиметаллические руды архея Австралии, Марокко и Алжира также характеризуются необычными примесями сурьмы, висмута, ванадия, олова, вольфрама, урана и др. металлов [11].

В Южной Африке железорудным поясам оказывается смежным знаменитый золото-сурьмяный пояс Мерчисон с мировыми запасами сурьмы и проявлениями необычных концентраций ряда металлов, в частности, ртути [27]. В архее Финляндии имеется целая серия сульфидных месторождений (Оутокумпу, Сайяйски и др) с необычными для таких месторождений примесями сурьмы, олова, золота и др. металлов. Интересны составы архейских сульфидных месторождений Австралии, в особенности месторождения пирит-полиметаллических руд Найрие [22]. Здесь в рудах развиты скопления манганохромита в сростках с палладиевой сурьмой, в которой содержится: палладия 31%, сурьмы 67,4%, железа 0,7%, меди 0.5%. По новым представлениям такая пестрота состава сульфидных руд является характерной особенностью металлогении архея [8].

Если суммировать и проанализировать все имеющиеся факты по концентрации необычных металлов в архейских рудах, то намечается определенный ряд рудных компонентов и их количественных сочетаний типа железо, никель, кобальт, фосфор, золото, мышьяк, медь, сурьма, цинк, германий, галлий. Независимо от наших оценок массы упомянутых металлов в металлогении архея, в космохимии выделен совершенно аналогичный ряд примесей в железных метеоритах [5, 31, 33], а сам ряд отражает порядок конденсации металлов в первичной Солнечной туманности.

В этом «космическом» ряду германий в ассоциации с сурьмой и медью (группа умеренно летучих) характеризует космохимический «порог» отделения железа от хондритового расплава. Этим можно объяснить, в частности, широкое распространение указанных трех элементов в архейских рудах различных типов и их «сквозную» роль в формировании как сидерофильных, так и халькофильных природных рудных концентраций. Отметим также, что в железных метеоритах имеется отчетливая положительная корреляция никеля с кобальтом, золотом и мышьяком и отрицательная—с металлами платиновой группы. В то же время низкие концентрации германия в этих метеоритах—признак длительного остывания вещества метеоритов [33], что является следствием зарождения метеоритов в центральной части первичной Солнечной туманности. По современным выводам астрономов внутренняя часть туманности состоит из металлической фазы конденсации, а внешняя—из неметаллической. Как известно, именно этим обусловлено различие в строении Земли, Венеры и Меркурия с крупными металлическими ядрами, Луны и Марса, имеющими небольшие ядра [17].

Ряд исследователей [16, 21] полагает, что известная загадка дефицита массы ядра Земли может быть объяснена также наличием в ядре примеси металлов рассматриваемого ряда, а также таких элементов как калий, углерод и азот. Согласно модели Ганапати-Андерса, боль-

шинство из элементов космического ряда содержится в коре и мантии Земли в количествах, недостаточных к их космическим отношениям с кремнеземом.

В свое время А. П. Виноградов [1] показал, что хондритовая модель зарождения и эволюции Земли не обеспечивает баланса между железом в предполагаемом базальтовом исходном веществе Земли, массой железных руд в месторождениях и массой ядра. Дефицит масс может быть снят только за счет привлечения метеоритного железа, накапливающегося при процессах аккреции и аккумуляции исходного вещества протопланеты. В этой связи следует отметить, что модель хондритовой мантии как исходного вещества для выплавления коры Земли совершенно не обеспечивает, судя по многочисленным расчетам разных авторов, формирования в известных объемах калиевых гранитов и многих месторождений, особенно урана. Известны представления Ван Беммелена [34], который, исходя из этих данных, пришел к выводу, что вся гранитная кора Земли возникла извне на самой ранней стадии ее зарождения, независимо от того, горячим или холодным путем образовалась наша планета. Только после докембрия эта «внеземная» кора объединилась с мантией с образованием коры субокеанического типа.

Другая проблема, вытекающая из хондритовой модели,—это источники энергии, поскольку энергия аккреции и радиораспада урана, тория и калия недостаточна для всего переплавления агломерированного вещества протопланеты. Современная астрономия наметила новые возможности и нетрадиционные источники внешней энергии—это энергия от вспышек сверхновых [29] или энергия от радиоактивного распада сверхтяжелых элементов [10].

Другая точка зрения высказана Дж. Смитом [9] и рядом других авторов, которые полагают, что гравитационное ускорение во время аккреции, образования ядра и радиоактивного разогрева обеспечивает более чем достаточную энергию, чтобы полностью расплавить Землю.

Имеются достаточно многочисленные факты о присутствии материала сверхновых во включениях метеоритов Аллende, Оргилл, Мурчисон и др. [15, 24]. Материал содержался также в первичной Солнечной туманности, создавая известные аномалии металлов и их изотопов, типичные для примитивных метеоритов, лучше всего отражающих состав первичной солнечной туманности. Именно эти аномалии могут быть объяснены вспышками сверхновых, имитирующих образование первичных газовых туманностей в Космосе [17]. С другой стороны, в тех же примитивных метеоритах типа Аллende обнаруживаются изотопы (типа ^{26}Al), свидетельствующие о ядерных процессах сверхтяжелых элементов. Особый интерес при интерпретации космохимических данных представляют, конечно, аномальные металлы, которыми может объясняться намеченная необычность металлогении месторождений архея. Прежде всего, это относится к ртути, накапливающейся в примитивных метеоритах в ассоциации с углеродом и платиноидами [26], устойчивой при температуре около 900°К. Накапливается все более сведений об участии вещества планетезималей в формировании и развитии Земли.

Более того, известная гетерогенность в строении земной коры и мантии может быть объяснена, исходя из динамичной структуры Земли, состоящей из отдельных трансформированных планетеземалей [30]. Можно привести к этому многочисленные петрохимические и геохимические факты, такие, например, как: а) тождество отношений $^{40}Ar/^{36}Ar$ в железных метеоритах, глубинных мантийных породах и атмосфере Земли [18]; б) тождество отношений Металлы платиновой группы+Золото/иридию в породах мантии и хондритовых метеоритах [16]; в) наличие в ультраосновных породах внутри зеленокаменных поясов и железорудных месторождений природных сплавов платины, которые могли образоваться только при сверхвысоких температурах космической энергии [13] и т. д.

Следовательно, имеется достаточно оснований, чтобы попытаться объяснить парадоксальные особенности ранней архейской металлогении Земли с позиций космического происхождения многих металлов в месторождениях ранней Земли [28]. Здесь возникает возможность постановки проблемы о космическом первоисточнике целого ряда металлов, выходящих за границы баланса вещества между средним составом метеоритов и Земли, включая ядро. Речь идет о реликтовой металлогении докембрийской коры, которая унаследовала некоторые допланетные особенности формирования Земли.

При этом, авторы настоящей работы разделяют точку зрения, согласно которой современные процессы материковой аккреции в островных дугах и активных окраинах имеют принципиальное сходство по условиям образования с возникновением самой ранней гранитной коры. Главнейшим фактором, резко изменившим металлогению ранней Земли на границе архея и протерозоя (около 2,8 *млрд. лет* назад) было именно образование гранитов на месте примитивной базальтовой коры. В этот период геологической истории гранитные флюиды существенно преобразили примитивную металлогению, сконцентрировав отдельные металлы в более поздних рудоносных структурах и преобразовав бывшие сплошные «железные пояса» в отдельные фрагменты их. Существование в земной коре реликтовых металлогенических зон подмечено в последние годы французскими металлогенистами во главе с Рутье, которые выделяют в структуре гранитизированных областей «теневые» рудные структуры как основу для поисков скрытых месторождений.

Имея первичным источником метеоритное железо, древние железорудные пояса Земли в истории ее ранней эволюции представляются как захваченные (экспанированные) протокорой геофизические поля железа, как бы отставшие от основных гравитационных потоков создающегося железо-никелевого ядра [28]. Аналогичное явление неполной гравитации сидерофилов в ядро отмечается и для Луны [20]. Здесь избыточные сидерофильные элементы в брекчированных породах лунных нагорий представляют последние стадии аккреции металлсодержащих планетеземалей на Луне после ее первичной дифференциации. Поскольку возраст ядра оценивается разными авторами в интервале 4,3—4,9 *млрд. лет*, то истинный возраст наиболее ранних железных руд в древнейших породах Земли может достигать этой величины; имею-

щиеся данные возраста пород железистой формации архея (2,8—3,7 *млрд. лет)* характеризуют последующие термальные события. Рама Меерти [8] полагает также, что вследствие относительно большой массы ядра Земли по сравнению с массой планеты процесс образования ядра должен был бы привести к глобальной дифференциации и образованию протокоры. Этот автор также приходит к выводу, что отделение железа в ядро было неполным и исходит из того факта, что во внешней зоне Земли (несколько сотен километров) содержание сидерофилов—никеля, кобальта, меди, золота и рения обычно выше ожидаемого при равновесной сегрегации богатого железом ядра.

Во всех случаях, согласно космогеническим моделям, железные метеориты Солнечной системы образовались из тяжелых конденсатов металлов на месте внутренней части газового облака. Последующая зонная плавка первичной «холодной» Земли обеспечивала гравитационное движение тяжелого железного расплава с наружной части Земли во внутренние. Этот механизм удачно объясняется моделью Эльзассера, согласно которой железо выплавлялось из смеси хондрита и палассита и накапливалось под верхним расплавленным слоем в виде асимметричной зоны. По современным представлениям [32], ядро сформировалось в результате кратковременного гравиэнергетического процесса, чем и обусловлено скопление оставшихся масс железа в виде огромных масс руд в архее. Модель Эльзассера асимметричного накопления железного расплава в протомантии недавно дополнена представлениями Грейбайна [23] о том, что эта «капля» расплава железа накоплена со стороны Земли, обращенной к Луне в раннюю стадию геосинхронного вращения Земли и Луны. Это дополняется также и геологическим материалом, свидетельствующим о том, что этим местом в архейской Земле была Южная Африка. Именно здесь на небольшом участке в 500 $км^2$ древнейших пород ЮАР и Зимбабве сосредоточено около 80% всех природных ресурсов архейских железных руд Земли [7].

В период формирования ядра центральная часть Земли, исходя из современных расчетов, должна быть разогретой до 3000—5000°К и оставаться жидкой доныне. Это вполне согласуется с данными глубинной геофизики, сравнительной планетологии и некоторыми выводами современной геотермики [25], которые могут свидетельствовать в пользу выноса ряда элементов со сверхвысоких глубин Земли (Гоетел) тепловыми потоками и конвекцией в мантии. Тепловые потоки и создаваемые ими условия плавления вещества мантии и выноса некогерентных элементов, по всей вероятности, проявлялись на протяжении всей геологической истории и способствовали периодическим процессам наложения и регенерации пород и руд со стиранием прежних черт первичной металлогении Земли.

Институт литосферы
АН СССР

Поступила 12. I. 1982.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А. П.* Образование металлических ядер планет. Геохимия, № 10, 1975.

2. *Воскресенская Н. Т.* Геохимия таллия и германия в марганцевых месторождениях разного генезиса. Геохимия, № 6, 1976.
3. *Калганов М. И.* Космическое железо как один из возможных первоисточников для формирования железистых кварцитов. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 24, № 5, 1971.
4. *Калганов М. И., Ужгалис Э. В.* Условия образования докембрийской коры выветривания региона КМА. В сб.: Докембр. коры выветривания, М., 1975.
5. *Лаврухина А. К.* Дифференциация химических элементов в протопланетном облаке и в первичном веществе Земли. Геохимия, № 12, 1978.
6. *Лазаренко Э. А.* Об образовании гранитного слоя земной коры и железорудных месторождений на древних щитах. Деп. ВИНИТИ, № 242—80, 1980.
7. *Попов Ю. В., Чайка В. М.* Основные черты металлогении щитов. М., ВНЭМС, 54, 1981.
8. *Рама Мерти В.* Состав ядра и ранняя химическая история Земли. В кн.: Ранняя история Земли. М., 1980.
9. *Смит Дж. В.* Развитие системы Земля-Луна и выводы применительно к геологии ранней Земли. В кн.: Ранняя история Земли. М., 1980.
10. *Толстов К. Д.* Сверхтяжелые элементы в эволюции Земли и малых планет. В кн.: Объед. ин-т ядерн. исслед., Дубна, Сообщения, № Р6-11677, 1978.
11. *Чайка В. М.* Рифеиды Центральной Сахары. М., 1978.
12. *Appel P. W. U.* Cosmic grains in an iron-formaeion from the early Precambrian Isua supracrustal belt West Greenland. J. Geol., 1979, v. 85, № 5.
13. *Bird J. M., Bassett W. A.* Evidence of deep mantle history in ferrestr ia osmium-itrtid:uthenium alloys. "J. Geophys. Res.", 1980, 1385, № 10.
14. *Blander M.* Non-equilibrium effects in the formation of chondrites. Meteoritics 1977, v. 12, № 3.
15. *Boynton W. V.* Supernova material in Allende inclusions. Meteoritics, 1979, 14 № 4.
16. *Chou C.—L.* Fractionation of siderophije elements in the Earth's upper mantle Prac. 9th Lunar and Planet. Sci. Lett. Cont., Tex., Houston, 1978, v. 1, New York e. a., 1978.
17. *Clayton R. N.* Isotopic anomalies in the early solar systems. Origin and Distribution Elem. Proc., 2 nd Symp., 1977. Oxforg e. a., 1979.
18. *Dewning R. G., Manuel O. K.* $^{40}Ar/^{39}Ar$: An interpietation to the puzzle. Meteoritics, 1979, 14, № 4.
19. *Fripp R. E.* Stratabound gold deposits in Acohaen banded iron-formation, Rhodesia. Econ. Geol., 1976, v. 71, № 1.
20. *Ganapathy R., Morgan J. W., Krähenbühl V., Anders E.* Early intense bombardment of the Moon Clues from metreoritic elements in Apollo 15 and 16 samples. Geochim. et Cosmochim. acta Suppl 4, New-York, 1973.
21. *Goettel K. A.* Potassium in the Earth's core: evioence and implications. Phys. and Chem. Miner. and Rocks. London e. a., 1976.
22. *Graham J.* Manganochromite, palladium antimonide ane Some unusual mineral associations at the Nairne pyrite deposit South Austrelia. Amer. Miner., 1978, 63, № 11—12.
23. *Grjeline T.* The moon as the origin or the Earth's continents. Moon and Planets, 1980, 22, № 3.
24. *Grossman L.* Refractory inclusions in hte Allende meteorite. Annu. Rev. Earth and Planet Sci., v. 8, Palo Alto. Calif., 1980.
25. *Jeanloz R., Richter F. M.* Convection, composition and thermal state of the lower mantle. J. Geophys. Res., 1979, v. B 84, № 10.
26. *Jovanovic S., Reed G. W.* Hg and Pt-metals in meteoritic carhonrich residues suggestions for possible host phase for Hg. Geochim. et Cosmochim. acta, 44, № 10.
27. *Maff R.* The antimony deposits in the Murchison Range of the northeasrern Transvaal, Republie of South Africa. Monagr. Ser. Miner. Depos., 1978, № 16, X,
28. *Napier W. M., Clube S.V. M.* A theory of terrestial catastrophsim. Nature, 1979, v. 282, № 5738.

29. *O'Nions R. K., Evensen N. M., Hamilton P. J., Carter S. R.* Melting of the mantle past and presentl isotop and trace element evidence. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1978, v. 288, № 1355.
30. *Ransford G, A.. Kaula W. M.* Heating of the Moon by heterogeneous accretion. J. Geophys. Res. 1980, B 85, № 11.
31. *Rambaldi E. R., Cendales M.* Medarately volatile siderophiles in ordinary chondrites. Earth and Planet. Sci. Lett., v. 44, № 3.
32. *Shaw G. H.* Core formation in terrestial planets. Phil. Earth and Planet. Sci. Lett. Intern., 1979, v. 20, № 1.
33. *Scott E. R. D.* Primary fractionation of element among iron meteorites. Geochim. et Cosmochim. acta, 1978, v. 52, № 9.
34. *Bemmelen R. W.* On the origin and evolution of the earth's crust and magmas Geol. Rundschau, 1968, 57, № 3.
35. *Wood J. A., Motylewski K.* Meteorite research. Rev. Geophys. and Space Phys. 1979, 17, № 4.

Известия АН Арм ССР, Наукп о Земле, XXXVII, № 5, 54—60, 1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.348.436(479.25)

Т. О. БАБАЯН

О ЗОНЕ АХУРЯНСКОГО СЕЙСМОГЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО НАРУШЕНИЯ

В настоящей статье автор пытается дать геолого-тектоническое истолкование проявлений Ленинаканского землетрясения 1926 года в зоне Ахурянского разлома, а также характер перераспределения сейсмических напряжений в этой зоне.

Для выявления связи между проявлением сейсмичности и геолого-тектоническим строением района, где ощущалось Ленинаканское землетрясение 1926 года, нами использовано большое количество литературного и архивного материалов о геолого-тектонических условиях этого района [1, 7, 8, 12 и др.] и о последствиях и проявлениях землетрясения на земной поверхности [5, 9, 11 и др.].

Сбор материалов о последствиях землетрясения 1926 года в населенных пунктах, расположенных в эпицентральной области и примыкающих к ней районах, а также полевое обследование древних сооружений и домов, расположенных на отмеченной территории, позволило нам уточнить сейсмическую интенсивность в каждом населенном пункте по шкале MSK-64 и составить карту изосейст главного толчка (в 19 *ч* 59 *м* 20 *с* Грин. времени) Ленинаканского землетрясения 1926 года (рис. 1).

Из карты видно, что эпицентральная область представляет собой эллипс с полуосями 25 и 2 *км*. Конфигурация изосейст достаточно хорошо совпадает с конфигурациями геолого-тектонических структур. Изосейсты, охватывающие восьмибалльную и семибалльную зоны, вытянуты вдоль предполагаемого тектонического нарушения (Габриелян, 1961), протягивающегося по ущелью р. Ахурян. Изосейста, охватывающая шестибалльную зону, приблизительно повторяет контуры тектоноизогипсов и границ структурных ярусов (трансгрессивный контакт) (рис. 2).

Узкая протяженность эпицентральной области юго-запад-северо-восточного направления, наблюдаемая и на схематических картах, составленных Лебедевым П. И. [11] и Бюсом Е. И. [5], также подтверждает наличие разрывного нарушения по ущелью р. Ахурян, причем почти с вертикальным расположением плоскости падения этого нарушения. На рис. 2 явно видна приуроченность очагов сильных землетрясений к отмеченному тектоническому нарушению.

Быстрое падение сейсмической интенсивности (сравнительно небольшое расстояние между изосейстами при высокой интенсивности в

эпицентре) указывает не только на значительное поглощение волн четвертичными мощными осадочными отложениями, слагающими указанный район, но и на неглубокий очаг, что и подтвердилось при наших расчетах [3, 4].

