

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



Издается преимущественно на русском, а также на армянском и английском языках

ԽՈՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒՆԿԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր),
տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդա-
սարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Գ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ. անդամ
Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք.
գիտ. գոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ
ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մալախյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիչանյան,
ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան,
Է. Ա. Խոստումովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն.
Ս. Ս. Ֆառմազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ ԽՍՀՄ-ում Երևանում 1943 թ. ԽՍՀՄ-ում Երևանում 1943 թ. Журнал выходит 6 раз в год Основан в 1943 г.

Խմբագրության հասցեն՝
375019, Սրկան 19, Բարեկամությունից 2 հա.

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

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 6

հատոր XXXIII

1980

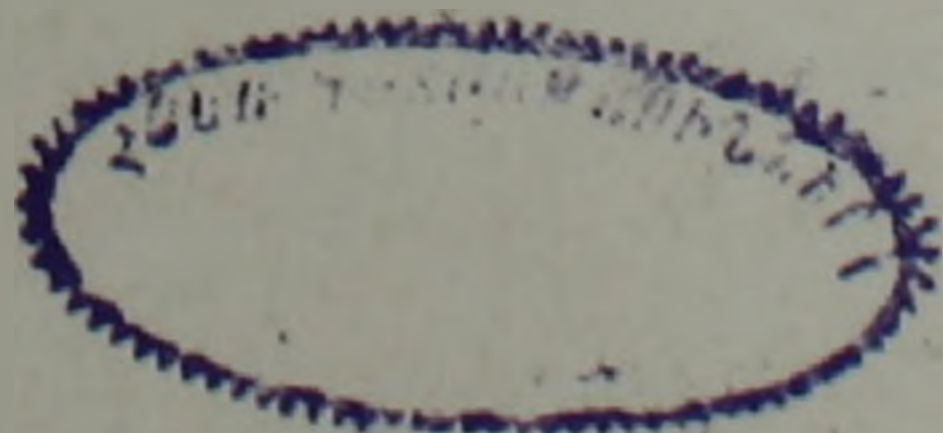
Am 409

Թ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

Հ. Պ. Գույումճյան, Լ. Փ. Յաշվիլի. Վայոցձորի հրաձին սիլիկատոլային ապարները (թվար- ցոյիտները)	3
Ա. Ա. Ղազանճյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում հողմահարման պրոցեսների որոշ երկրաբանական առանձնահատկությունները	17
Ռ. Յ. Խրեմյան, Դ. Ի. Սիխարուլիձե, Ն. Պ. Խուրբերիձե. ՔԼ-քարձր արագության դիս- պերսիոն ալիքները և Փոքր Կովկասի երկրակեղևի կառուցվածքի հարցերը	28
Կ. Ա. Ջևեռյավսկի, Վ. Ո. Յանիկյան, Լ. Տ. Միրիշունյան. Հայկական ՍՍՀ բնատա- րածքում խորքային մագնիսաուղեկ ղոնդավորման մի քանի արդյունքների մասին	43
Շ. Ս. Հովհաննիսյան, Ս. Ն. Նսիգանյան. Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում երկրաֆի- զիկական դաշտերի և սեյսմականության միջև եղած կապի մասին	51
Հ. Կ. Սարգսյան, Ս. Մ. Հովհաննիսյան. Մարդարա-Փոլի պրոֆիլով երկրակեղևի վերին մասի գրավիտացիոն մոդելը	60
Հ. Հ. Հովհաննիսյան. Զանգեզուրի ղեղդինամիկ փորձադաշտում ծանրության ուժի ու մակընթացային փոփոխությունների ուսումնասիրության առանձնահատկույն- ները	69
Է. Մ. Կարապետյան, Օ. Վ. Միրոնիկովա, Յու. Դ. Շուպին, Ա. Ա. Խալարյան, Շ. Վ. Քա- մալյան. Ղափանի հանքային շրջանի արագության մոդելը	77

ՀԱՄԱԹՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Կ. Ա. Քարամյան, Լ. Գ. Մխիթարյան. ՀՍՀ Զանգեզուրի հանքային շրջանի մետասո- մատիկ ֆորմացիաների սերիցիտները	85
Լ. Ա. Հախվերյան, Դ. Է. Մալխասյան. Էլեկտրամետրիական հետազոտությունները Գառնիի ստորգետնյա երկրաֆիզիկական դիտակայանի տարածքում	91
Ք. Ռ. Տոթյան. Կետերի վերազանցումների որոշումը հիդրոդինամիկ նիվելիրացման միջոցով	96
Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի Գիտություններ երկրի մասին տեղեկագրի XXXIII հատորի թվանդակությունը	103