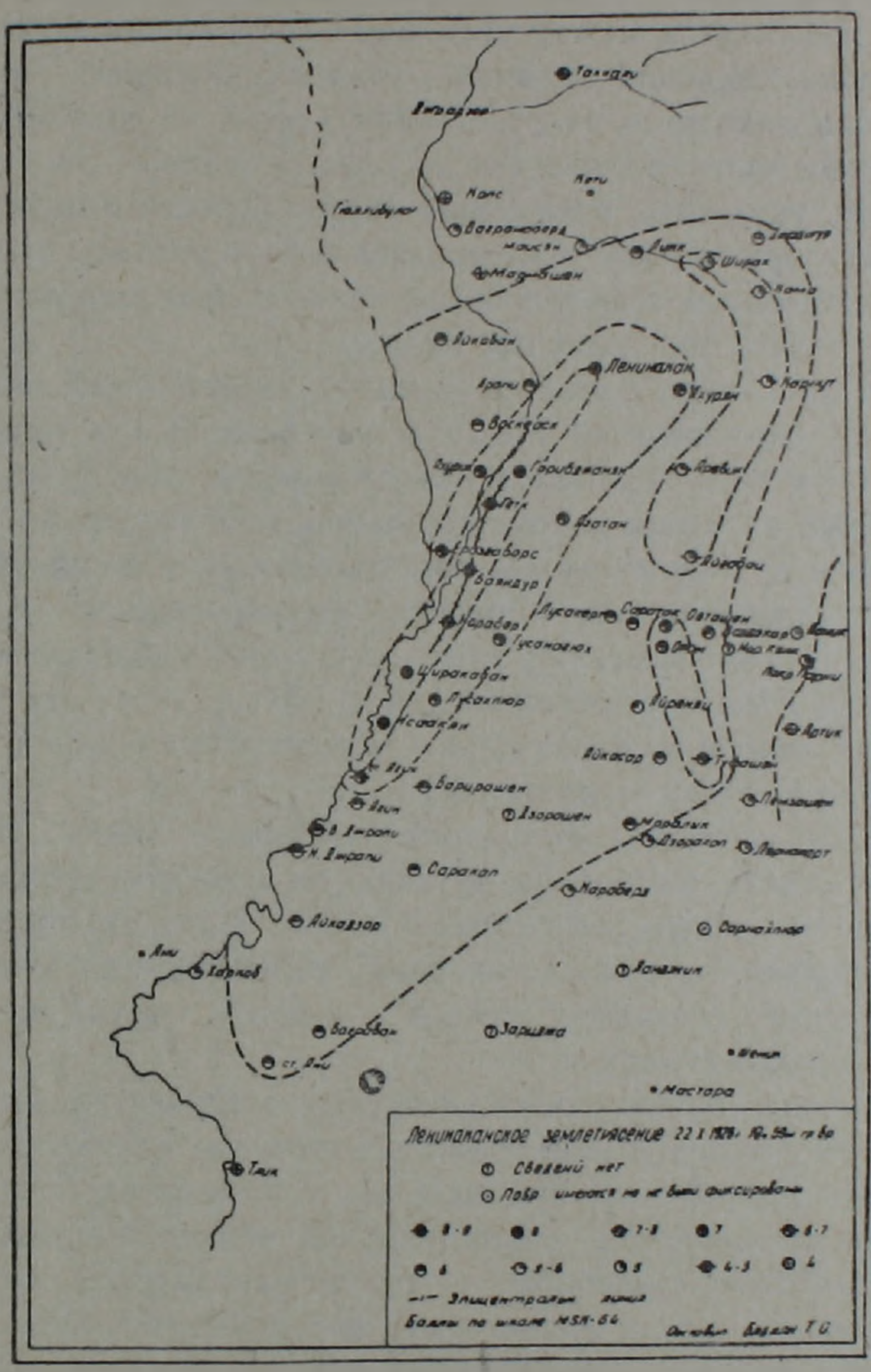


Рис. 1. Карта изосейст Ленинаканского землетрясения 1926 года.

На карте изосейст в районе, находящемся между селами Овташен, Ором, Туфашен, наблюдается зона проявления повышенного сейсмического эффекта—семибалльная зона, находящаяся в пределах шестибалльной зоны и довольно удаленная от эпицентральной области. Хотя эти села расположены в благоприятных грунтово-геоморфологических условиях (плотные наносы с низким стоянием уровня грунтовых вод—10—15 *м*), все же землетрясение здесь сказалось интенсивностью в 7 баллов.

Что касается звуковых явлений во время землетрясения, то они в эпицентральной области и на территории от с. Азатан до с. с. Айкасар и Паник, включая вышеотмеченные села Туфашен, Овташен и Ором,

были слышны одновременно с толчками, а в удаленных населенных пунктах—до толчков. Вероятное объяснение этого явления следующее. Скорость звуковой волны в земной коре (до глубины 7 *км* в данном случае) больше, чем скорость сейсмической волны, и чем дальше находится населенный пункт от эпицентральной области, тем больше становится промежуток между временами поступления звуковой и сейсмической волн. Обратите внимание, что в с.с. Овташен, Ором и Туфашен, хотя они находятся на расстоянии 11—15 *км* от эпицентральной зоны, звуковые явления ощущались одновременно с землетрясением. По-видимому, указанные отклонения (интенсивности и звуковых явлений) на территории между отмеченными селами связаны с геолого-тектоническим строением территории, но малое количество фактов не позволяет нам делать определенные выводы.

Хотя толчки имели сложный характер, то есть одновременно с горизонтальной компонентной имели и вертикальный и вращательный компоненты, которые ощущались как дрожание и фиксировались таким образом—даже на одном и том же здании дымовые трубы смещались и вращались в противоположных направлениях, все же преобладающее направление колебаний было юго-запад-северо-восточное.

Случаи обвалов каменных глыб со склонов наблюдались мало—у сс. Лусахбюр, Айкадзор, Мармашен и ст. Агин. Все эти населенные пункты расположены по направлению эпицентральной линии, т. е. в юго-запад-северо-восточном направлении.

В селах, в основном, пострадали западные и южные стены, столбы и камни падали, в основном, в западную и южную стороны. Эти явления можно объяснить следующим образом. В стенах, поперечных направлению толчка, по причине инерции происходили разрушения и отбрасывание слабо связанных камней в сторону, откуда шел удар, то есть в юго-западную сторону.

В населенных пунктах, расположенных в эпицентральной области, а также на продолжении этой области в северном направлении, наблюдалось повышение зеркала грунтовых вод, а в населенных пунктах, расположенных юго-восточнее эпицентральной области—понижение уровня этих вод. Можно предположить, что по направлению распространения сейсмического удара происходило перемещение грунтовых вод из сжатых сейсмическими напряжениями пород в зоны меньшего сопротивления.

Все вышеперечисленные выводы о направлении проявлений землетрясения приводят нас к заключению, что сейсмические силы действовали вдоль разлома по ущелью реки Ахурян, по направлению от юго-запада на северо-восток. Из этого следует, что, возможно, землетрясение произошло вследствие подвижек масс восточного крыла разлома в северо-восточную сторону, а именно, восточного крыла разлома, потому что по всем имеющимся материалам на левом берегу реки Ахурян Ленинаканское землетрясение сказалось слабее, чем на правом берегу.

При Ленинаканском землетрясении 1926 года друг за другом последовали три толчка.

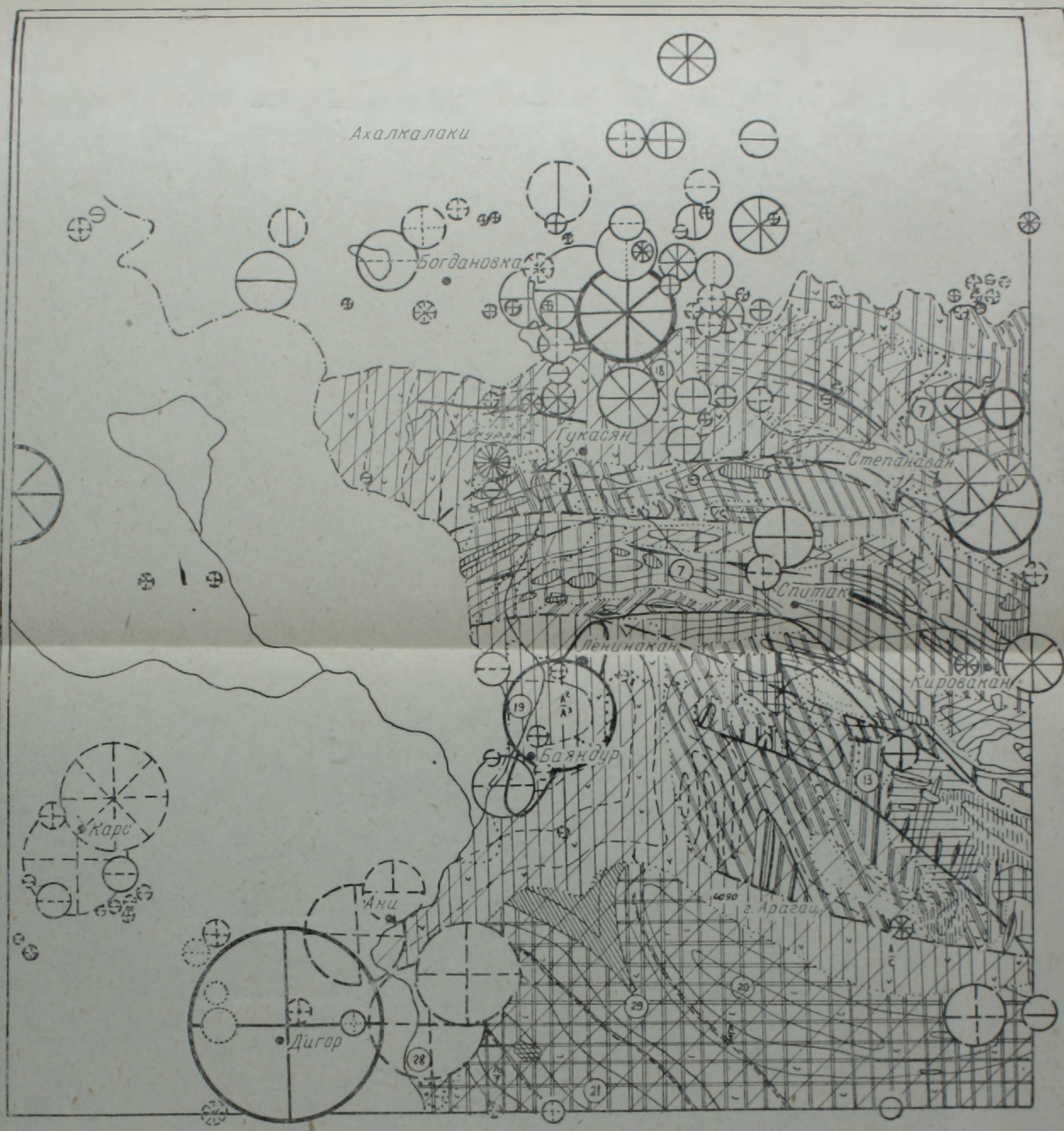


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта и эпицентры сильных землетрясений северо-западной части территории Арм.ССР. Структурные ярусы: Выходы древнего, доальпийского основания: 1. Байкальский-каледонский метаморфизованный геосинклинальный комплекс; 2. Девон-нижний карбон; 3. Пермь-триас; нижне-альпийский структурный ярус: 4. Нижняя-средняя юра; 5. Верхняя юра-нижний мел (неоком); Среднеальпийский структурный ярус: 6. Альб-маастрихт; 7. Даний-палеоцен; 8. Нижний-средний эоцен. Комплекс отложений альпийского орогенного этапа развития: 9. Верхний эоцен-средний олигоцен; 10. Средний-верхний миоцен; 11. Верхний миоцен-средний плиоцен; 12. Верхний плиоцен-антропоген, недислоцированный или слабо дислоцированный чехол. Интрузивные образования: 13. Доверхнемеловые, в основном гранитоиды в древних ядрах; 14. Предверхнемеловые и верхнемеловые гранитоиды и отчасти габброиды; 15. Нижнесеноиские ультраосновные и основные протрузии; 16. Среднеэоценовые и предверхнеэоценовые габброиды; 17. Верхнеэоцен-олигоценовые гранитоиды; 18. Нижнеолигоценовые щелочные и нефелиновые сиениты; 19. Миоплиоценовые малые интрузии и экструзии. Главнейшие группы формаций: 20. Эффузивные и пирокластические; 21. Туфогенно-терригенные; 22. Карбонатные; 23. Флишевые; 24. Соленосные; 25. Молассовые; 26. Угленосно-сланцевые; 27. Терригенные. Тектонические структуры: 28. Тектоноизогипсы; 29. Антиклинали прямые и неопределенного типа; 30. Антиклинали наклонные; 31. Соляные купола и покровные антиклинальные складки; 32. Границы районов развития соляной тектоники; 33. Сбросы, взбросы, сдвиги; 34. Тектонические разрывы, фиксируемые линейным расположением вулканов, геоморфологическими и геофизическими критериями; 35. Тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и т. д.); 36. Трансгрессивный контакт (границы структурных ярусов); 37. Границы тектонических впадин, поднятий, антиклинориев и синклинориев; 38. Границы верхнеплиоценового и антропогенового чехла. Верхнеальпийские межгорные прогибы: 39. На каледонском складчатом основании; 40. На альпийском складчатом основании; 41. На основании с неизвестным возрастом; 42. Стратоизогипсы по подошве; 43. Вулканы; 44. Цифрами на карте обозначены: 7. Севано-Ширакский синклинорий среднеальпийского возраста; 13. Цахкуняцкий антиклинорий среднеальпийского возраста; наложенные и унаследованные верхнеальпийские прогибы; 18. Джавахетский; 19. Ширакский 20. Арагацский 21. Артенийский; 28. Аиийский и 29. Мараликский выступы фундамента.

Толчки	Время	Координаты эпицентра		Балльность в эпицентре
		φ	λ	
1. Слабый	16 *ч* 04 *м*	40°, 6	43°, 6	4—5
2. Сильный	16 *ч* 44 *м* 05 *с*	4°, 7	43°, 7	7—8
3. Наиболее сильный	19 *ч* 59 *м* 20 *с*	от 4[illegible]°, 8 до 40°, 7	от 43°, 8 до 43°, 8	8—9

Из таблицы можно усмотреть, что эпицентры этих толчков мигрировали с ЮЗ к СВ, соответственно находясь у с. Ширакаван, у с. Норабер и, наконец, на территории между селами Еразгаворс и Гетк. Эпицентральные области не только главного, но и остальных толчков [5] эллипсовидные, вытянутые вдоль ущелья р. Ахурян по направлению ЮЗ-СВ и, в зависимости от нарастания интенсивности толчка, охватывают соответственно довольно большую область. Миграция подвергшегося наибольшему сотрясению области в процессе трех толчков землетрясения 1926 г. также указывает на наличие отмеченного выше тектонического нарушения и связанного с ним линейного эпицентра, по которому произошла эта миграция. Направление миграции (север-северо-восточное) указывает на направление распространения процесса вспарывания. Построив график миграции очагов трех толчков землетрясения 1926 года (рис. 3), нами было установлено, что эти эпицентры имели тенденцию перемещения с переменной скоростью $\left(V_{ср.} = \frac{\partial ч}{\partial T}\right)$ 7,6 *км/ч* после первого толчка и 1,1 *км/ч* после второго толчка (сред-

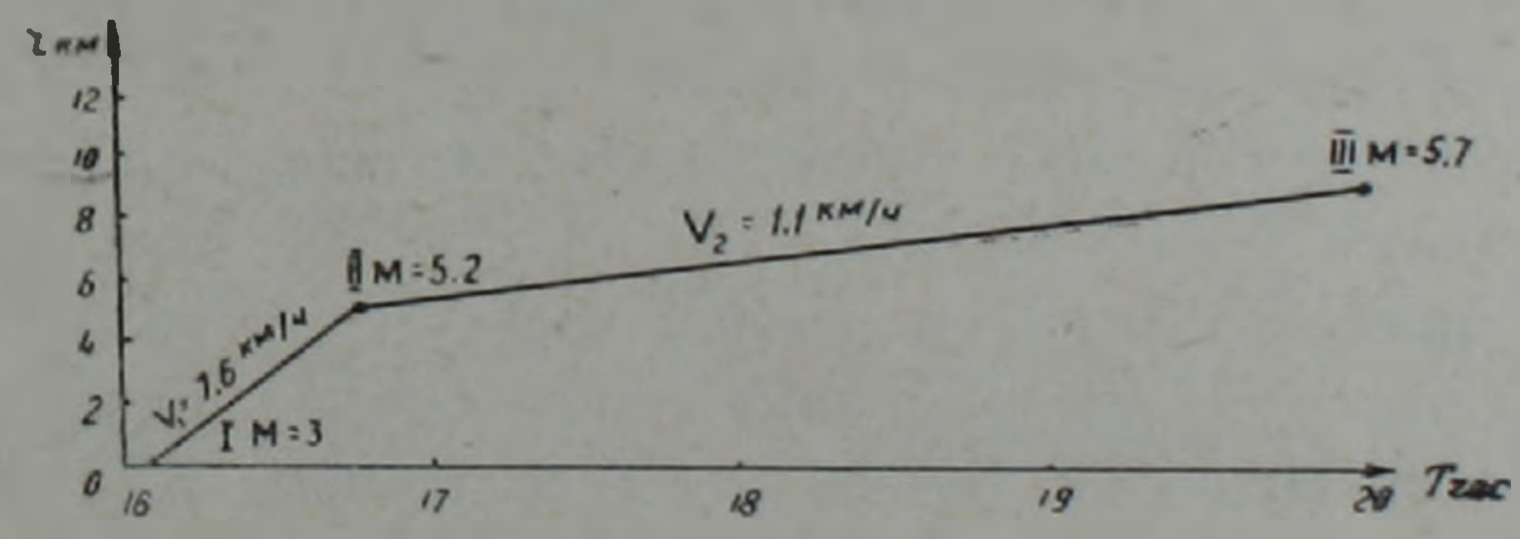


Рис. 3. График пространственной миграции очагов трех толчков Ленинаканского землетрясения 1926 года.

няя скорость миграции очагов 4,4 *км/ч*). Причем максимальное количество энергии (M=5,7) [3] выделялось в северо-восточной части зоны при третьем толчке, т. е. количество выделяемой энергии возрастало в отмеченном направлении. За довольно короткий промежуток времени произошло неравномерное перераспределение напряжений вдоль Ахурянского нарушения.

Согласно графику (рис. 4), составленному по данным нового каталога сильных землетрясений на территории СССР [4], за последние 45 лет произошла как бы разгрузка сейсмической энергии в области, расположенной северо-восточнее эпицентральной области Ленинаканского землетрясения 1926 года, что также подтверждает предположе-

ние о том, что область выделения максимальной энергии переместилась в северо-восточную сторону. в Амасийский и Гукасянский районы.

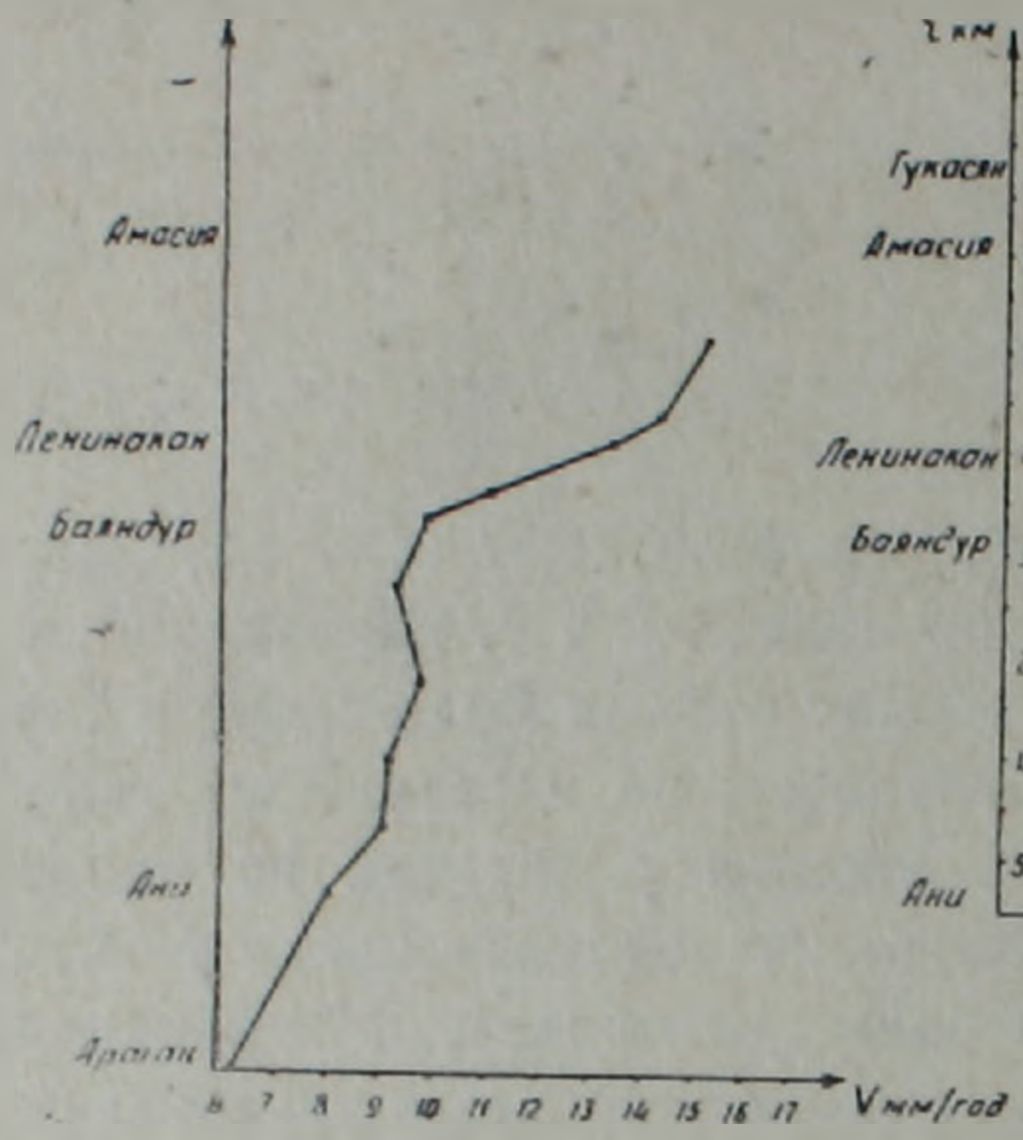


Рис. 4.

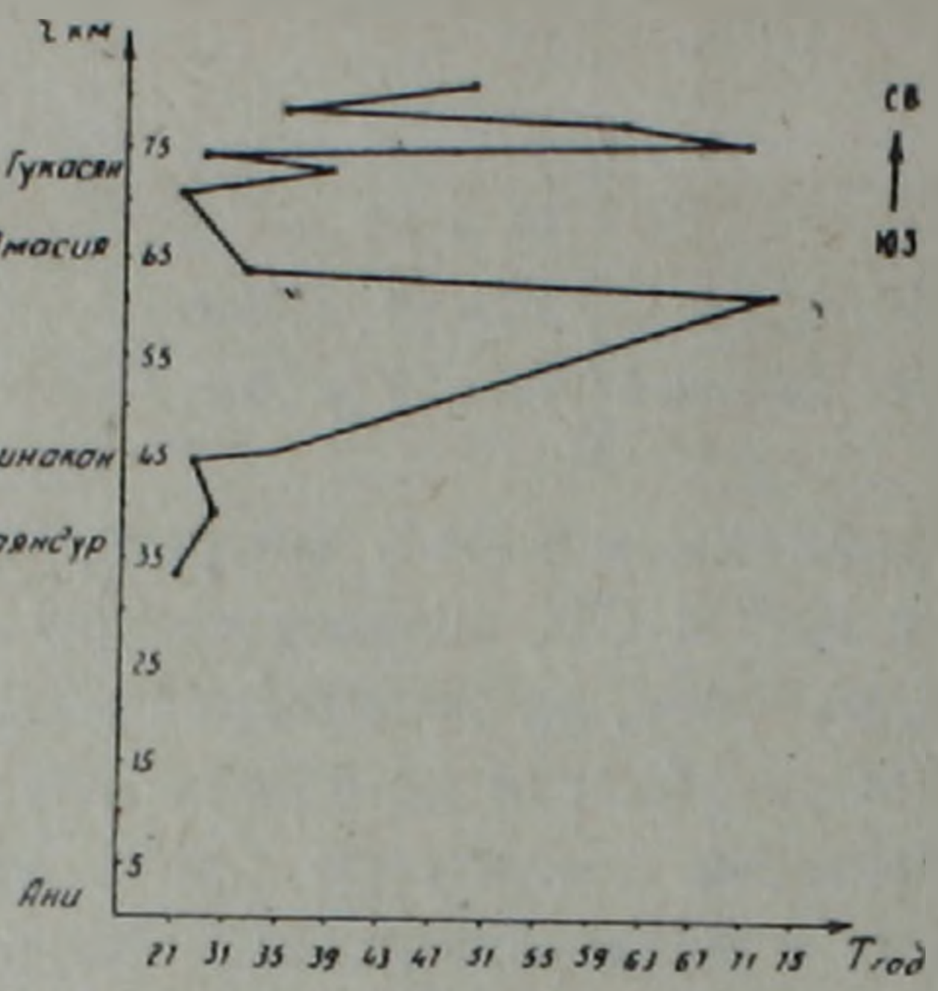


Рис. 5.

Рис. 4. График пространственной миграции очагов землетрясений по Ахурянскому разлому за 1927—1973 годы.

Рис. 5. График скоростей современных движений земной коры в зоне Ахурянского разлома за 1940—1972 годы.

Между тем к юго-западу от очаговой зоны Ленинаканского землетрясения 1926 года до Ашийских очагов и дальше за последующие годы не наблюдались землетрясения. Осредненная скорость миграции очагов землетрясений зоны Ахурянского разлома, определенная по графику на рис. 4 и по приведенной выше формуле, для отмеченного периода времени (45 лет) равна около 1 *км/год*.

Согласно геодезическим наблюдениям, проведенным за современными движениями земной коры с 1940 по 1972 г.г. (рис. 5), установлено, что активность движения земной коры, т. е. амплитуда его поднятия возрастает в намеченном нами направлении. Если в районе с. Арагац скорость поднятия земной коры составляла 6,22 *мм/год*, то в районе г. Ани она составляла 8,02 *мм/год*, у с. Агин 9,7 *мм/год*, у с. Баяндур 9,56 *мм/год*, у г. Ленинакана 13,38 *мм/год* и т. д.[1].

Нами сделана попытка использовать также данные о слабых землетрясениях ($M<2{,}0$) [2, 6, 10] для определения интенсивности как бы «дыхания» или «жизнедеятельности» разлома. Оказалось, что действительно в зоне Гукасянских очагов за время 1932—1973 гг. наблюдается активизация проявления слабых землетрясений (рис. 6).

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие выводы:

1. Скорость миграции эпицентров трех толчков Ленинаканского землетрясения 1926 года в среднем была равна 4,4 *км/час*, а направление миграции север-северо-восточное.

---

[1] Рукописный каталог ЦНИИГАнК

2. За 45 лет после землетрясения 1926 года наблюдается тенденция миграции очагов Ахурянской зоны нарушения также в северо-восточную сторону со средней скоростью около 1 *км/год*.

3. Эта миграция привела к активизации зон Амасийских и Гукасянских очагов, находящихся до тех пор в состоянии относительно слабой сейсмоактивности.

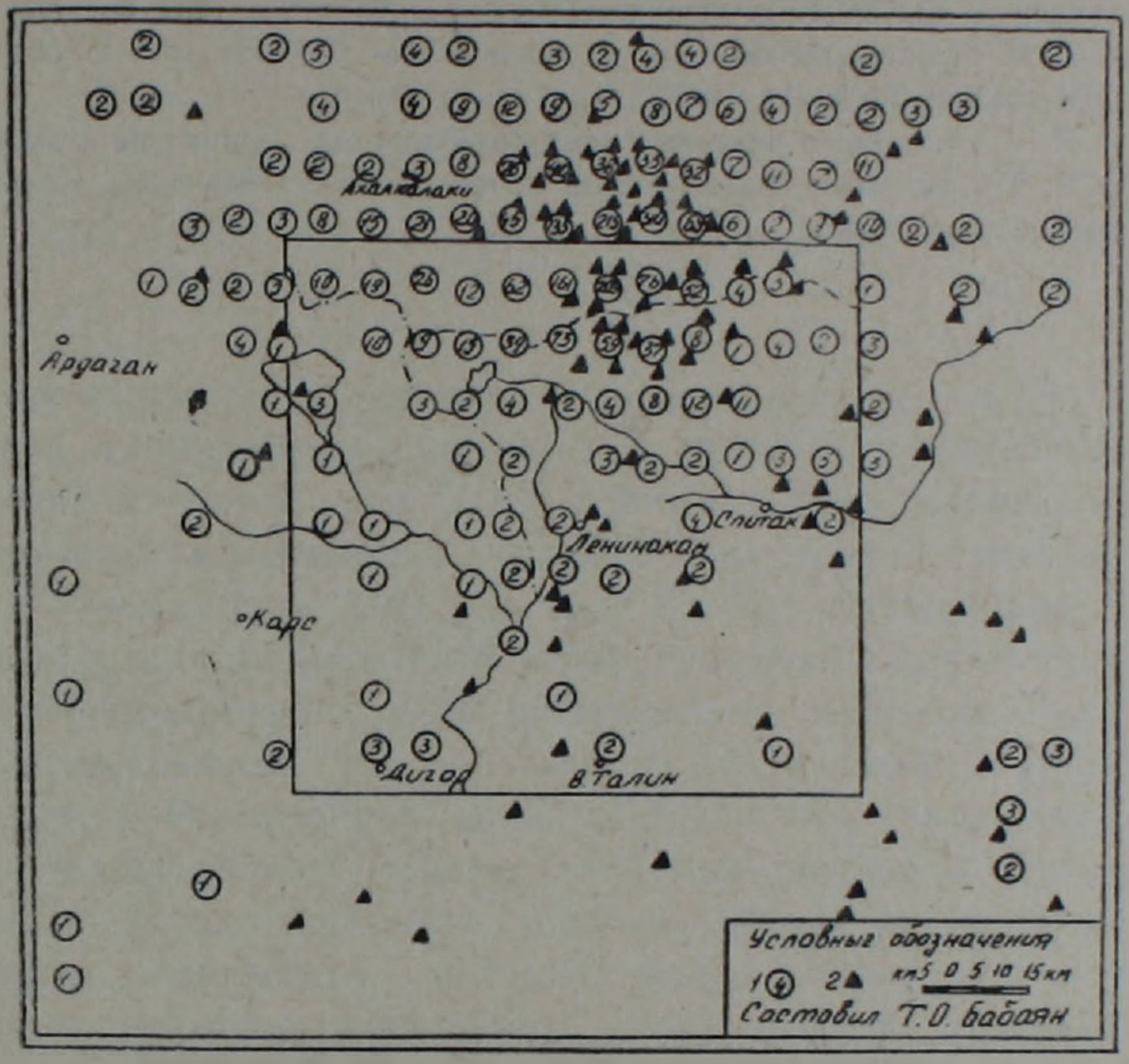


Рис. 6. Карта слабых землетрясений северо-западной части территории Арм.ССР и примыкающих районов. 1--Количество толчков в указанном пункте; 2—землетрясения, зарегистрированные аппаратурой «Земля».

4. Миграция очагов землетрясений в определенном, т. е. север-северо-восточном направлении и связь с современными тектоническими движениями указывает на процесс перераспределения сейсмических напряжений.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 4. V. 1984.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
2. Атлас землетрясений СССР, под редакцией Саваренского Е. Ф. и др. М., 1962.
3. *Бабаян Т. О.* Описание сильнейших землетрясений СССР. В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. «Наука», М., 1977.
4. *Бабаян Т. О., Шебалин Н. В.* и др. Сейсмологические данные по регионам. Кавказ. В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР, «Наука», М., 1977.
5. *Бюс Е. И., Гигинейшвили В. М.* Ленинаканское землетрясение 22-го октября 1926 года (по макросейсмическим наблюдениям). Оттиск из квартального сейсм. бюлл., т. LXII, № 2, Тбилиси, 1943.

6. Вопросы инженерной сейсмологии. Труды ИФЗ АН СССР. Вып. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9.
7. *Габриелян А. А.* Новейшая тектоника и сейсмичность Арм.ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, сер геол. и географ. наук, № 4—5, 1963.
8. *Габриелян А. А., Пирузян С. А.* Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, 4, 1972.
9. Гос. архив Арм.ССР. Фонды №№ 112, 131 и 113.
10. Землетрясения в СССР. Изд. «Наука», ИФЗ АН СССР, с 1962 по 1969 г.г.
11. *Лебедев П. И.* Ленинаканское землетрясение 22-го- октября 1926 г. Известия АН Арм.ССР, т. XXI, № 9—11, 1927.
12. *Мкртчян К. А.* Новейшие тектонические движения на территории северной части Арм.ССР. Тр. IV геоморфологической конференции по изучению Кавказа и Закавказья. Ереван, 1957.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 61—66, 1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.382.3

С. Р. ОГАНЕСЯН, Г. В. ХАЧИКЯН, А. О. СИМОНЯН,
К. В. ШАХМЕНЕНДЯН

МАГНИТОУПРУГИЙ ЭФФЕКТ ПРИ ИЗГИБЕ БАЗАЛЬТОВЫХ БАЛОК

За последние десять лет возрос интерес к изучению локальных геомагнитных аномалий, возникающих в результате изменений упругих напряжений в земной коре [4, 6]. В связи с этим возникала необходимость изучения характерных амплитуд изменений остаточной намагниченности горных пород при давлении [1, 5]. Эксперименты выполнялись на образцах размерами порядка нескольких сантиметров, у которых зарегистрированы лишь интегральные изменения J_n. При этом авторы предполагали, что работают с однородным материалом при однородном распределении одноосных упругих напряжений. Предполагалось и однородное распределение естественной остаточной намагниченности. Однако даже при образцах малых размеров распределение упругих напряжений, а также распределение остаточной намагниченности, далеки от однородного в силу того, что образец горной породы представляет собой немагнитную матрицу с произвольным распределением ферромагнитных включений. Распределение напряжений, действующих на ферромагнитные включения, представляется достаточно сложным [2]. В силу сказанного, даже на очень малых образцах мы изучаем некоторый интегральный эффект изменения намагниченности под действием упругих напряжений. Часто в образцах горных пород одинакового состава однородность намагниченности разная, из чего следует, что должны наблюдаться существенные отличия как в амплитуде, так и в знаке изменения горизонтальной и вертикальной составляющих J_n при давлении. К этому, видимо, должно привести еще и неоднородное распределение упругих напряжений внутри образца.

При проведении натурных (полевых) наблюдений измеряется изменение геомагнитного поля (ГМП) в дискретных точках. Кроме того, действующие упругие напряжения в земной коре не являются одноосными, т. е. они не обусловлены только сжатием или растяжением. Поэтому более точного моделирования натурных условий можно достигнуть при изгибах горных пород, когда становится возможным возникновение растягивающих и сжимающих напряжений одинаковой величины. Таким образом, создалась возможность изучать в лабораторных условиях изменение остаточной намагниченности одновременно в областях сжатий и растяжений.

Исходя из вышесказанного, проведенный нами лабораторный эксперимент ближе к физическому моделированию изменения локальной геомагнитной аномалии (тектономагнитного эффекта), чем при изучении магнитоупругого эффекта, проводимого ранее Калашниковым, Капицей, Авчяном и Сковородкиным.

Аппаратура и методика исследований

Для исследования изменений магнитного поля массивных образцов горных пород при их изгибе использована установка, которая создана в лаборатории по изучению физических свойств горных пород ИГИС АН Арм.ССР (рис. 1).

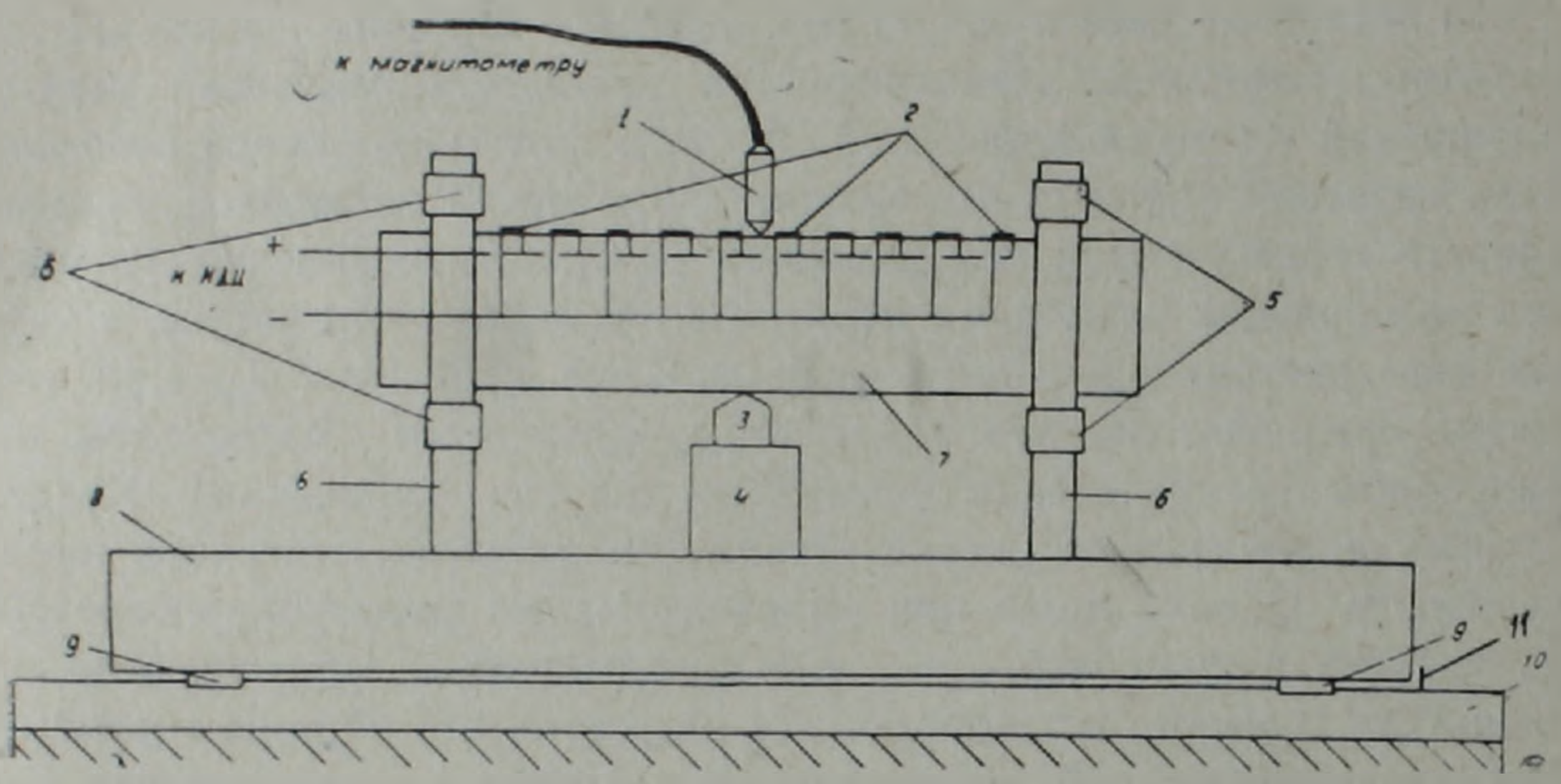


Рис. 1. Принципиальная схема изгибающей установки.