СОДЕРЖАНИЕ

О. П. Гуюмджян, Л. П. Яшвили. Изверженные кремнистые породы (кварцолиты) Вайоцдзора	3
А. А. Казанчян. Некоторые геохимические особенности процессов выветривания на территории Армянской ССР	17
Б. Ц. Еремян, Д. И. Сихарулидзе, Н. П. Тутберидзе. Высокоскоростные дисперсионные волны Р ₁ и вопросы строения земной коры Малого Кавказа	28
Г. А. Чернявский, В. О. Яникян, Р. Т. Мириджанян. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР	43
Ш. С. Оганисян, С. Н. Назаретян. О связи между геофизическими полями и сейсмичностью на территории Армянской ССР	51
А. Г. Бабаджанян, С. М. Оганесян. Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Маркара Понлы	60
А. О. Оганесян. Особенности изучения неприливных вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинамическом полигоне	69
Э. М. Карапетян, О. В. Мирошников, Ю. Г. Шопин, А. А. Халатян, Ш. В. Камалян. Скоростная модель Кафанского рудного района	77

Краткие сообщения

К. А. Карамян, Р. Г. Мхитарян. Серициты из метасоматических формаций Зангезурского рудного района (Армянская ССР)	85
Л. А. Ахвердян, Г. Э. Малхасян. Электроразведочные исследования в районе строительства подземной геофизической обсерватории «Гарни»	91
К. Р. Трозян. Определение превышения точек с помощью гидродинамического нивелирования	96
Содержание XXXIII тома Известий Академии наук Армянской ССР, Науки о Земле	103

УДК 552.57(479.25)

О. П. ГҮҮМДЖЯН, Л. П. ЯШВИЛИ

ИЗВЕРЖЕННЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ (КВАРЦОЛИТЫ) ВАЙОЦДЗОРА

Авторами доказывается существование кремнистых пород (кварцолитов) изверженного происхождения, ассоциирующих с продуктами позднегеосинклинального базальтоидного вулканизма и отличающихся от общезвестных вулканогенно-осадочных кремнистых пород.

В течение последних лет авторы настоящей статьи, изучая выходы марганценовых железистых кремней Вайоцдзора, обратили внимание на их необычный характер и интрузивные контакты с дислоцированными вулканогенными и вулканогенными образованиями среднего и верхнего эоцена. Эти кремнистые породы давно были известны в нашей литературе под различными названиями, а именно: «железистые марганценовые яшмы», «окремненные туффиты», «перекристаллизованные железистые яшмы», «кремнистые яшмовидные породы» и т. д.

Обычно считается, что эти железистые кремнистые породы являются типичным примером марганцевых руд вулканогенно-осадочного происхождения, связанных с подводным геосинклинальным вулканизмом. Причем, диагенез и метаморфизм высококремнистых отложений и сингенетичных с ними соединений железа и марганца привели к нынешнему облику этих пород [1].

На основании существующих традиционных представлений о геологической позиции и происхождении кремнистых пород, многочисленные геолого-петрографические факты не получали удовлетворительного объяснения в рамках седиментационной вулканогенно-осадочной гипотезы.

В статье приводятся новые данные об изверженных (интрузивных) кремнистых породах, внешне похожих на красно-бурые железистые яшмовидные образования.

Кремнистые породы развиты в пределах вулканогенной толщи средне-верхнеэоценового возраста. При полевых исследованиях во многих разрезах устанавливаются несогласные, секущие контакты кремнистых тел с морскими терригенными, пирокласто-осадочными и собственно вулканогенными образованиями базальтоидного состава (на водоразделе рр. Ехегис и Арпа, на левом берегу р. Гендара, у лет. Малишка, к СВ от с. Кармрашен).

Кроме осадочных слоистых кремнистых пород (яшм, радиоляритов, фтанитов) известны и кремнистые кластические породы тектони-

ческого происхождения, которые образовались за счет первично-осадочных яшм, радиоляритов под влиянием различных процессов [7]. Изверженные кремнистые породы впервые упоминаются в начале XX века в работах В. Миллера [18], который назвал их силекситами. Термин «силексит» предложен В. Миллером «для любого тела чистого или почти чистого кремнезема изверженного или водно-изверженного происхождения, которое выглядит как дайка, сегрегационная масса или включение внутри или вне материнской породы». Это определение силексита без изменения вошло в петрографическую номенклатуру А. Холмса [16], а в дальнейшем под термином «кварцолит» нашло свое место в новой классификации и номенклатуре plutonic горных пород [4].

Кварцевые дайки, штокообразные, неправильные гнездообразные тела и «родственные включения силекситов» района Адирондак Маунтин, к северу от гор. Нью-Йорка, развиты внутри гранитов и граносиенитов интрузивных массивов Лайон Маунтин и Хоукай. По мнению В. Миллера, кварцевые дайки не являются гидротермальными жилами. Они секутся пегматитами и аплитами. Ни одна из даек силекситов не имеет полосчатого строения или курстификационной текстуры. Большинство силекситов Лайон Маунтин содержит от 1 до 2% полевого шпата. Согласно В. Миллеру, силекситы отделились от гранитной магмы не только раньше, чем множество обычных пегматитов, но и до полного затвердевания гранитного расплава.

Таким образом, независимо от механизма обособления кремнезема из алюмосиликатного расплава видно, что В. Миллер имел в виду кварцевые дайки и различные тела изверженного происхождения, которые сложены кварцем или почти только кварцем. Обнаружение кварцолитов в Вайоцдзоре является подтверждением реальности этого явления. Мы склонны думать также, что часть, если не большинство пластово-линзовидных тел массивных кремнистых пород вулканогенно-осадочных комплексов [10], имеет изверженное происхождение, но традиционно относится к седиментационным образованиям в силу конвергентности. Но об этом более подробно после изложения данных о геологической позиции, структуре, строении и составе кремнистых пород (кварцолитов) Вайоцдзора.