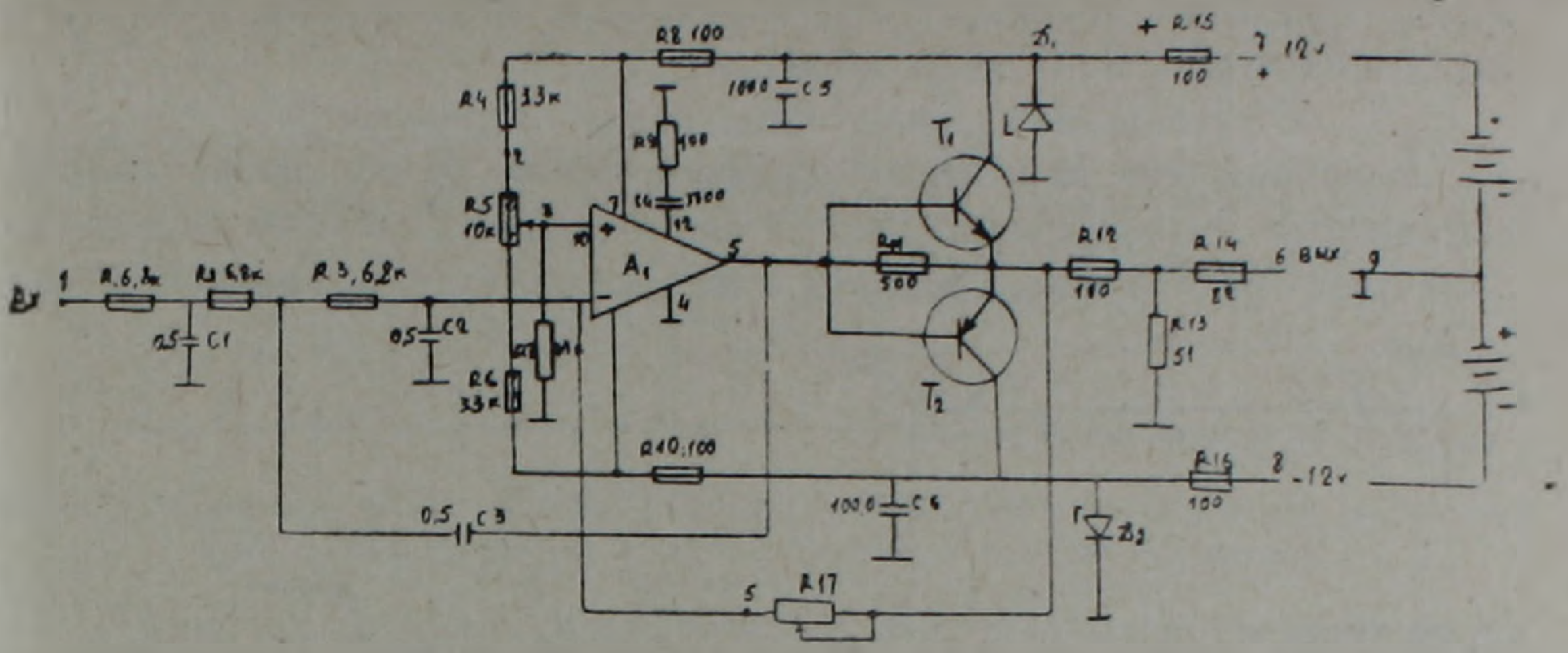
Исследовались образцы четвертичных базальтов из Аждаак-Сарисурбского лавового потока, в виде балок размерами 60×10×7 *см*, с намагниченностью порядка 10^{-2} СГС. Балка 7 закреплялась держателями 5 изгибающей установки. Изгиб осуществляется с помощью винтового устройства 4, при поднятии пуассона 3. Держатели с образцом укреплены на станине 8 с помощью стоек 6. Вся система сидит на скользящих подушках 9, которые скользят по дюралюминиевым рельсам 10 относительно датчика феррозонда.

1. Датчик измеряет магнитное поле над образцом, или же сбоку, в зависимости от своего положения. Измерение магнитного поля в различных областях действующих напряжений осуществляется движением образца вдоль своей оси.

Деформация образца измеряется с помощью тензодатчиков 2, типа ФКПА-20-100 с цифровым выходом на приборе ИДЦ-1.

Для регистрации изменений магнитного поля порядка 5—10 *нТл* в лаборатории создано согласующее устройство, с помощью которого выходной сигнал магнитометра регистрируется на бумажной ленте потенциометра ПС1-13, одновременно чувствительность повысилась до 1 *нТл* (рис. 2).

Согласующее устройство представляет собой активный фильтр с усилителем мощности постоянного тока. Активный фильтр построен на основе операционного усилителя К140УДА. На инверсионный вход операционного усилителя через интегрирующие звенья (1, С1 и ЗС2) по-



A_1 - К140УД1А , T_1 - МП38А , T_2 - МП41А

$Д_1$; $Д_2$ - Д814А

Рис. 2. Принципиальная схема согласующей установки.

дается исследуемый сигнал. На среднюю точку этих звеньев подается часть выходного сигнала через конденсатор С3, т. е. создается отрицательная обратная связь по переменному току. На прямой вход усилителя через делитель напряжения 4, 5, 6 подается постояный потенциал. Сигнал с выхода операционного усилителя подается на усилитель мощности, собранный на транзисторах Т1 и Т2, который работает в двухтактном режиме. С выхода усилителя мощности сигнал снимается с делителя 12, 13 через резистор 14. С выхода усилителя мощности через регулятор 17 часть выходного сигнала подается на инверсный вход операционного усилителя, т. е. создается отрицательная обратная связь по постоянному току, чем обеспечивается устойчивая работа и регулировка коэффициента усиления.

Устройство питается от двух источников питания 12 *в* и —12 *в* со средней точкой. Для питания операционного усилителя стабилизированным напряжением применены стабилизаторы типа Д814А.

Компенсация геомагнитного поля осуществляется с помощью компенсационной катушки, которая может скомпенсировать ±98000 *нТл*.

Для регулировки тока компенсационной катушки используется блок регулировки КГ-1 с добавлением в цепи магазина сопротивления с точностью определения 0,1 *Ом*. Вся система выбрана так, что изменению сопротивления на 0,1 *Ом* в компенсационной цепи соответствует изменение шкалы магнитометра на 2 *нТл*.

При изгибе измеряется разность $H_р - H_{оп} = \Delta H$ при $\sigma = 0$, где: $H_р$ — значение магнитного поля образца на рядовом пункте; $H_{оп}$ — значение магнитного поля на опорном пункте; σ — напряжение.

Затем берется

$$H_p - H_{on} = \Delta H' \quad \text{при } \sigma > 0.$$

Разность $\Delta H' - \Delta H = \delta H$ представляет изменение магнитного поля образца на рядовом пункте, обусловленное нагрузкой. Измеряя δH для любой точки заложенного нами профиля вдоль образца (расстояние между соседними точками 2 *см*) получаются либо кривые, либо карты изменений магнитного поля образца.

Полученные результаты и их интерпретация

Известно, что при изгибе прямоугольных балок эпюра главных напряжений перерезающих сил и изгибающих моментов вдоль оси имеет вид (рис. 3) [3]. При этом максимальные напряжения наблюда-

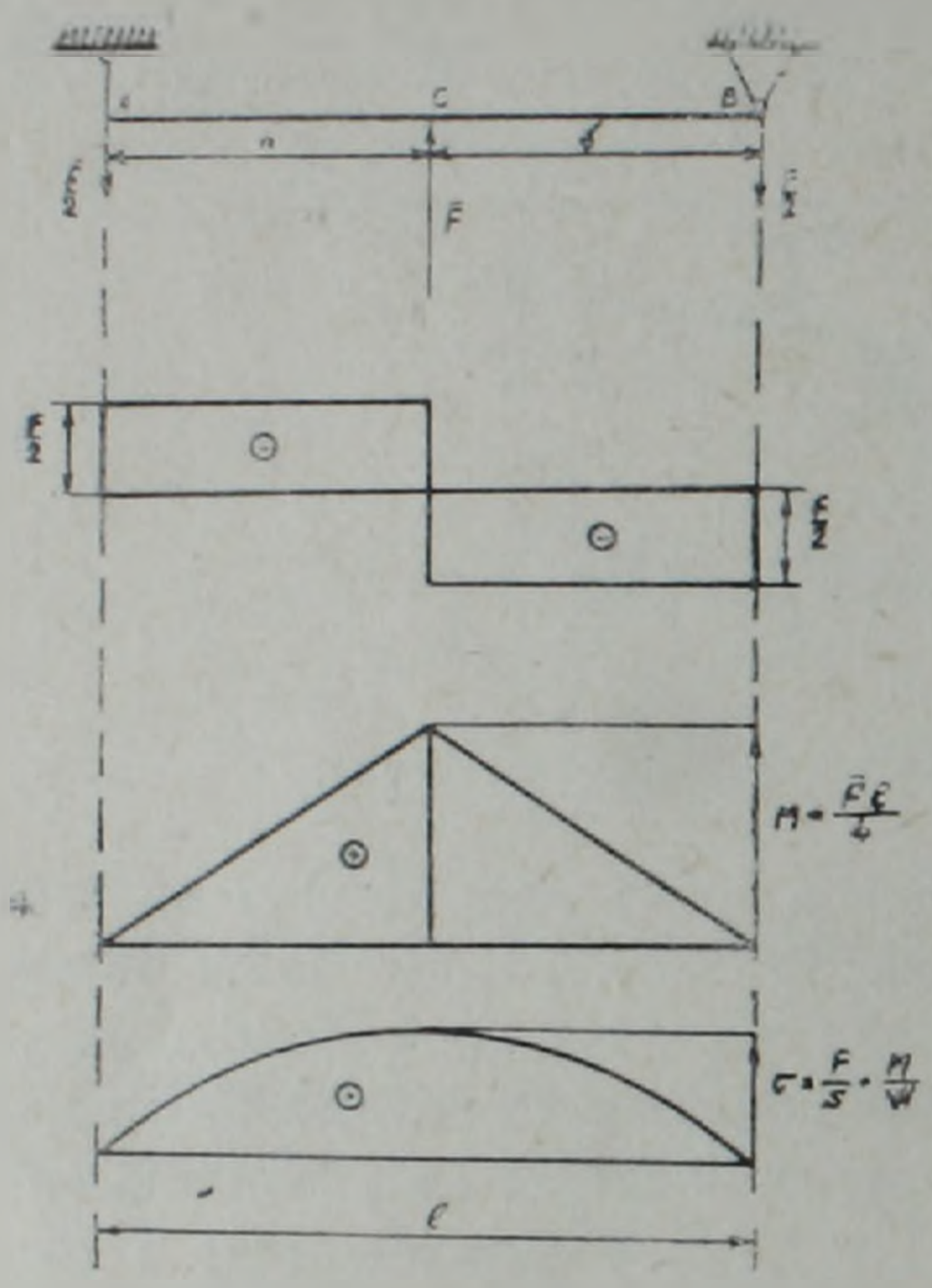


Рис. 3.

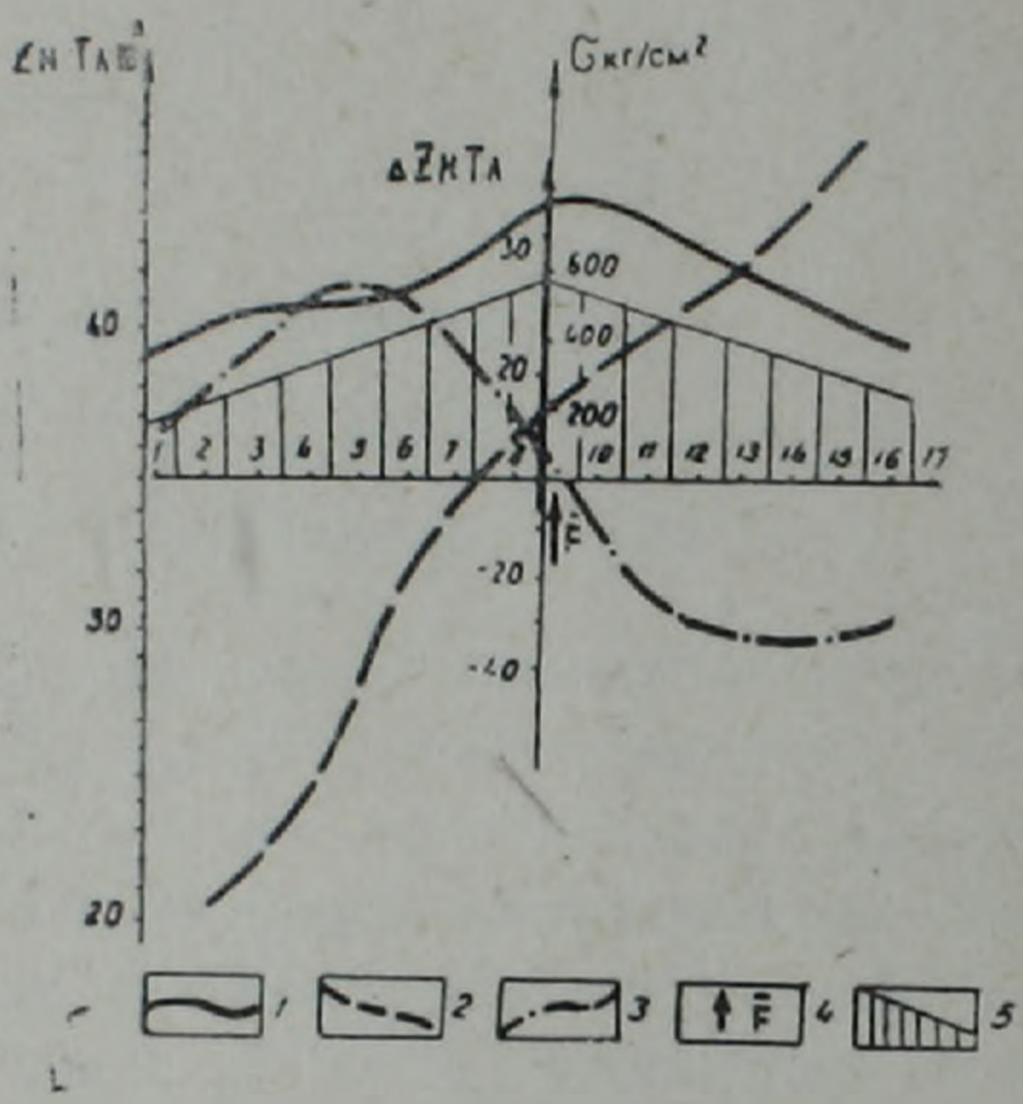


Рис. 4.

Рис. 3. Эпюры главных упругих характеристик при изгибе прямоугольных балок.
Рис. 4. Сопоставление кривых изменений упругих и магнитных характеристик горных пород при изгибе. 1. Кривая распределения упругих напряжений (экспериментальная), 2. Кривая распределения абсолютных значений магнитного поля образца. 3. Кривая распределения магнитоупругого эффекта. 4. Изгибающая сила, 5. Эпюра изгибающих моментов.

ются там, где действует поперечно изгибающая сила. Согласно этому, теоретически построена эпюра (рис. 4), которая показывает, что полученная кривая распределения напряжений не согласуется с кривой, полученной экспериментально. Это несоответствие может играть важную роль для экспериментальной оценки величины $\frac{\partial I_n}{\partial \sigma}$ и, следовательно, для оценки сейсмотектономагнитного эффекта на полигонах.

Так как магнитострикация находится в термодинамически обратной связи с явлением магнитоупругого эффекта, становится возможным получить распределение значений механических напряжений с помощью распределений значений магнитоупругого эффекта. Имея в виду это, проведен эксперимент изучения магнитоупругого эффекта при изгибе базальтовых балок с действующими напряжениями до 800—1000 *кг/см*^{2}.

Экспериментально определена зависимость магнитоупругого эффекта от распределения упругих напряжений методом измерения вертикальной (рис. 4) и горизонтальной (рис. 5) составляющих магнитного поля образца.

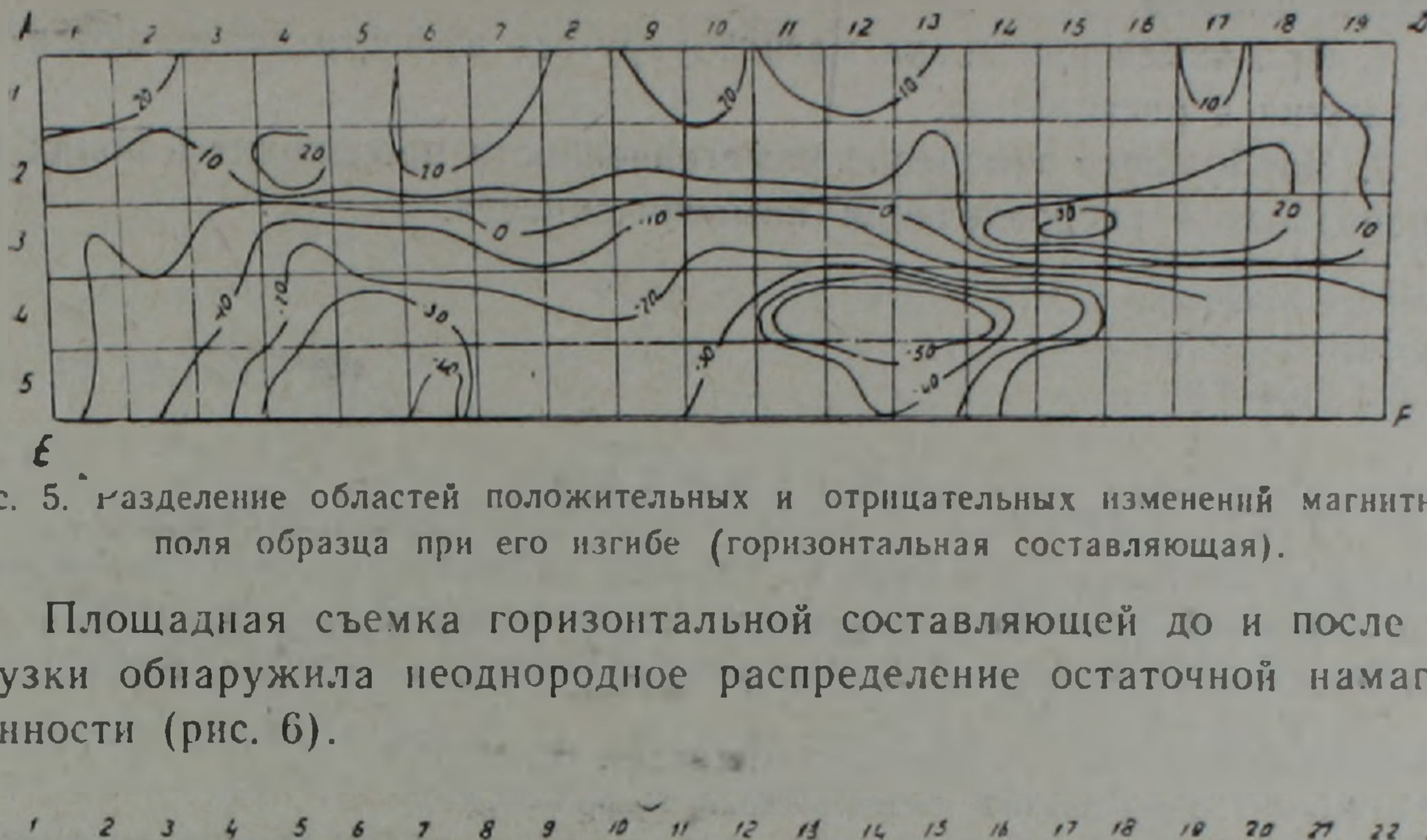


Рис. 5. Разделение областей положительных и отрицательных изменений магнитного поля образца при его изгибе (горизонтальная составляющая).

Площадная съемка горизонтальной составляющей до и после нагрузки обнаружила неоднородное распределение остаточной намагниченности (рис. 6).

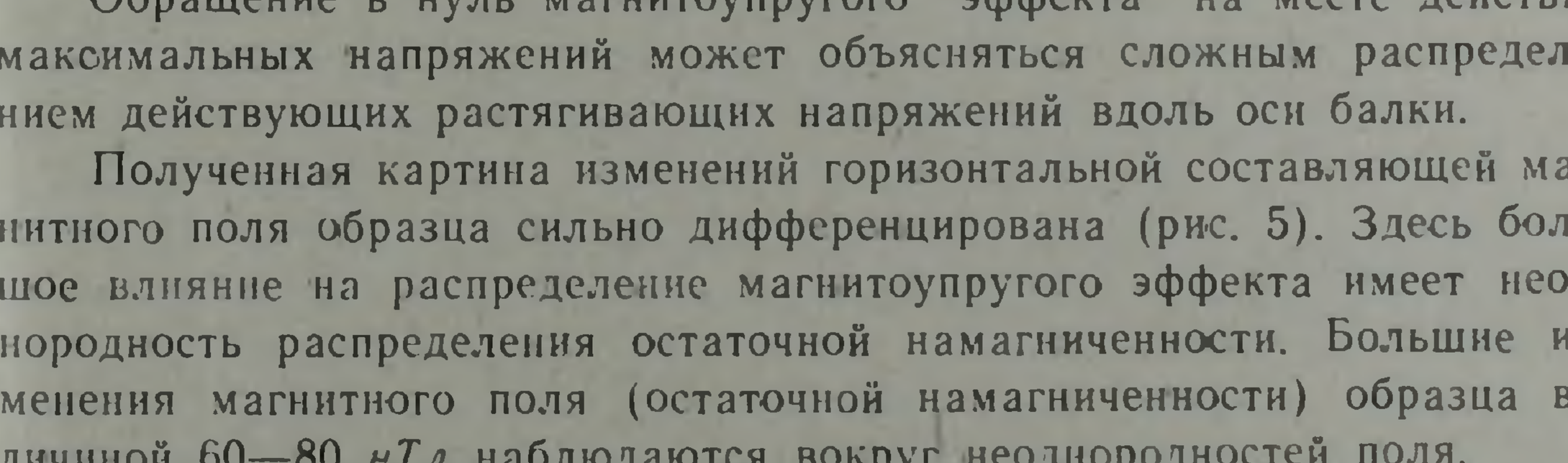


Рис. 6. Распределение значений магнитного поля образца без нагрузки (горизонтальная составляющая).