В данной статье преследуются следующие основные цели: 1) на основе новых данных обосновать изверженное, магматическое происхождение несогласных, секущих тел массивных кремнистых пород, находящихся внутри вулканогенно-осадочного средне-верхнеэоценового комплекса Вайоцдзора; 2) на основе представлений об изверженном происхождении их, в свою очередь, пересмотреть некоторые аспекты генезиса сингенетичных массивных кремнистых пород геосинклинальных областей, не содержащих органических остатков и предложить новую гипотезу об изверженном происхождении последних.

По нашему мнению, все варианты гипотезы вулканогенно-осадочного генезиса кремнезема и оруденения марганца и железа не охва-

тывают все многообразие связей этих компонентов с основными лавами, а также физико-химического состояния кремнезема при поступлении в морской бассейн. Общеизвестно, что кремнезем, железо и марганец парагенетически связаны между собой, поступают из общего источника и этот источник связан с подводным вулканизмом. Если все это верно, и они образуют парагенетическую ассоциацию на поверхности земной коры (в морских или континентальных условиях), то правомочно ожидать и появления глубинных фаций этого парагенезиса на различных уровнях земной коры—в интрузивной и субвулканической фациях.

Краткая геолого—стратиграфическая характеристика района. В геологическом строении Вайоцзорского прогиба значительное участие принимают терригенные и карбонатные отложения палеозоя и мезозоя, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения кайнозоя. Палеогеновые образования составляют основную часть формации прогиба и имеют наиболее широкое распространение. Они представлены вулканогенно-осадочными, преимущественно вулканогенно-терригенными и собственно вулканогенными формациями, среди которых появляются редкие прослои и линзовидные тела марганцевистых, железистых яшм. Нижний эоцен установлен в юго-западной и западной частях прогиба и представлен терригенно-карбонатными отложениями, а неоген— только галечниками высоких террас, занимающими ограниченные площади. Различные горизонты палеогеновых отложений с эрозионным размытием перекрыты четвертичными лавами.

Характерной особенностью литогенеза в эоцене является значительное развитие (кроме секущих кремнистых пород) кремнистых известняков и силицитов. Последние безрудные и тесно ассоциируют с пирокласто-осадочными породами верхнего эоцена и залегают в основании массивных карбонатных построек [3].

Отметим, что кремнистые породы в Вайоцзоре появляются на протяжении всего эоценового времени не только при активизации вулканической деятельности [3], но и при затухании ее (красные известняки и силициты нижнего эоцена в разрезе окрестностей с.с. Ариз—Агаракадзор).

Геологическое положение кремнистых пород (кварцолитов). Кремнистые породы Вайоцзора локализованы в вулканогенно-терригенной толще средне-верхнего эоцена. Возникновение их связывается с начальным вулканизмом геосинклинальной области Армянской складчатой зоны. Между тем, в отношении геологической позиции кремнистые породы, как и вулканогенные, различны. Часть из них имеет горизонтальное или согласное залегание с морскими отложениями, другая— несогласное, крутопадающее залегание, секущее под различным углом вмещающие складчатые структуры и вулканогенные образования.

В данной статье рассматриваются только секущие интрузивные кремнистые породы или кварцолиты, внешне похожие на красные железистые яшмы. Кварцолиты развиты в пределах антиклинальной

складки северо-западного простирания и приурочены к разломам того же направления. Они встречаются совместно с дайками вулканических пород, широко развитых в пределах пирокласто-осадочной толщи средне-верхнеэоценового возраста. Дайки и штокообразные тела кварцолитов хорошо выражаются в рельефе в виде скалистых утесов и выступов высотой 3—5 м и резко выделяются на фоне выветрелых туффигов и туфопесчаников. В плане тела кварцолитов имеют неправильные очертания размером 3×5 м (Гендара), 6×20 м (лет. Малишка) или форму даек мощностью до 8—10 и длиной в несколько сот метров (Кармрашен). В разрезе некоторые из кремнистых массивов неправильной формы представляют трубообразные или штокообразные тела. Контакты кварцолитов со всеми вмещающими породами резкие, без значительных следов гидротермального воздействия или контактового метаморфизма. Имеют они по крайней мере верхнеэоценовый возраст.

К северо-востоку от с. Кармрашен, на расстоянии 2,5 км, на правом борту одноименной речки, в толще вулканогенно-осадочных пород хорошо прослеживается на протяжении 300—400 м мощная дайка (от 5 до 10 м) железистых кремнистых пород. Она пересекает туфобрекчин, лавовые брекчин основного состава, массивные базальты и андезиты, а также вулканогенно-терригенные отложения Тексарской антиклинали.

Другой крупный выход кварцолитов у лет. Малишка (левый приток р. Гендара, к северо-западу от с. Кармрашен, на расстоянии 3 км) расположен в терригенных отложениях среднего эоцена. Вмещающие породы здесь представлены туффитами, которые секутся дайками и небольшими штоками андезито-базальтовых порфиритов. В плане этот массив кварцолитов имеет овальную форму и вытянут в северо-восточном направлении.

На левом борту р. Гендара, около водораздела рр. Ехегис и Арпа, среди туфогенных пород обнажается штокообразное тело железистых кварцолитов небольших размеров (3×5 м в плане). На этом участке отмечается еще несколько изолированных выходов, которые в плане имеют вытянутые или неправильные очертания. Эти выходы расположены вдоль структуры северо-западного простирания.

Кварцолиты на всех участках сильно раздроблены и висячем боку местами сцементированы наложенным гидротермальным оруденением марганца, представленным высокотемпературными окисными соединениями—браунитом и гаусманитом, с подчиненной ролью якобита и магнетита. В зоне окисления марганцевых руд широко развиты пиролюзит и минералы группы псиломелана. Раздробленные кварцолиты местами сцементированы баритом.

Совущее положение кварцолитов, форма тел (дайки, штоки, трубки), массивный облик, однородный кварц-халцедон-гематитовый состав, отсутствие органических остатков, текстурно-структурные особен-

ности, нахождение в структурах, пересекающих под острым углом породы различного состава и генезиса (вулканогенные отложения и более поздние собственно вулканогенные образования базальт-андезитового состава) и резкое несогласное положение по отношению к складчатым структурам доказывает их происхождение в результате внедрения расплавленной массы. Состав и структурно-текстурные особенности кварцитов выдерживаются в пространстве на расстоянии сотни метров.

По геолого-структурным данным и особенностям минерального состава кварциты не относятся к классу метаморфических или метасоматических пород.

Структура и строение массивов кремнистых пород (кварцитов). Изверженные кварциты встречаются в виде крутопадающих, почти вертикальных довольно мощных даек и штоков. Кварциты своеобразные, высококремнистые породы, сложенные кварц-халцедоном (содержание $\text{SiO}_2 \sim 90\%$) и окисными соединениями железа (содержание $\Sigma\text{Fe} \sim 10\%$, табл. 1). По минеральному составу они сходны с массивны-

Таблица 1

Элемент № пробы															
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
1	39/73	87,74	—	0,55	8,01	1,43	0,17	0,95	1,12	—	0,45	0,04	—	—	100,46
2	7163	90,04	0,03	0,30	6,29	2,55	0,28	0,81	0,18	0,01	—	—	—	0,08	100,87

Примечание: 1— железистый кварцит, на водоразделе рр. Ехегис—Арпа, Кабах-линский участок; 2— железистый кварцит, на расстоянии 2 км к СВ от с. Кармрашен, Кармрашенский участок. Анализы выполнялись в хим. лаборатории ИГН АН Арм. ССР (аналитики—Гаспарян З. Ш., Чаталян С. Г.).

ми кремнистыми породами и железистыми яшмами. Это массивные, крипто- и тонкозернистые породы, сложенные кварц-халцедоновым агрегатом, пропитанным окисными и гидроокисными соединениями железа, чем и обусловлен их бурый и сургучно-красный цвет. Под микроскопом кварциты обнаруживают весьма характерную сферолитовую структуру. Размер сферолитов не превышает 0,7 мм. В их центре располагаются либо гидроокислы железа, либо нераскристаллизованная опаловая масса, вокруг которой нарастает халцедон радиально-лучистого строения. Все это обрастает тонкозернистым кварцем. Пространство между сферолитами выполнено кварц-халцедоновой массой более поздней генерации. Здесь же развиваются мельчайшие чешуйки гематита и нодулеобразные сгустки гидроокислов железа. На фоне крипто- и тонкозернистой сферолитовой структуры кремнезема видна сетка микротрещин, выполненная перекристаллизованным, относительно крупнозернистым, свободным от примесей окислов

железа кварцем и реже мелкозернистым кальцитом. Трещины, рассекающие кремнистые породы, имеют самые разные величины— от микроскопических до трещин разрывов и отдельностей, которыми обусловлен их «псевдообломочный» облик (рис. 1).

Под микроскопом в кварцолитах обнаруживаются следы процессов интенсивного дробления, раздавливания, скольжения, а также перекристаллизации, разрушения сферолитовых структур и превращения их в гранобластовые агрегаты. Первичные тонкозернистые, аллотриоморфнозернистые и микросферолитовые структуры сохраняются среди перекристаллизованных участков, сложенных относительно крупными гранобластовыми зернами кварца. По отдельным плоскостям в результате дробления и истирания образуются тонкозернистые милониты. В