Обращение в нуль магнитоупругого эффекта на месте действия максимальных напряжений может объясняться сложным распределением действующих растягивающих напряжений вдоль оси балки.

Полученная картина изменений горизонтальной составляющей магнитного поля образца сильно дифференцирована (рис. 5). Здесь большое влияние на распределение магнитоупругого эффекта имеет неоднородность распределения остаточной намагниченности. Большие изменения магнитного поля (остаточной намагниченности) образца величиной 60—80 *нТл* наблюдаются вокруг неоднородностей поля.

Изменения значительны в средних частях зон растяжений и сжатий, несмотря на то, что максимальные упругие касательные напряжения действуют на поверхностях образца. В этом проявляются, видимо, краевые эффекты, которые как бы компенсируют магнитоупругий эффект (рис. 5, 6). Положительные значения эффекта располагаются в зоне растяжений, а отрицательные—в зоне сжатий. Нулевые значения эффекта располагаются в зоне упругой линии балки, где действующие напряжения равны нулю.

Проанализировав результаты, можно констатировать факт, что при изгибе возникают области положительных и отрицательных значений

магнитоупругого эффекта, с помощью которых можно разделить область сжатий, область растяжений и область нулевых изменений упругих напряжений.

Проведенный лабораторный эксперимент позволяет сделать следующие выводы:

1. При изменении знака магнитоупругого эффекта разделяются зоны сжатия и растяжения.

2. Наибольшее изменение намагниченности происходит в зонах неоднородностей распределения намагниченности.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Арм.ССР

Поступила 20. VI. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авчян Г. М.* Влияние всестороннего давления до 8000 *кг/см²* на различные виды остаточной намагниченности горных пород. Физика Земли, № 7, 1967.
2. *Андреев А. И., Пушков А. Н.* Гальваноупругий эффект в кварцитах. Геомагнетизм и аэрономия, т. IX, № 1, 1969.
3. *Кинасошвили Р. С.* Сопротивление материалов. М., 1975.
4. *Рикитаки Т.* Предсказание землетрясений. Мир, 1979.
5. *Сковородкин Ю. П.* и др. Магнитные характеристики горных пород под действием давления и температуры. В сб.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах, «Наукова думка», 1971.
6. *Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С.* Тектономагнетизм и геодинамика. В сб.: Решение геофизических задач геомагнитными методами, М., 1980.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 67—72, 1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.348.436 : 550.837 : 520.1 (479.25)

С. Р. ПАЙЛЕВАНЯН

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПРЕДВЕСТНИКА ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ГАРНИЙСКОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

Изменение механических напряжений в пределах отдельных блоков приводит к изменению физико-механических свойств и состояния массива в целом, вплоть до образования новых структурных связей. Возникает ряд процессов и явлений, изучение которых является первоочередной необходимостью при сейсмопрогностических исследованиях.

Известно, что изменение механических напряжений в некотором объеме горной породы V, обладающей намагниченностью J, приводит к изменению магнитного момента этого объема на величину M [1]:

$$\Delta M = \int_V \Delta J dV. \qquad (1$$

Пропорционально величине ΔM на поверхности земли должно наблюдаться изменение величины напряженности геомагнитного поля.

Для пород, залегающих до глубины 4—6 *км*, существует следующая зависимость [3]:

$$\Delta J = J^{pr} k \cdot \Delta \sigma^T, \qquad (2)$$

где k—сейсмомагнитный коэффициент;

$\Delta \sigma^T$ —изменение величины напряжений, обусловленное тектоническими явлениями.

Из приведенных уравнений можно получить зависимость изменения магнитного момента от величины тектонических напряжений

$$\Delta M = \int k J^{pr} \Delta \sigma^T dV.$$

Учитывая, что изменение тектонических напряжений происходит в определенных объемах (в блоках пород), изменение магнитного момента данного объема зависит от величины действующих в нем тектонических напряжений. Интенсивность ΔM зависит также от величины сейсмомагнитного коэффициента.

Окрытые еще в 1959 году В. П. Орловым «аномалии» векового хода магнитного поля, связанные с глубинным геологическим строением, послужили основой развитию направлений по изучению вопросов глубинной тектоники с помощью наблюдений за изменением векового хода геомагнитного поля.

По результатам первого цикла наблюдений векового хода геомагнитного поля, проведенных в 1970 году на территории проектирусмой подземной геофизической обсерватории «Гарни», были определены величины градиентов H и Z составляющих геомагнитного поля. Результаты второго цикла наблюдений ΔZ (через 10 лет, после строительства подземной обсерватории) резко отличаются от первого, особенно по восточному и северному направлениям (рис. 1). Это расхождение объясняется наличием на небольших глубинах (около 50 *м*) определенной массы строительного материала (бетона). Поскольку влияние са-

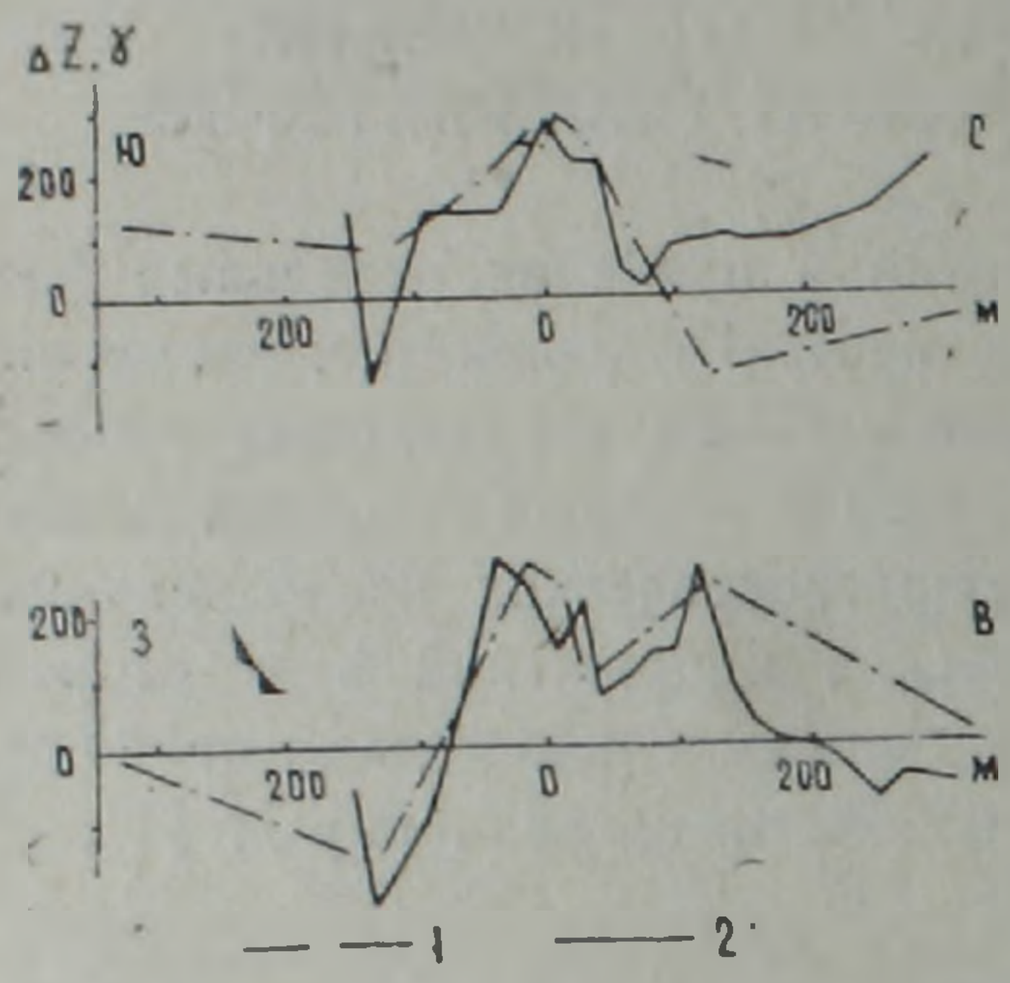


Рис. 1. Графики изменения геомагнитного поля над Гарнийской подземной геофизической обсерваторией до и после ее строительства. 1—графики ΔZ, полученные в 1970 г. (по Ц. Г. Акопяну); 2—то же, полученное в 1980 г.

мой подземной обсерватории на величину геомагнитного поля постоянно, то сравнительно низкие значения градиентов геомагнитного поля в этом районе могут служить положительными факторами при выборе и обосновании участка обсерватории как перспективного полигона для дальнейшего изучения зависимости вариаций геомагнитного поля от глубинных геологических процессов. Однако следует отметить, что наблюдение вдоль первой галереи обсерватории констатирует наличие внутри обсерватории большого градиента Z составляющей геомагнитного поля. Скачкообразные изменения величины ΔZ, достигающие десятков и сотен гамм на метр, наблюдаются не только в местах расположения подземных лабораторий, но также в конце основной галереи. Учитывая это обстоятельство, с целью выбора подходящих камер для проведения базисных геомагнитных наблюдений следует провести дальнейшие детальные исследования геомагнитного поля как по галереям, так и по камерам подземной обсерватории.

Как доказано [4], источником изменения локальных геомагнитных полей могут служить также вариации естественных электрических полей. Так как интенсивность естественных электрических полей зависит также от удельного электрического сопротивления среды, то по наземным профилям на территории обсерватории проводились электроразведочные исследования методом сопротивлений. Результаты этих исследований в виде карты изоом представлены на рис. 2. Уменьшение значений кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k) глинистых пород на глубоких горизонтах свидетельствует о повышенной их увлажненности. Местами значение ρ_k уменьшается до 8 *Ом·м*,

что характерно для сильно водонасыщенных грунтов. Следовательно, на этих глубинах не исключается фильтрация подземных вод. Исходя из того, что фильтрационные процессы являются источником электрофильтрационных полей и они меняются во времени, можно наблюдать локальные изменения естественного электромагнитного поля в зависимости от интенсивности процесса фильтрации. Экспериментальным путем также доказан факт изменения магнитного поля в зависимости от гидрорежима участка [4]. Здесь коэффициент корреляции между геомагнитными вариациями и изменением уровня грунтовых вод составлял около $0{,}7 \div 0{,}9$.

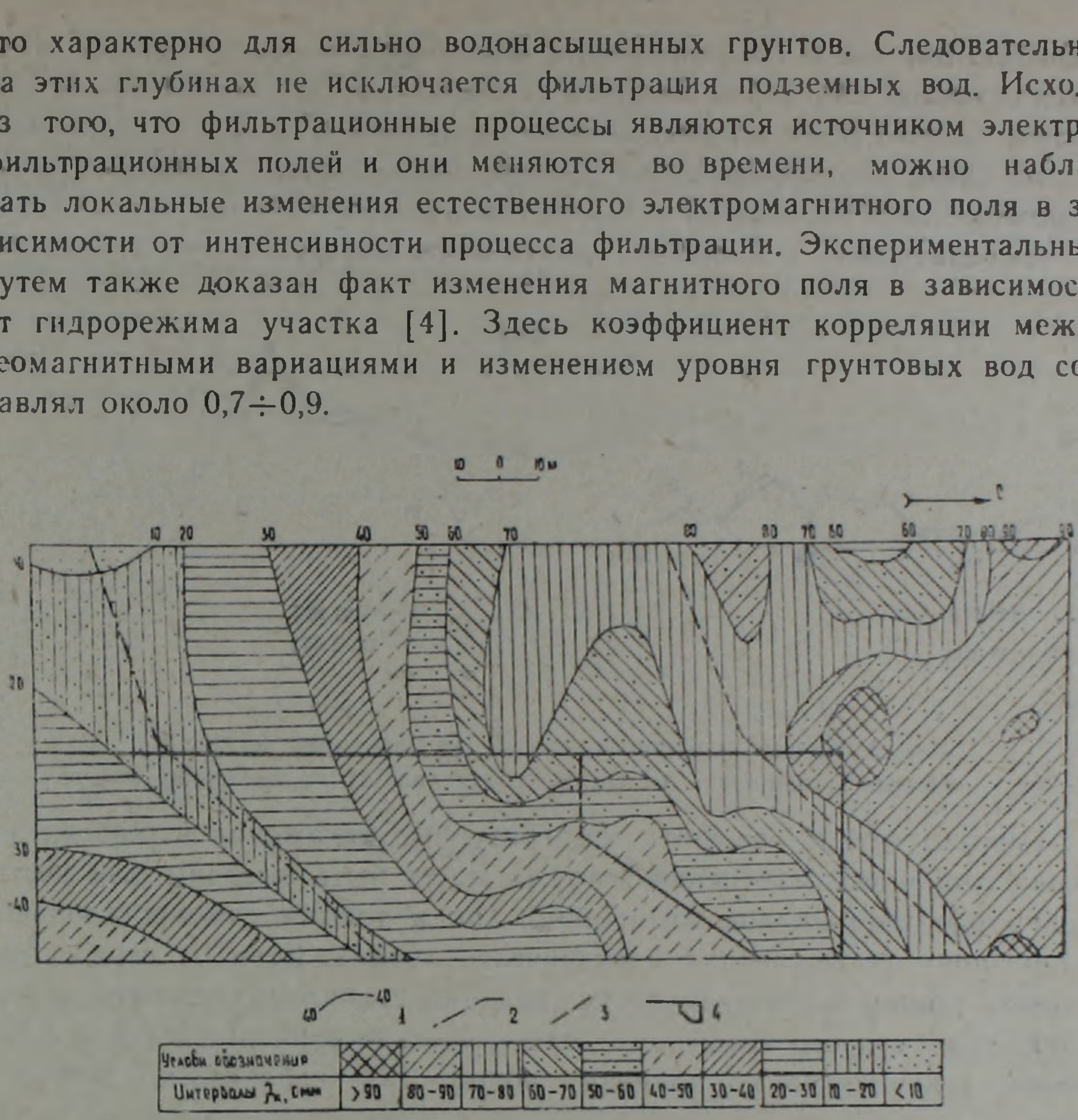


Рис. 2. Карта изоом для глубины 50 м. 1—линии изоом, 2 и 3—оси электрической проводимости, 4—ось подземной обсерватории.

Наблюдение за изменением естественных электрических полей на территории Гарнийской геофизической обсерватории подтверждает факт наличия интенсивного электрофильтрационного поля с градиентом потенциала до $70 \div 100$ *мВ/км*.

Цикличные наблюдения за величиной потенциала ЕП показывают наличие в нем компоненты меняющегося во времени электрического поля. На поверхности Земли эта компонента мало влияет на общую величину потенциала ЕП. На рис. 3 приводятся графики потенциала, снятые в разные дни с учетом контрольных наблюдений. Надо отметить, что разница значений потенциала основных и контрольных наблюдений не превышает 2 *мВ*. Непосредственно внутри подземной обсерватории наблюдаются более интенсивные, меняющиеся во времени поля диффузионно-адсорбционного происхождения (рис. 4). Всестороннее исследование электрических процессов, связанных с существованием и передвижением вод в грунтах, помимо выяснения механизма образования обнаруженных полей, может дать весьма полезную информацию при учете искажающих факторов на результаты базисных наблюдений. Наблюдаемые геоэлектромагнитные вариации могут быть искажены как

физическими, так и геологическими факторами. К числу первых относятся суточные изменения внешней температуры. Эти искажения проявляются прежде всего на результатах измерений H и Z составляющих. В этой связи на геофизических обсерваториях магнито-вариационные станции обычно размещают в термостатированных павильонах и поэтому температурные искажения практически полностью исключаются.

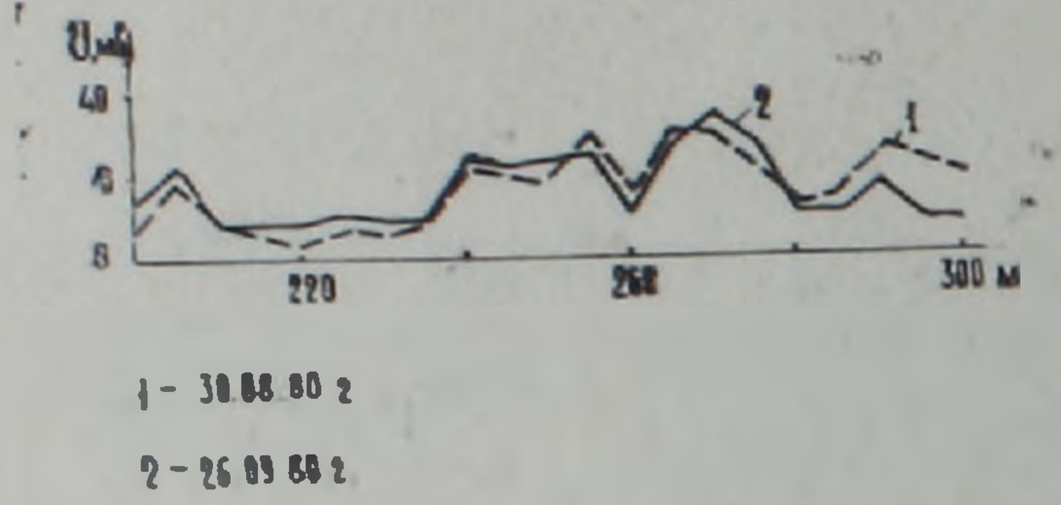


Рис. 3.

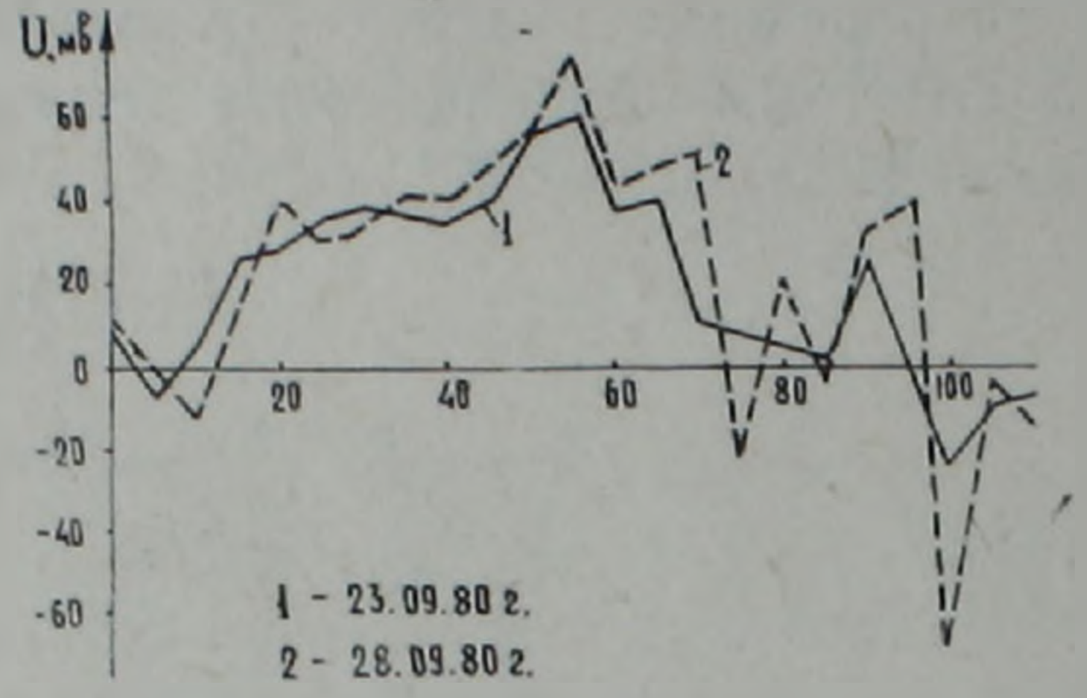


Рис. 4.