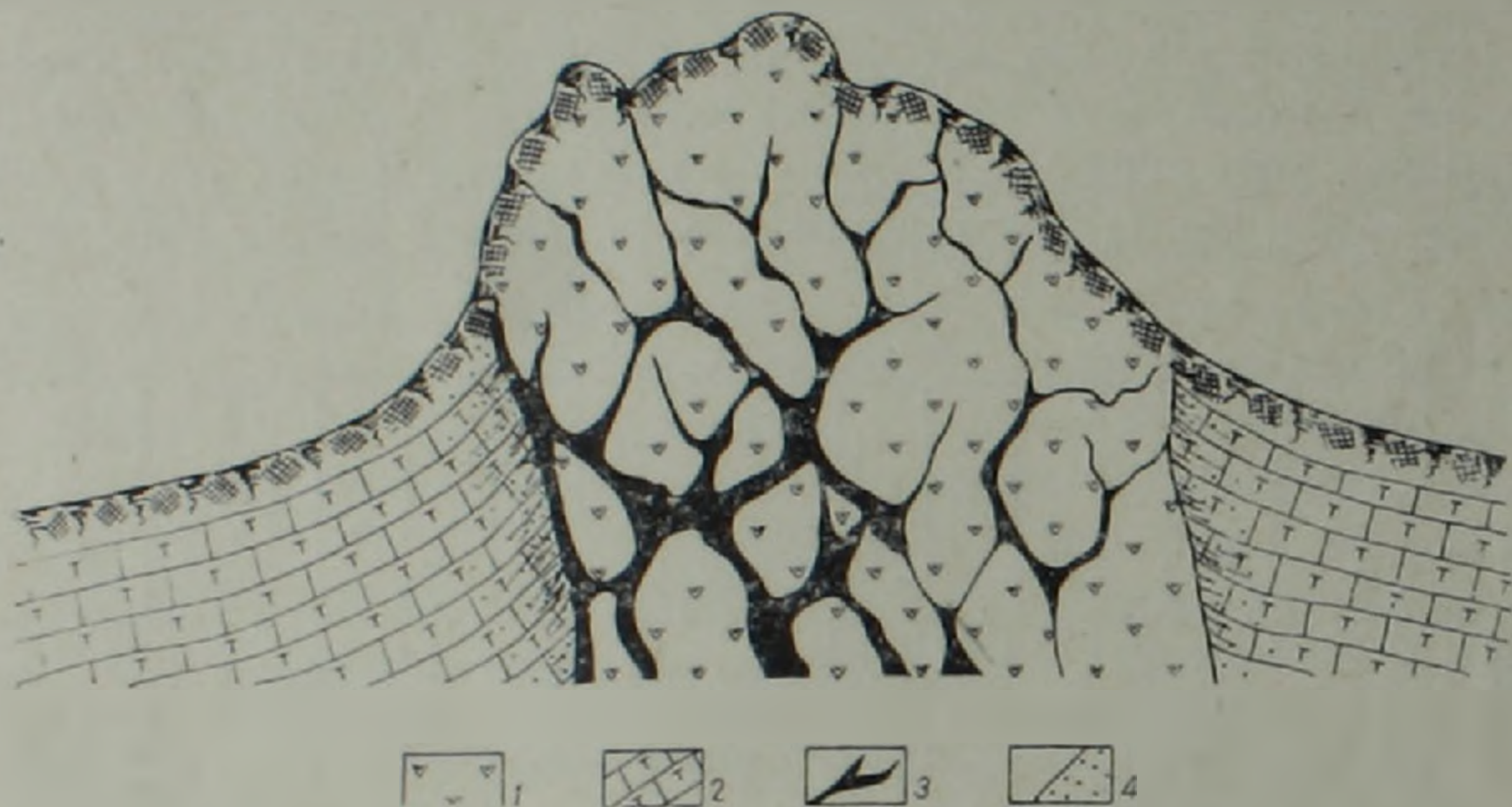


Рис. 1. Взаимоотношение железистых кремнистых пород—кварцолитов с вмещающей вулканогенной толщей эоцена. Вайоцзор. 1— кварцолиты; 2— туффы; 3— наложенное марганцевое оруденение; 4— измененные туффы.

кварцолитах дробление имело место как в дорудный, так и пострудные этапы формирования. Несмотря на то, что кварцолиты сильно деформированы, перекристаллизация по всей массе кремнистых пород носит неравномерный характер. В них отсутствуют новые минералообразования, а продукты перекристаллизации, кварц и, возможно, часть гематита лишены катакластических или деформационных структур. Перекристаллизация посткинематическая, протекала при низких температурах и выражена в общем не сильно. Она отличается от аналогичных процессов в условиях регионального метаморфизма.

Происхождение кварцолитов. Представление о магматических, изверженных кремнистых породах— кварцолитах, не преследует цели заменить обычные гипотезы кремнеобразования в геосинклинальных областях, в частности образование слоистых яшм—радиоляритов. Оно отражает непосредственную генетическую связь источника кремнезема с эндогенными магматическими процессами и возможности возникновения кремнистых расплавов в связи с базальтоидным вулканизмом

или анатектическим плавлением высококремнистых пород в земной коре.

Обнаружение изверженных кремнистых пород—кварцолитов, в Вайоцдзоре выдвигает ряд новых вопросов (например, о существовании в земной коре послескладчатых, раннеорогених кремнистых пород изверженного происхождения) и одновременно позволяет по-новому ответить на некоторые частные вопросы кремнеобразования в вулканогенно-осадочных комплексах геосинклиналей: не являются ли некоторые массивные кремнистые породы вулканогенно-осадочных комплексов примером изверженных кремнистых пород; возможно ли существование в природе эффузивных разностей кремнистых пород и др.

Рассмотрение такого сложного литологического вопроса, как происхождение геосинклинальных кремнистых пород, не входит в нашу задачу. В этой проблеме больше всего нас интересует механизм формирования практически чистых, массивных кремнистых пород марганценовых вулкано-терригенных комплексов, которые имеют значительное развитие, в частности, в формациях калифорнийского типа [10, 11, 13].

Среди марганценовых вулканогенно-осадочных комплексов, по строению и составу, выделяются кремнистые породы двух типов—слоистые и массивные. Первые обычно представлены слоистыми радиоляриевыми яшмами, с чередующимися глинистыми или глинисто-кремнистыми яшмами. Массивные же кремнистые образования без следов терригенного материала практически чистые, высококремнистые, однородные породы; они состоят из крипо- и тонкозернистого халцедона и кварца, нередко и опала. В них очень редко упоминается о наличии органических остатков. Встречаются в виде пластово-линзовидных тел, выклиниваются обычно тупо. Расположены цепочкой или кулисообразно, приурочены к единому стратиграфическому горизонту. Подстилаются либо терригенными породами, либо лавами основного состава. Предполагается, что появление массивных кремнистых пород связано с резко повышенным поступлением кремнезема, носящим местный характер [10].

Исходя из геологической позиции и особенностей вещественного состава массивных кремнистых пород геосинклинальных толщ, можно полагать, что поступление материала для формирования кремнистых, как и вулканогенных пород, должно иметь одинаковую скорость, т. е. как и базальтовая лава они должны быть результатом одноактного внедрения или извержения кремнистого расплава на морском дне.

Все гипотезы о связи вулканизма с кремненакоплением подразумевают осадочное происхождение кремнезема (биогенное, хемогенное или механическое), после его поступления из горячих источников, эксплозивных выбросов и диффузий из подводных покровов и пеплов. Анализ имеющегося фактического материала по Вайоцдзору показывает, что перед нами другое явление. Здесь кремнезем в виде магматического расплава поступает и непосредственно заполняет различные.

пространства внутри земной коры в виде даек, силл и штоков. Не исключено, что такой расплав, состоящий из чистого кремнезема и небольшого количества соединений железа, может извергаться на дне морских бассейнов или на поверхности суши, на подобие лав липаритового или базальтового состава.

Кремнистые породы Вайоцзора появляются после складчатости вулканогенно-терригенных и карбонатно-терригенных толщ. Они резко оторваны во времени и пространстве от раннегеосинклинальных вулканогенных спилито-кератофировых формаций. Таким образом, в отличие от раннегеосинклинальных массивных кремнистых пород, можно констатировать наличие позднегеосинклинальных или раннеорогенных кремнистых пород — кварцолитов, в ассоциации с вулканогенными образованиями такого же типа.

В марганценосных вулкано-терригенных комплексах пока никем не упоминались секущие массивные кремнистые тела изверженного происхождения, за исключением секущих кремнистых даек офиолитовой свиты Коста-Рики [15]. Однако, в некоторых областях изредка устанавливаются неправильные кремнистые тела с колломорфно-плотчатыми текстурами (францисканская вулканогенно-яшмово-терригенная формация верхнемелового возраста в Калифорнии, карамалыташская спилито-кератофирово-яшмовая формация Южного Урала девонского возраста и т. д.). Правда, эти колломорфно-плотчатые тела, кондуиты, как их называют некоторые исследователи, больше всего похожи на отложения из гидротермальных растворов или гейзеров и считаются обычно древними подводными кремнистыми травертинами [10, 13].

Массивные кремнистые породы и кварцолиты Вайоцзора, вероятно, являются генетически близкими образованиями: первые — эффузивная фация, вторые — интрузивная фация изверженных кварцолитов. Строение, состав и геолого-структурные особенности массивных кремнистых пород дают основание усомниться в безукоризненности представления об их осадочном происхождении и говорить о том, что они большей частью являются продуктами одноактного поступления и возникли в результате извержения железосодержащего высококремнистого расплава.

Необходимо отметить, что при гидротермально-сульфатарном метасоматозе базальт-андезитовых лав и туфов также образуются кремнистые породы, сходные по минеральному составу и структурам с геосинклинальными массивными кремнистыми породами и с изверженными кварцолитами. В Зангезуре в пределах сальвардской вулканогенной толщи миоплиоцена известны многочисленные массивы высококремнистых пород кварц-халцедонового и опалового состава с гидроокислами и окислами железа, которые занимают обширные поля, площадью до несколько квадратных километров вокруг предполагаемых центров извержения. Микро- и макроструктуры этих опалитов-кварцолитов отчетливо отражают влияние процессов метасоматоза. В

них часто наблюдаются реликтовые кристалло-литокластические, гналопилитовые, микродолеритовые, микролитовые, порфировые, а также брекчиевидные, агломератовые и массивные текстуры исходных базальт-андезитовых пород. Массивные кремнистые породы, иногда и слоистые яшмы первично-осадочного происхождения по минеральному составу и структурам, очень сходны с кремнистыми породами магматического происхождения, особенно при наличии в породах пигмента из мельчайших частичек гематита и гетита.