Рис. 3. Кривые потенциала, снятые по наземному профилю.

Рис. 4. Кривые потенциала, снятые в разные дни, вдоль подземной галереи.

Гораздо труднее выявить температурные искажения в геоэлектрических вариациях, изменения которых могут быть вызваны как нестабильностью потенциалов заземлений, так и токами самопроизвольной поляризации (естественные электрические поля). Если от первого искажения можно избавиться путем создания стабильных условий заземления, то от второго искажения—электрические вариации в связи с наличием меняющихся во времени полей ЕП—избавиться довольно трудно.

Изучение температурных условий внутри обсерватории показывает наличие большого температурного градиента у входной части галереи, особенно в дневное время ($\Delta t = 0{,}2$ *град/м*). Величина относительной влажности при этом составляет 30÷40 %. На рис. 5 приводятся кривые изменения температуры и влажности внутри подземной обсерватории в разное время дня. Изменение температуры и относительной влажности внутри камер позволяет разбраковать их на благоприятные и неблагоприятные для установки измерительной аппаратуры. Надо отметить, что внутри обсерватории температурные изменения незначительны, однако отмечается высокая увлажненность воздуха. Величина относительной увлажненности (W) внутри обсерватории колеблется от 70 до 80%, а в отдельных камерах достигает даже 90%.

Как уже отмечалось, внутри обсерватории наблюдались довольно интенсивные электрофильтрационные поля с меняющейся во времени компонентной диффузионно-абсорбционного электрокинетического поля. Эти поля очень чувствительны к изменениям температуры и ряду условий, из которых определяющей может являться степень увлажненности среды, где протекают токи спонтанной поляризации. Сама величина потенциала ЕП зависит также от удельного электрического сопротивления среды [2]. Электрическое сопротивление увлажненных глинистых пород, залегающих на глубине 50 *м*, не превышает 30 *Ом·м*.

Поэтому в этих породах изменение меняющихся во времени полей в зависимости от температуры невелико. А для андезитовых туфобрекчий, слагающих верхнюю часть разреза, эти изменения более существенны, так как их удельное сопротивление достигает 300 *Ом·м*. Разные значения температуры у приемных электродов приводят к увеличению величины потенциала поляризации.

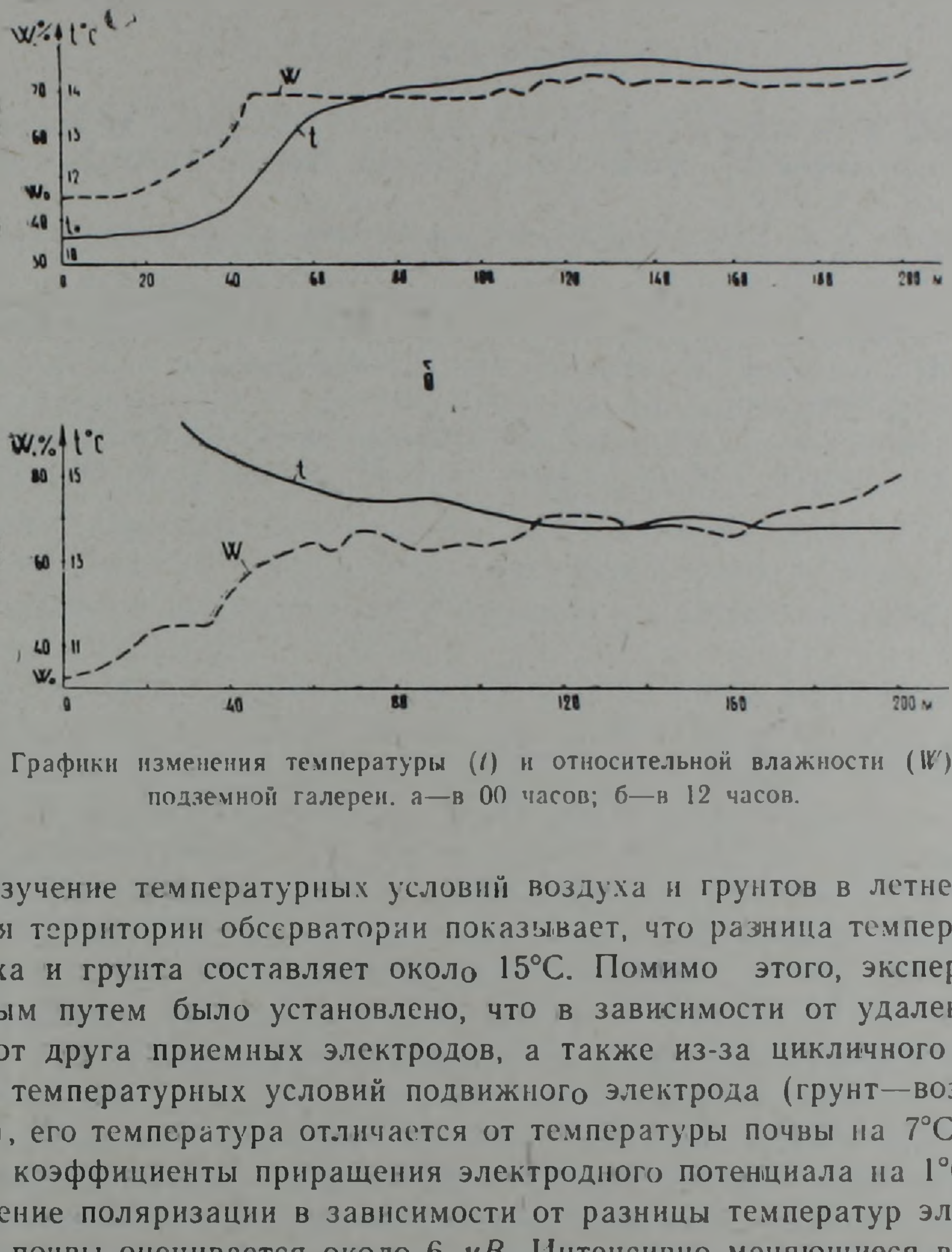


Рис. 5. Графики изменения температуры (*t*) и относительной влажности (*W*) вдоль подземной галереи. а—в 00 часов; б—в 12 часов.

Изучение температурных условий воздуха и грунтов в летнее время для территории обсерватории показывает, что разница температуры воздуха и грунта составляет около 15°С. Помимо этого, экспериментальным путем было установлено, что в зависимости от удаленности друг от друга приемных электродов, а также из-за цикличного изменения температурных условий подвижного электрода (грунт—воздух—грунт), его температура отличается от температуры почвы на 7°С. Учитывая коэффициенты приращения электродного потенциала на 1°С [2], изменение поляризации в зависимости от разницы температур электродов и почвы оценивается около 6 *мВ*. Интенсивно меняющиеся во времени поля внутри обсерватории объясняются резким отличием температур между подвижным электродом, передвигающимся по подземной галерее, и неподвижным, расположенным на нулевой точке наземных профилей.

Наличие указанных электрокинетических явлений в верхних слоях разреза может послужить причиной локальных изменений геомагнитного поля.

Таким образом, исследования характера распределения естественных электрических полей позволяют сделать вывод о том, что на тер-

ритории подземной обсерватории развиты интенсивные электрофильтрационные поля с меняющимися во времени компонентами ЕП, которые могут служить существенной помехой при высокоточных режимных наблюдениях за изменением как геомагнитного, так и естественного электрического полей.

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

Поступила 24. XII. 1982.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Козлов А. Н., Пушков А. Н. Рахматуллин Р. Ш., Сковородкин Ю. П.* Магнитные исследования при взрывах в горных породах. Известия АН СССР, Физика Земли, № 3, 1974.
2. *Семенов А. С.* Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., Недра, 1968.
3. *Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С., Максудов С. Х.* Зависимость магнитной восприимчивости горных пород от давления при разных температурах. Матер. конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч. I, Киев, Изд. ВИНИТИ, 1970.
4. *Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С.* Связь геомагнитных вариаций с гидрорежимом на Гармском полигоне. Известия АН СССР, Физика Земли, № 4, 1980.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 73—76, 1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 551.14 : 550.837.21 (479.25)

Д. С. ГРИГОРЯН, А. Д. ШАХНАЗАРЯН

ОБ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ЛИНИИ БАВРА—БЮРАКАН—ГЕХАРД—КЕЧУТ

В настоящее время при глубинных исследованиях широкое распространение получили методы, использующие электромагнитные поля естественного происхождения. Эти методы обладают большой глубинностью и сравнительно дешевы. К ним относятся МТЗ (магнитотеллурическое зондирование) и МВЗ (магнитовариационное зондирование), использующие переменные магнитные поля космического происхождения, которые индуцируют вихревые токи в проводящих слоях Земли.

Для оценки электропроводности коры и верхней мантии на территории Армянской ССР нами использован метод ГМТЗ (глубинное магнитотеллурическое зондирование) в широком диапазоне частот от 10 *сек* до нескольких часов.

ГМТЗ выполнено в 5 пунктах: 1) Бавра, 2) Бюракан, 3) Гехард, 4) Кечут, 5) Кармракар с помощью МТЛ-71 и «ИЗМИРАН-5». Регистрировались колебания горизонтальных составляющих магнитотеллурического поля H_x, H_y и E_x, E_y. Измерительные линии ориентировались по магнитной широте (компонента E_x) и магнитному меридиану (компонента E_y). Обработка результатов полевых наблюдений произведена на ЭВМ БЭСМ-6 в ВЦАН СССР по программе, основанной на спектрально-корреляционном способе, разработанной Семеновым В. Ю. [4, 5]. Результаты обработки представлены на рис. 1—3.

На рис. 1а-2а приведены компоненты тензора импеданса в одном из пунктов. Для Z_{xy} и Z_{yx} указаны доверительные интервалы, величина которых характеризует случайную ошибку. Кроме случайной ошибки нами учтена и ошибка смещения. Для интерпретации брались только те значения импеданса, для которых соответствующий коэффициент частной когерентности превышал уровень 0,7 (т. е. его квадрат превышал уровень 0,5, рис. 1б—2б). При таких значениях частной когерентности ошибка смещения не превышает случайной ошибки.

В рассматриваемых случаях уровень частной когерентности дополнительных импедансов очень мал, и нет смысла говорить об определенной величине компонент дополнительных импедансов. На рис. 3 даны кривые кажущихся сопротивлений, соответствующие только основным импедансам. Результаты формальной интерпретации кривых приведены в табл. 1.

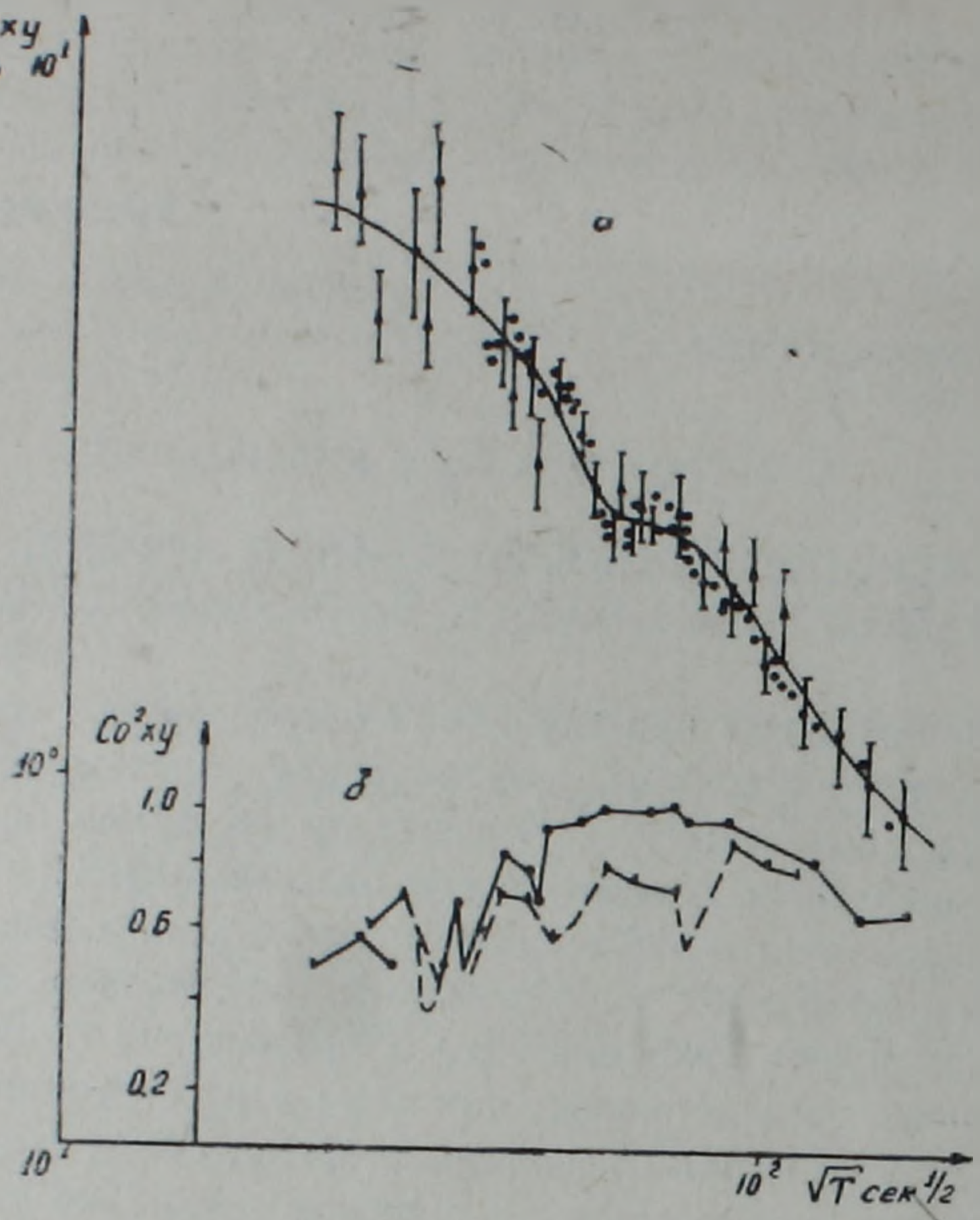


Рис. 1. График зависимости $Z_{xy}(T)$ в п. Кармракар.

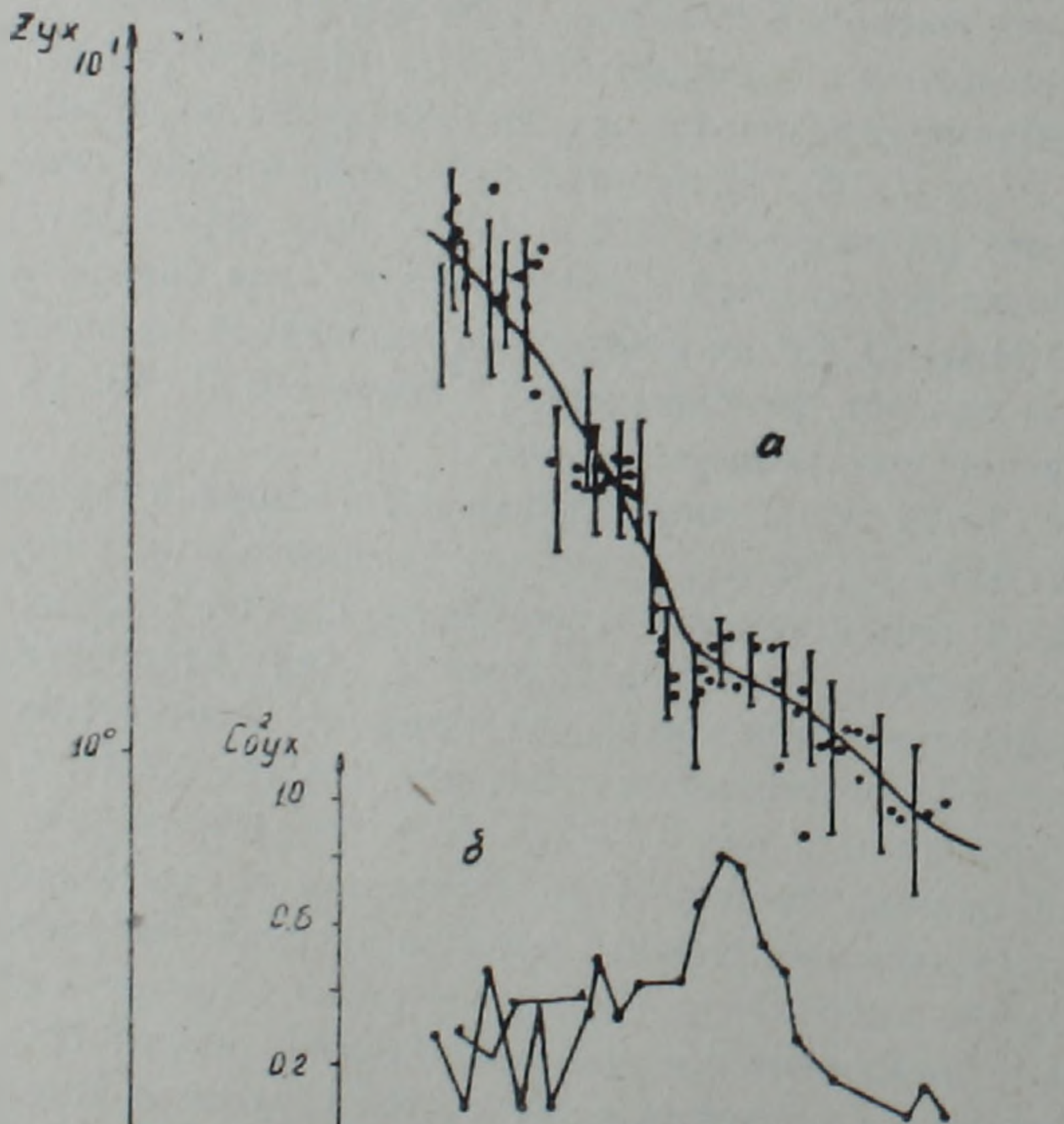


Рис. 2. График зависимости Z_{yx} (T) в п. Кармракар.