Таким образом, при определенных условиях наблюдается конвергенция, следовательно не трудно спутать кремнистые породы различного происхождения.

Обнаружение изверженных кварцолитов в Вайоцдзоре дает основание полагать, что представленные выводы о характере массивных кремнистых пород имеют определенную ценность. Геолого-структурные и петрографические данные по массивным кремнистым породам позволяют предполагать, что многие из них могут оказаться не вулканогенно-осадочного, а изверженного происхождения. По-видимому, они являются продуктами кристаллизации кремнистых расплавов, которые могут затвердевать на некоторой глубине земной коры в виде даек, штоков, силл или на поверхности в виде потоков небольших размеров, так как предполагается, что высокая вязкость высококремнистого расплава может ограничить его течение. Заметим, что вязкость расплавов извергающихся в глубоководные бассейны сильно снижается, т. к. высокое давление на морском дне не только препятствует отделению ювенильной воды в расплаве, но и добавляет в него воду [8]. Генетическая природа многих массивных кремнистых пород остается не вполне выясненной. Видимо не все типы этих пород изучены достаточно детально. Мы хотим обратить внимание на некоторые генетические сходства между массивными кремнистыми породами и изверженными кварцолитами. Некоторые обстоятельства геологической позиции, состава и строения этих проявлений кремнистых пород на первый взгляд не имеют ничего общего. Но и кварцолиты Вайоцдорского типа, и массивные кремнистые породы вулканотерригенных толщ сложены исключительно кремнеземом с примесью соединений железа и в меньшей степени марганца, не содержат органических остатков и терригенной примеси и имеют резкие контакты с разнотипными породами. Массивные кремнистые породы формируются в раннегеосинклинальный, доскладчатый этап развития, залегают согласно с вмещающими отложениями, образуют пластово-линзовидные тела, а кварцолиты размещены в крутопадающих трещинах, образуют несогласные тела — дайки, штоки; формируются в послескладчатый, позднегеосинклинальный или раннесорогенный этап.

Происхождение кремнистого расплава кварцолитов. Геолого-петрографическое изучение кварцолитов Вайоцдзора представляет две особенности их проявления: 1. Массивы кремнистых пород имеют секущие контакты, однородный состав, массивные текстуры, расположе-

ны в крутопадающих структурах. Это позволяет утверждать, что образование их происходило в результате внедрения кремнеземистой магмы. 2. Во вмещающих породах не обнаружены следы сильного термального воздействия, что указывает на относительно низкую температуру кристаллизации кремнеземистого расплава. Эти данные позволяют заключить, что температура кристаллизации расплава была значительно ниже 1000°C и близка к температурам эвтектических расплавов гранитных систем ($600\text{—}700^{\circ}$).

Вопросы дифференциации мономинеральных кремнистых расплавов из многоминеральных алюмосиликатных магм мало изучены. Для петрологов, изучающих плутонические образования, они не представляют определенного интереса, так как кремнистые образования известны преимущественно в составе гидротермальных кварцевых жил, которые, как правило, образуются всегда после пегматитов-аплитов и даек позднего этапа. Однако, В. Миллером еще в начале века была доказана кристаллизация кремнистых пород из расплавленной жидкой магмы на примере изверженных кварцевых даек допегматитового этапа. Существование кремнистых расплавов или изверженных кварцолитов-силекситов подтверждается также примерами из различных регионов: наличием выходов «вулканогенного кремнезема» в восточной Тюрингии, Шлейцском трогее [12], кремнистыми породами, расположенными в трещинах, секущих вулканические формации на южном Урале [14], секущими телами кремнистых пород по всему протяжению Севанской зоны [9], интродуцированного облика дайками (igneous like dikes) богатых гематитом кремнистых пород в лавах базальтов офиолитовой свиты мезозойского возраста Коста-Рики [15], а также массивными кремнистыми пластово-линзовидными телами в вулканогенно-осадочных комплексах. Наконец, кристаллизация кремнистых пород из высококремнистых расплавов доказывается на примере многочисленных секущих тел вайоцдорских кварцолитов.

Каков бы ни был источник кремнезема, возникновение высококремнистого расплава или механизм фракционной дифференциации магмы неизвестного нам состава и природы, а также процесс внедрения кремнеземистого расплава являются несомненным фактом, реальностью.

Анатектическое плавление гранитных расплавов в литературе хорошо обосновано с физико-химической точки зрения, но о закономерностях образования высококремнистых, почти мономинеральных кремнеземистых расплавов в земной коре известно очень мало. Некоторые петрологи [5] отмечают, что мономинеральные системы образуются при отклонении от эвтектического состава в сторону одного из компонентов системы (кварц-альбит или ортоклаз) в специфических условиях (избыток кремнезема, воды, щелочей). Известно, что температура плавления кремнезема 1720°C при 1 атм., но уже $1130\pm 5^{\circ}\text{C}$ при 2 кбар и $1065\pm 5^{\circ}\text{C}$ при 5 кбар давления воды в системе $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ [6,

17]. Кеннеди и др. определили состав сосуществующего флюида (75% SiO_2 и 25% H_2O .) в критической точке при 9,7 кбар и 1080°C в системе $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. При дальнейшем повышении давления температура плавления кремнезема не снижается [17]. Однако в земной коре анатектическое плавление кремнезема происходит и при температурах, характерных для гранитных систем. Об этом свидетельствуют кварцевые мобилизаты, которые имеют значительное развитие в пределах зон регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Здесь нередко кварц переплавляется раньше эвтектических, более низкотемпературных кварц-полевошпатовых составов [5].