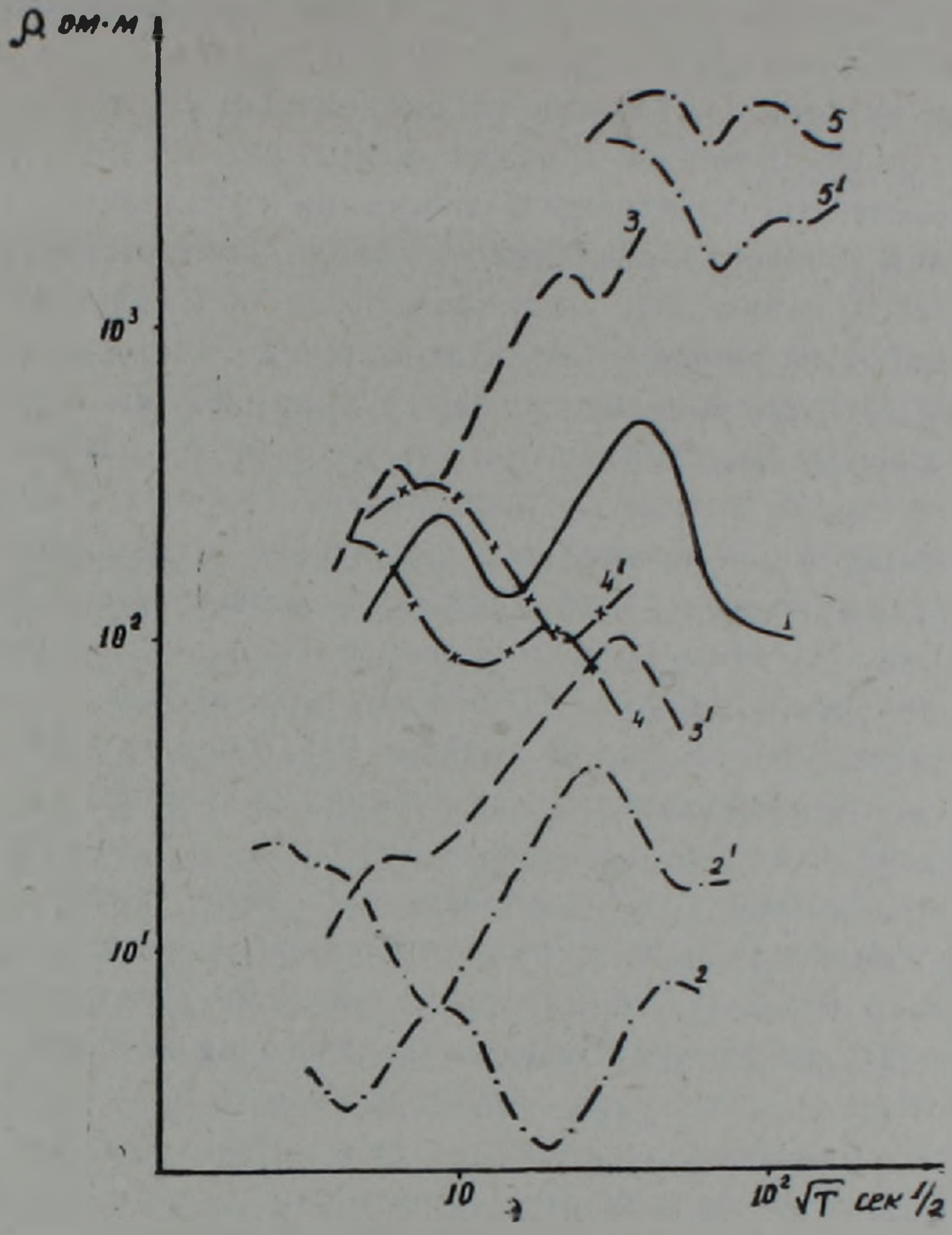


Рис. 3. Кривые ГМТЗ. 1 — ρ'' п. Бавра. 2 — ρ'', 2′ — $\rho^{\perp}$ п. Бюракан. 3 — ρ'', 3′ — $\rho^{\perp}$ п. Гехард. 4 — ρ'', 4′ — $\rho^{\perp}$ п. Кечут. 5 — ρ'', 5′ — $\rho^{\perp}$ п. Кармракар.

Таблица 1

Пункт	По ρ_{xy}		По ρ_{yx}	
	Глубина проводящих горизонтов в *км*	Суммарная продольная проводимость в *см*	Глубина проводящих горизонтов в *км*	Суммарная продольная проводимость в *см*
Бавра	50 285	490 3650		
Бюракан	2,5 8,5 55	910 4800 6400	6 60	1175 4985
Гехард	45 285	170 275	10 115	765 2740
Кечут	25 80	510 1700	60	830

В настоящей работе, ввиду недостаточности экспериментального материала, анализ искажения кривых не произведен, хотя сложное геологическое строение рассматриваемой территории может привести к значительным искажениям кривых ГМТЗ. Поэтому мы ограничились,

в основном, интерпретацией продольных кривых ρ (*T*), ибо они искажаются в значительно меньшей мере и при глубинных исследованиях являются основными [1].

По всем кривым ГМТЗ, как по продольным ρ'', так и по поперечным $\rho^{\perp}$ (пп. Бавра, Бюракан, Гехард, Кечут, рис. 3, табл. 1) выделяется слой повышенной электропроводности на глубинах 45—80 *км*. Отмеченный слой у поверхности Мохо, очевидно, соответствует по глубине зоне частичного плавления, связанной 600—700°С изотермой [3].

По продольным кривым в пунктах Бавра и Гехард выделяется слой повышенной электропроводности на глубине 285 *км* (астеносферный слой). Ожидаемые температуры на этих глубинах 1200—1500°С. При таких температурах возможно расплавление горных пород, что неизбежно влечет за собой аномальное увеличение проводимости.

В п. Кармракар нам удалось получить кривые только для периодов 625—32500 *сек*. По этим кривым хорошо проводящие горизонты выделяются на глубинах порядка 300 и более километров.

По приведенным на рис. 3 кривым ГМТЗ фиксируется и коровый слой аномальной проводимости на глубинах от 8 до 25 *км* (табл. 1). В работе [2] коровый слой на глубине порядка 20 *км* нами был представлен в виде единого лакколитообразного тела высокой проводимости, вытянутого вдоль зоны с аномально повышенным тепловым потоком. Возможно это большой магматический очаг, внедренный в земную кору из мантии, от которого отходят апофизы на меньшие глубины.

Возникновение этого слоя можно объяснить и дегидратацией, т. е. высвобождением кристаллизационно связанной воды при температурной активизации и образованием проводящей глубинной гидросферы, благоприятствующей процессам гранитообразования.

Полученные результаты позволяют говорить о благоприятных перспективах глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР. С помощью ГМТЗ выделяются аномально проводящие слои как внутри кристаллической части земной коры, так и в верхней мантии.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР.
Специальное конструкторское бюро наземно-
космических геофизических, сейсмопрогностических
систем АН Армянской ССР

Поступила 31. VIII. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И., Яковлев И. А.* и др. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-неоднородных сред. Физика Земли, № 1, 1973.
2. *Григорян Д. С., Шахназарян А. Д.* Об интерпретации данных глубинного магнитотеллурического зондирования в Ведийском районе Армянской ССР (с. Урцадзор). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1982.
3. *Гугунава Г. Е.* Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. «Мецниереба», 1981.
4. *Лейбо А. Б., Семенов В. Ю.* Спектральный анализ магнитотеллурического поля на основе теории случайных процессов. Материалы мирового центра данных Б. Методы обработки вариаций естественного электромагнитного поля Земли, М., 1983.
5. *Семенов В. Ю., Кузнецов В. Л., Окулесский Б. А.* Спектральный анализ длиннопериодных вариаций магнитотеллурического поля на юго-востоке Сибирской платформы. «Геомагнетизм и аэрономия», № 1, 1982.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 77—81, 1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.834.015.2

Г. Ш. ШАГИНЯН

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ ПОГЛОЩЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ НА УСТАНОВКЕ ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ

Распространение упругих волн в горных породах происходит с различной скоростью и сопровождается их затуханием. На затухание упругих волн в твердых телах, кроме расхождения, существенное влияние оказывает поглощение, обусловленное неидеальной упругостью среды. Изучение поглощающих свойств минерального вещества Земли представляет большой интерес для ряда разделов сейсмологии, поскольку они определяют процессы распространения сейсмических волн в Земле.

Экспериментальным изучением поглощения сейсмических волн занимались Г. А. Гамбурцев, И. С. Берзон, А. М. Епинатьева, Е. В. Карус, И. Л. Нерсесов, Ю. И. Васильев, Г. Н. Парийская, Л. В. Молотова, М. П. Воларович, Е. В. Жадин, А. И. Левыкин, Макдональд, Колис, Андерсон и др. Теория затухания сейсмических волн разработана Б. В. Дерягиным.

В лабораторных условиях изучение поглощения упругих волн в твердых телах проводилось, в основном, при комнатной температуре и атмосферном давлении. Однако, для геофизики наибольший интерес представляет изучение параметров поглощения упругих волн в горных породах при высоких давлениях и температурах. Работы такого характера в литературе немногочисленны, поскольку изучение параметров поглощения при высоких давлениях связано с большими экспериментальными трудностями. Поглощающие свойства горных пород при высоких температурах и атмосферном давлении изучались М. П. Воларовичем и А. С. Гурвичем [2], М. П. Воларовичем, А. И. Левыкиным и А. И. Фарберовым (резонансным методом) [8], М. П. Воларовичем, А. И. Левыкиным и В. П. Сизовым (методом многократных отраженных импульсов) [5], а также А. И. Левыкиным и А. И. Фарберовым (ультразвуковым методом просвечивания) [14]. Влияние давления до 4 *кбар* при комнатной температуре на поглощающие свойства горных пород изучалось Ф. Берчем (резонансным методом) [15] и И. Ванеком, К. Клима, З. Просом (методом обменных волн) на установке высокого давления М. П. Воларовича [1], а также М. П.Воларовичем и А. И. Левыкиным (методом многократно отраженных ультразвуковых импульсов) [6, 7, 9, 10]. Эксперименты же В. М. Меркуловой проводились в условиях одноосного сжатия до 1 *кбар* [11, 12]. Полученные авторами результаты несколько различны, вероятно, из-за неодинаковых методик проведения экспериментов.

Исследований по поглощению упругих волн в условиях высоких давлений проведено очень мало, что, по-видимому, объясняется значительными трудностями технического и методического характера, с которыми

приходится сталкиваться экспериментаторам при подобных исследованиях. Опытов же по поглощению упругих волн при одновременном воздействии высоких давлений и температур кроме [3] не имеется.

Специальная установка высокого давления и температуры [4] с использованием трех пьезоэлектрических датчиков, два из которых располагались непосредственно на торцах образца, а третий вне камеры высокого давления, позволила не только увеличить точность измерения скоростей упругих волн при высоких термодинамических параметрах, но и одновременно изучать поглощение упругих волн в горных породах. Пьезодатчик, который располагался вне камеры высокого давления, служил излучателем. Поскольку излучатель находился вне зоны высокой температуры, можно было использовать пьезокерамику ЦТС, которая обладает большим пьезомодулем по сравнению с пьезокварцем. Два других пьезодатчика из кварца монтировались непосредственно на образце и служили приемниками. Применение пьезокварцевых преобразователей, установленных на образце, позволило наблюдать изменение амплитуды первого вступления упругих волн на одном и другом приемнике при повышении температуры в условиях высокого давления. Кварц характеризуется малым поглощением упругих волн, обладает высокой стабильностью механических свойств и высокой механической добротностью [13], поэтому его использование в качестве кварцевых пьезодатчиков обеспечило хорошие результаты. На рис. 1 приведена фотография осциллограммы, полученной в эксперименте с оливинитом при давлении 10 *кбар*. Видно, что при комнатной температуре поглощение упругой волны в образце незначительное: амплитуды волн на верхнем кадре почти одинаковые (рис. 1а). При высоких температурах величина амплитуды первого вступления на первом приемнике почти не изменилась, а на втором приемнике сильно уменьшилась (рис. 1б). Неизменность амплитуды упругой волны на первом приемнике в обоих кадрах означает, что при повышении температуры почти не наблюдается затухание в металлических деталях-наковальне и поршне. Кроме того, это доказывает, что пьезоэффект кварца не уменьшается с повышением температуры. Уменьшение амплитуды первого вступления на втором приемнике характеризует затухание упругой волны в образце оливинита. Затухание упругой волны оценивалось в нашем случае по отношению амплитуд в опытах с разными температурами.

На рис. 2 показано отношение начальной амплитуды к амплитуде при температуре измерения для некоторых изученных пород в функции температуры. Как видно, для минерала-граната изменение отношения этих амплитуд с температурой, а, следовательно, и затухание упругой волны меньше, чем для горных пород.

Зная величину отношения амплитуд при данной температуре, можно вычислить коэффициент поглощения α по формуле

$$A_n = A_1 \cdot e^{-\alpha r},$$

где A_1 — амплитуда первого принятого сигнала,
$A_n = A_2$ — амплитуда второго принятого сигнала,
r — длина образца.

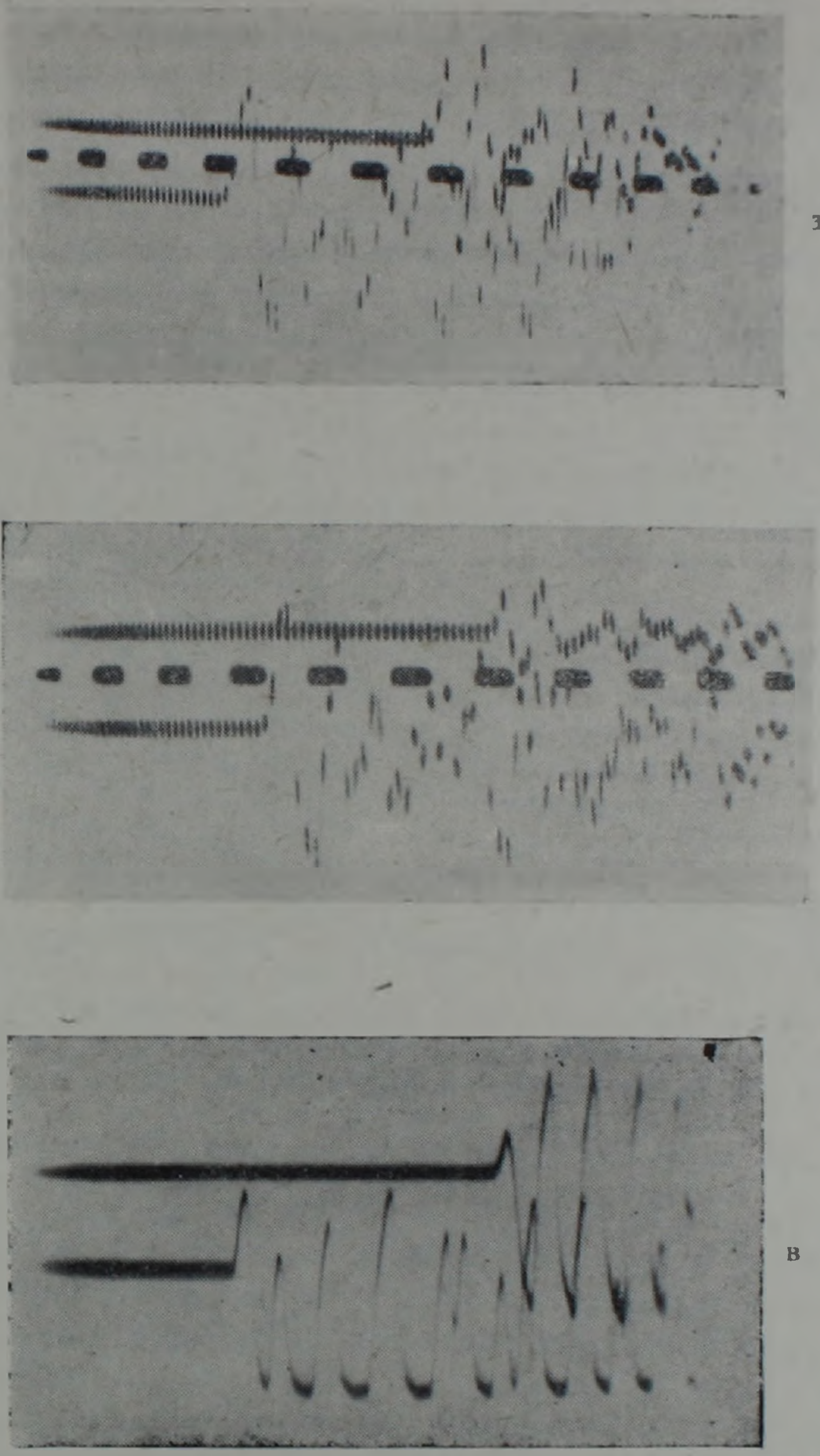


Рис. 1. Осциллограмма изменения величины амплитуды упругих волн для оливинита: а—давление 10 *кбар*, температура 20°С; б—давление 10 *кбар*, температура 500°С и граната 4191 в направлении (100) при давлении 10 *кбар*, температуре 500°С (в).

Ошибки в определении величины поглощения зависят от того, насколько полно и точно учтены все потери упругой энергии, связанные с конкретными условиями эксперимента, а также от точности измерения региструемых величин. В эксперименте непосредственно измерялись амплитуды упругой волны, зарегистрированные одним и другим приемником, и длина образца. Относительная ошибка в измерении длины образца составляет 0,05%, относительная ошибка измерения амплитуды варьирует от 1 до 7%. Исходя из этого, точность определения коэф-

фициента поглощения составляет 5—8%. Кроме того, необходимо учесть потери в слоях акустических контактов и за счет расхождения упругой энергии. Потери оценивались в результате использования эталонных образцов. Как оказалось, они увеличивают погрешность определения коэффициента поглощения на 5—6%. Таким образом можно считать, что относительная ошибка определения коэффициента поглощения составляет около 10%. Можно еще отметить, что в экспериментах пьезокерамический излучатель монтировался как в верхней, так и в нижней наковальне, поэтому определялось затухание в образце горной породы при распространении волны как от верхнего излучателя, так и от нижнего. В первом случае волна распространилась через наковальню, поршень и пирофиллитовую пластинку, а в другом случае через те

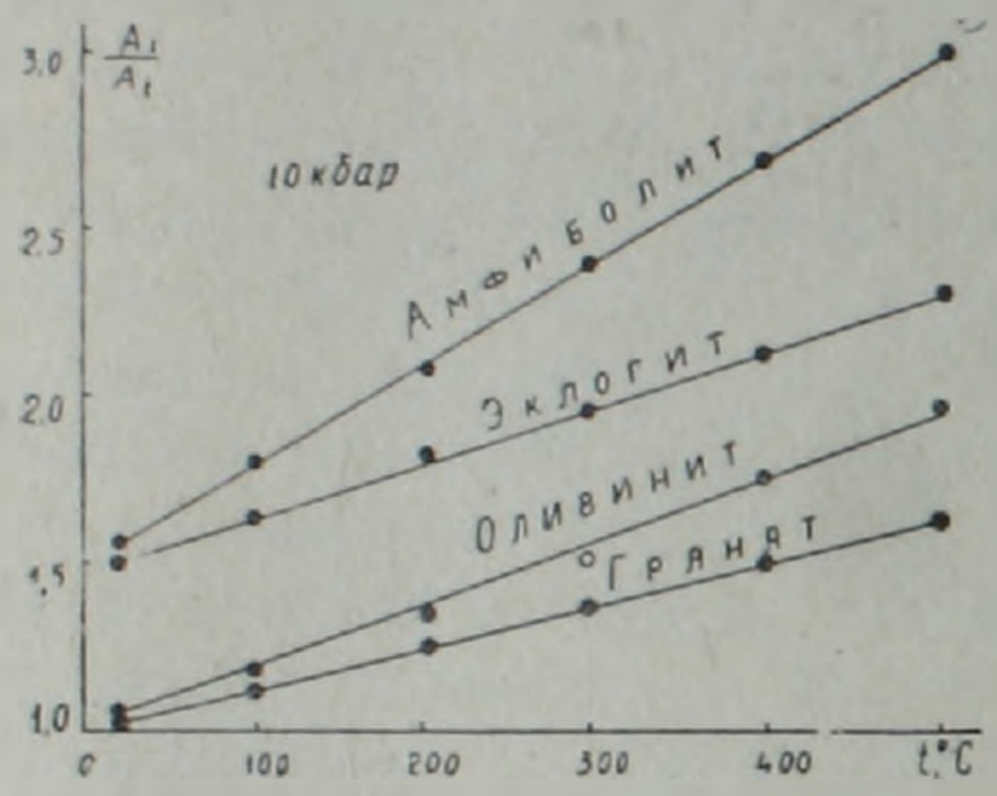


Рис. 2.

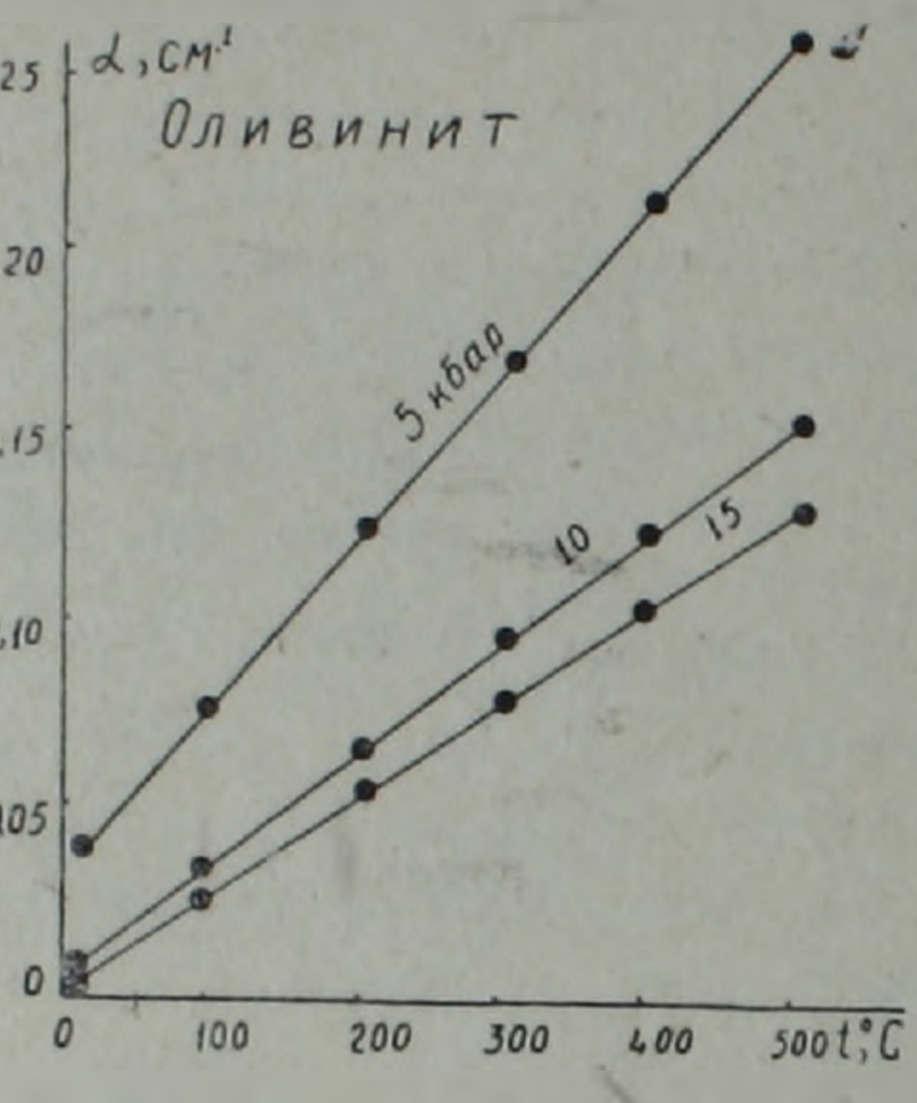


Рис. 3.

Рис. 2. Изобары относительного изменения амплитуды упругих волн при высоких температурах для минерала граната и горных пород: оливинита, эклогита, амфиболита.

Рис. 3. Изобары коэффициента поглощения для оливинита при температуре до 500°С.

же элементы, но другого размера. Таким образом можно было проследить влияние среды на коэффициент поглощения. Различие в величине коэффициента поглощения не наблюдалось. Как известно, коэффициент поглощения зависит от частоты, в связи с этим все эксперименты проводились на частоте 2 *Мгц*. На рис. 3 представлены изобары коэффициента поглощения для образца оливинита. Из рисунка видно, что с температурой коэффициент поглощения α сильно увеличивается, причем это увеличение больше при меньших давлениях.

Полученные результаты для оливинита показывают, что на больших глубинах в земной коре при высоких давлениях под влиянием температуры величина коэффициента поглощения изменяется в несколько десятков раз, в то время как скорость упругих волн изменяется на 3—5%. Следовательно, при изучении строения и состава земной коры и верхней мантии, кроме лабораторных опытов по изучению скорости упругих волн при высоких термодинамических параметрах, необходимо измерять поглощение упругих волн как более чувствительный параметр к изменениям давления, и в особенности температуры, что поможет геофизикам проводить более правильную интерпретацию полевых сейсмических наблюдений.

Ереванский политехнический институт

Поступила 26. IV. 1983.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ванек И. Клима К., Прос Э.* Особенности методики измерения поглощения упругих волн на образцах горных пород. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1962
2. *Воларович М. П., Гурвич А. С.* Исследование динамического модуля упругости горных пород в зависимости от температуры. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 1957.
3. *Воларович М. П., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш.* Исследование скоростей продольных волн и их поглощения в горных породах и минералах при давлениях до 15 *кбар* и температурах до 600°С. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 7, 1977.
4. *Воларович М. П., Вегуни А. Т., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш.* Влияние температуры до 800°С на скорость и поглощение продольных волн в андезитовых породах Армении при давлении до 20 *кбар*. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1979.
5. *Воларович М. П., Левыкин А. И., Сизов В. П.* Исследование затухания упругих волн в образцах горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1960.
6. *Воларович М. П.* Исследования упругих и поглощающих свойств горных пород при высоких давлениях. Труды 6-го Совещания по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Изд. АН СССР, М., 1962.
7. *Воларович М. П.* Исследования физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях. В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд. АН СССР, М., 1962.
8. *Воларович М. П., Левыкин А. И., Фарберов А. И.* Исследование модуля Юнга и затухание упругих волн в образцах лав вулканов Камчатки. В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971.
9. *Левыкин А. И.* Затухание ультразвуковых волн в образцах горных пород на разных частотах. Изв. АН СССР, серия геофиз., №3, 1962.
10. *Левыкин А. И.* Поглощение и скорости продольных и поперечных упругих волн в образцах горных пород при всесторонних давлениях до 4000 *кг/см*^{2}. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 2, 1962.
11. *Меркулова В. М.*, Частотная зависимость затухания ультразвука в горных породах для мегагерцевой области. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 8, 1966.
12. *Меркулова В. М.* Поглощение ультразвуковых волн в горных породах в области частого 10—160 *кгц*. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 6, 1968.
13. *Меркулов Л. Г.* Поглощение ультразвуковых волн в кварце. Сб. по ультраакустике МОПН, № 11, 1960.
14. *Фарберов А. И., Соколов Л. Н., Левыкин А. И., Зубков С. И., Ермаков В. А.* Экспериментальные исследования скорости и затухания ультразвука в частично и полностью расплавленных эффузивах. Докл. АН СССР, 220, № 2, 1975.
15. *Birch F., Bancroft D.* The effect of pressure on the rigidity of rocks. J. Geol., 46, 59, 119, 1938.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXVII, № 5, 82—86 1984

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

УДК: 91(479.25)

К 25-ЛЕТИЮ ОТДЕЛА ГЕОГРАФИИ

Армения—страна с древним географическим наследием. Истоки географической науки в Армении берут начало от трудов Мовсеса Хоренаци (V век), Анания Ширакаци (VII век). Географическим изучением Армении в течение ряда веков занимались многочисленные исследователи, начиная с древних греков, римлян, кончая целой плеядой русских и европейских ученых.

С установлением Советской власти в Армении ввиду отсутствия как специалистов-географов, так и учреждений сугубо географического профиля, исследовательские работы географического содержания велись в институтах смежных дисциплин и Ереванском государственном университете.

Первым научно-исследовательским географическим учреждением явился отдел географии, организованный в 1958 году по решению Президиума АН Армянской ССР при Институте геологических наук, 25-летию которого была посвящена научная сессия, проходившая в Ереване 8—9 декабря 1983 года.

Во вступительном слове директор Института геологических наук, член-корр. АН Арм.ССР Л. Т. Асланян отметил, что наряду с традиционными географическими направлениями—геоморфологией, гидрологией, климатологией, экономической географией, в отделе развились также новые направления: ландшафтоведение, рекреационная география, тематическое картографирование и т. д.

На научной сессии было заслушано 28 докладов, касающихся различных проблем современной географической науки Армянской ССР.

Доклад чл.-корр. АН Арм.ССР А. Б. Багдасаряна был посвящен современным проблемам географической науки Армянской ССР; в нем отмечается, что только путем интегрального подхода можно регулировать процессы и явления, связанные с биосферным уровнем организации жизни. Инфраструктура наук в Армянской ССР, особенно по изучению фундаментальных вопросов природной среды, не в состоянии обеспечить задачи оптимизации процесса взаимодействия общества с окружающей средой, поэтому возникла необходимость создания новых научных структур и переустройства существующих.

В перспективе перед географической наукой республики ставятся новые задачи: уделить особое внимание развитию инженерно-географических исследований, развернуть фундаментальные исследования по гидроресурсам, разработать оптимальные структуры использования земель, освоить возобновляемые энергоресурсы, исследовать и освоить рекреационные ресурсы, изучить природные предпосылки увеличения биологических ресурсов и обеспечить их самовоспроизводство и охрану и т. д.

Несколько докладов было посвящено вопросам геоморфологии республики.

Доклад В. Р. Бойнагряна, Т. Г. Бойнагрян, А. А. Гаспаряна «Картографирование рыхлых образований при инженерно-геологических исследованиях в Армянской ССР» был посвящен детальным исследованиям рыхлых образований, проведенным в бассейне р. Агстев в связи со строительством железной дороги Иджеван-Раздан и составлением новой генеральной схемы развития Дилижана.

В докладе В. Р. Бойнагряна «Создание крупномасштабной инженерно-геоморфологической карты береговой зоны озера Севан—насущная задача ближайших лет» предлагается вести специальные исследования под руководством специалиста-береговика с составлением прогнозной крупномасштабной инженерно-геоморфологической карты береговой зоны озера Севан, которая поможет предсказать судьбу уже построенных инженерных сооружений и правильно разместить новые.

Наиболее точной оценкой степени аридности территории по предложению Ф. С. Геворкяна и А. Л. Паносяна в докладе «Критерии выделения аридного пояса Арм.ССР и его геоморфологическое расчленение» является радиационный индекс сухости, предложенный А. А. Григорьевым и М. И. Будыко. Сопоставлением карты радиационного индекса сухости с гипсометрической определена верхняя граница аридного пояса, что соответствует 1200—1300 *м* с отклонениями ±100—200 *м* в зависимости от местной циркуляции атмосферы, экспозиций, уклонов и др. особенностей рельефа.

В докладе Ф. С. Геворкяна «Эоловая морфодинамическая система Среднеараксинской котловины» говорится, что из эоловых процессов здесь развиты дефляция, корразия и аккумуляция, чему способствуют резкие суточные амплитуды температуры, превышение испарения над количеством выпадающих осадков, разреженность или отсутствие растительного покрова, частые ветры и наличие материала, способного перемещаться ветром.

В докладе В. Г. Гарибяна «О классификации морфоскульптуры рельефа бассейна р. Дебед» приводятся четыре основные группы факторов, обусловливающие образование морфоскульптур: космические, наземные и внутриземные, биогеографические и антропогенные, взятые в общем разрезе временного фактора. В качестве таксономических единиц классификации предлагаются типы, подтипы и элементы.

На основе структурно-фациального анализа разновозрастных эффузивов данных геофизических работ, анализа продольных профилей рек, рисунка гидрографической сети, базисных поверхностей, окатанности и ориентировки галек Р. Х. Гагиняном в докладе «Некоторые вопросы палеогеоморфологии Сюникского вулканического нагорья» частично пересматривается история развития Сюникского вулканического нагорья.

Одной из центральных задач геоморфологических исследований горных стран считается определение интенсивности и суммарной амплитуды поднятий. Подсчеты обычно основываются на оценке объемов материала, вынесенного из зоны горного сооружения и твердого стока рек. По данным А. К. Борунова и А. В. Куликова в голоцене Цент-

ральной части Большого Кавказа достаточно равномерно шло устойчивое накопление эолового покрова («Новые данные о характере денудации центральной части Большого Кавказа»). Н. В. Думитрашко в докладе «Палеогеографические условия Армении в позднем плейстоцене и раннем голоцене» выделяются максимальная фаза оледенения и три-пять фаз отступления ледников. Следы оледенения имеются на Севанском хр., Гегамском массиве, Зангезурском хребте.

Армянское вулканическое нагорье характеризуется чрезвычайно большим разнообразием вулканических форм рельефа и проявляет поразительное сходство с вулканическим рельефом Евразии (Монголии, Вьетнама, ЧССР), что дает возможность выделить особый тип магматогенных вулканических морфоструктур (Чичагов В. П. «Геоморфологические гомологии Армянского вулканического нагорья в Евразии»).

В докладе Д. А. Лилиенберга «Морфоструктурная дифференциация современной геодинамики горных систем Кавказа, Альп и Карпато-Балкан» приводятся данные повторных нивелировок, согласно которым Крымско-Кавказская горная область характеризуется высоким уровнем геодинамической активности: Большой Кавказ+10—13 *мм/год*, Малый Кавказ+8—10 *мм/год*. Общая интенсивность современных вертикальных движений нарастает с запада на восток.

В докладе А. А. Багдасарян «К вопросу о рациональном размещении метеорологической сети» отмечается, что, зная структурную функцию метеоэлемента и дисперсию ошибок его измерения, можно определить максимальное допустимое расстояние между станциями. По данным станции Ереван—АМСГ можно определить температуру воздуха на станциях Ереван—агро, Гарни, Эчмиадзин, Октемберян. Следовательно, из существующих 5 станций можно сохранить только одну.

В настоящее время в республике применение дистанционных методов в ландшафтных исследованиях носит эпизодический характер. В докладе «Опыт дешифрирования высотных природных поясов Армянской ССР по цветным синтезированным космическим снимкам» Т. А. Трифоновой приводятся результаты опытных исследований дешифрирования природных высотных поясов территории Арм.ССР по синтезированным космическим снимкам. Этот метод является эффективным даже на уровне качественно визуальной оценки. Его можно считать первым этапом, за чем последует более детальное дешифрирование по космическим снимкам, полученным в различных зонах спектра, и аэроснимкам.

Д. А. Погосяном в докладе «О ландшафтно-гидрологическом кадастре административных районов Армянской ССР» сделана попытка составления ландшафтно-гидрологического кадастра административных районов Арм.ССР. Кадастр включает 22 графы, где приводятся количественные и качественные характеристики рельефа, климата, снежного покрова, метеорологических элементов, почвенно-растительного покрова, земельных ресурсов, поверхностных и подземных вод. Кадастр имеет прикладное значение и может быть использован при организации территории.

В качестве местного признака определения нижней границы распространения лесов Д. М. Арустамова в докладе «Местный признак оп-

ределения нижней границы распространения лесов в Армянской ССР» предлагает наличие трагакантовых степей и трагакантников по соседству с лесными массивами.

Вопросы охраны природы испокон веков привлекали внимание ученых. В докладе «О мерах по охране природы в прошлом» Д. Р. Назаретян было отмечено, что уже в начале XIX века в методико- теоретическом плане был поставлен вопрос о влиянии человека на природу. В 1911 г. в Кавказском отделе Императорского Русского географического общества была учреждена комиссия по охране памятников природы Кавказа, в обязанности которого входило их выявление, разработка проектов по охране и претворению намеченных мероприятий в жизнь.

В докладе «Функциональная классификация природоохранных территорий» Г. Б. Григоряном приводится типологическая классификация природоохраняемых территорий по определенным таксономическим рангам (тип, подтип, род и вид). Каждый из выделенных форм имеет свои особенности организации, однако все они опираются на ландшафтную основу. При научной организации охраняемых территорий докладчик руководствовался историко-эволюционным, ландшафтно-географическим, эколого-эволюционным, социальным, научно-познавательным принципами.

Для проведения противоэрозионных мероприятий в горных странах особое место отводится крупномасштабному картографированию эродированности почв, чему был посвящен доклад Д. А. Погосяна «Картографирование эродированности почв территории АрмССР». Для исследования эрозии почв автор предлагает также организовать стационары в различных ландшафтных поясах и составить альбомы.

Рекреационные исследования Армянской ССР были представлены двумя докладами. В рекреационном отношении в районе центральных хребтов Малого Кавказа А. Б. Багдасаряном, С. Г. Шашикяном, Д. М. Арустамовой выделяется 4 высотных рекреационных яруса: низинный, предгорный, низкогорный, среднегорный. Развитие рекреации в регионе рассматривается наиболее оптимальной формой рационального использования, охраны и воспроизводства природы, вызванной решить частично также проблему занятости сельского населения региона круглый год. В докладе «Рекреационные ресурсы аридных горных районов, использование и охрана природы» С. Г. Шашикяном в Араратской котловине выделяются ресурсы для санаторно-курортного лечения, пригородного кратковременного и летнего длительного отдыха, познавательно-эстетического туризма и предлагается разработать новую научно-обоснованную комплексную ландшафтно-планировочную схему.

Большой интерес на сессии вызвали доклады, посвященные вопросам экономико-географического районирования территории.

Районирование является важным предварительным этапом при оценке месторождений полезных, в первую очередь, нерудных ископаемых (доклады Ф. К. Амбарцумяна, Н. Ц. Барсегян, А. В. Багдасаряна, М. Г. Тер-Оганяна «О функциональной и иерархической структуре экономических районов» и «Районирование и оценка месторождений

полезных ископаемых»). В Кавказской лаборатории ВИЭМС проведено районирование территории Арм. ССР по месторождениям нерудных полезных ископаемых.

А. Е. Закаряном («Вопросы оценки природной базы развития ресурсного цикла строительных материалов Армянской ССР») территория Арм.ССР оценена с точки зрения природной базы развития ресурсного цикла стройматериалов с выделением районов с низким, средним и высоким потенциалом и районов, где отсутствует природная база.

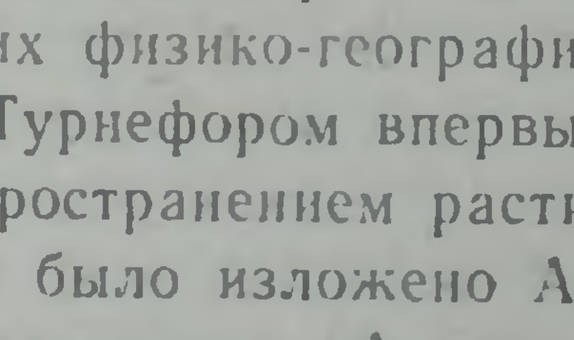
Доклад Ю. А. Мурадяна был посвящен природно-ресурсному районированию территории Турции, проведенному на основе оценки и районирования всех основных видов природных ресурсов. Выделено 14 природно-ресурсных районов с низким, средним и высоким природно-ресурсным потенциалом.

В Советской Армении по высоте замечается неравномерное размещение населения не только по поясам, но и внутри поясов, чему был посвящен доклад Х. А. Аветисяна «Особенности распределения населения и поселений по высотным поясам Армянской ССР».

В докладе Х. Б. Саркисяна предлагается производство овоще-бахчевых культур в Армянской ССР организовать по принципу географического конвейера, производственное начало которого можно формировать в нижних поясах и закончить на высоте 2000—2100 *м*. Во второй половине осени лента конвейера возвратится в нижний пояс, а зимой и весной товары на конвейер предоставят тепличные хозяйства.

Территория Армянской ССР является одним из редчайших уголков Советского Союза, где на небольшой территории можно встретить сложный горный рельеф с классическими проявлениями вулканических, складчатых и складчато-глыбовых структур, с почти полным набором высотных поясов и различных типов поясности, с многочисленными типами климатов и разнообразием почвенных типов в сочетании с развитой промышленностью, большой плотностью населения и предельно напряженной хозяйственной деятельностью человека. Потому, несмотря на свои небольшие размеры, эта территория может служить эталоном для проведения системных географических исследований. В докладе чл.-корр. АН Арм.ССР Л. Б. Багдасаряна предлагается примерная структура Центра геоэкологических исследований.

Изучение природы Армянского нагорья, выявление общих географических закономерностей этого региона способствовали формированию общих физико-географических закономерностей: французским ботаником Турнефором впервые были проведены наблюдения над высотным распространением растительности, которое впоследствии в качестве теории было изложено А. Гумбольдтом (1807); И. В. Фигуровский на примере климата Армении дал первую типологию климатов; немецким ботаником Кохом впервые выделены трагакантовые степи, а Н. И. Кузнецовым впервые был предложен термин «нагорные ксерофиты» на примере Армянского нагорья. Этому был посвящен доклад Д. Р. Назаретян «О значении изучения природы Армении в развитии теории физической географии».

Сессия приняла обширную резолюцию.

Д. М. АРУСТАМОВА