Таким образом, можно сказать, что плавление кварцевых масс даже из среды со значительным содержанием полевых шпатов при условиях близких к гранитным эвтактикам не исключается. Такие условия возникают в амфиболитовой фации высокой степени метаморфизма или верхней части гранулитовой фации ($\sim 4\text{—}5$ кбар., $\sim 600\text{—}700^\circ\text{C}$). Известно, что валовый состав среды, в которой происходит плавление кремнистого расплава, обычно должен соответствовать составу наблюдаемой породы. Следовательно, бесполевошпатовые железистые кварцолиты Вайоцдзора, по составу должны находиться близко к исходным кремнистым бесполевошпатовым расплавам. Это возможно при условии плавления чистых высококремнистых пород, а также при полном плавлении некоторых типов кремнистых пород с небольшим содержанием полевых шпатов. Так, при составе материнской породы с 85% кремнезема и 15% альбита, первая выплавка будет иметь состав с 60% альбита и 40% кварца. Как видно, состав первой выплавки и субстрата будут резко различаться. Только после перехода всего альбита в жидкость, нерасплавленный остаток будет представлен одним кварцем. Для плавления всего материала с образованием расплава из кремнезема необходимо дальнейшее повышение температуры и удаление предыдущих расплавов с альбитом [2]. Насколько такие условия реализуются в земной коре, конкретно судить невозможно, но такой вариант образования высококремнистых расплавов не исключается.

Можно отметить несколько путей формирования изверженных кремнистых пород: 1) из анатектических (палингенных) расплавов почти чистого кремнезема, образующихся в земной коре; 2) из «первичных» расплавов базальтоидного состава, путем фракционирования; 3) из расплавов, образующихся в результате выборочного плавления кремнезема, из того же субстрата, где генерируются базальтовые магмы.

Фракционирование почти чистого кремнеземистого расплава в значительных количествах из первичных базальтоидных расплавов, а также выборочное плавление кремнезема из мантии пока трудно поддается пониманию, из-за отсутствия соответствующих однозначных геологических и экспериментальных данных, несмотря на то, что в природе массивные кремнистые породы (как рвущие кварцолиты, так

и залегающие согласно с вмещающей толщей) постоянно и тесно ассоциируют с продуктами базальтоидного вулканизма. Между тем образование кремнистого расплава путем плавления высококремнистых пород земной коры, где аналогичное происхождение аргументировано фактическими и экспериментальными данными для гранитных систем орогенов, легче понять и объяснить. Поэтому кажется более вероятным вариант анатектического происхождения (выборочная мобилизация) расплава из высококремнистых пород: кварцитов, железистых кварцитов, кварц-полевошпатовых песчаников и т. д., обычных во всех геологических разрезах различных эпох и регионов. Местом возникновения кремнеземистого расплава в таком случае является земная кора, те его участки, где хорошо проявлен анатексис.

* * *

Опираясь на геолого-петрографические факты по секущим кремнистым породам—кварцолитам Вайоцдзора и других регионов, а также на экспериментальные данные по гранитным системам и системе $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, можно заключить, что кварцолиты, и, по крайней мере, часть массивных кремнистых пород, считавшихся вулканогенно-осадочными, кристаллизовались из расплавленной жидкой магмы. Выборочное плавление горных пород, при повышении температуры в настоящее время признается всеми петрологами. Условия для такого плавления чаще встречаются в глубинных частях амфиболитовой фации, чем в относительно сухой гранулитовой [5]. При соответствующем составе субстрата кремнистые расплавы могут образовываться в значительных количествах.

Вопросы генерации высококремнистых расплавов пока изучены недостаточно. Природа чистых кремнистых расплавов не совсем ясна. Наличие изверженных кремнистых пород и вулканогенного кремнезема в различных разрезах геосинклинальных областей является серьезным аргументом в пользу существования в природе кремнистых расплавов, которые в зависимости от особенностей развития геосинклинальных областей, могут извергаться на поверхности или остывать на различных уровнях земной коры.

Тесный и постоянный парагенезис продуктов основного вулканизма и кремнистых пород геосинклинальных областей указывает на то, что генерация соответствующих расплавов, вероятно, происходит на одних и тех же глубинах, т. е. в пределах верхней мантии. Вопрос о том, как и где образуются рудоносные кремнистые расплавы еще далеко не решен и новые данные о геологии, составе и строении кремнистых пород будут всегда крайне важными и полезными в этом аспекте.

В вулканогенно-осадочных комплексах существуют гетерогенные массивные кремнистые породы. Безусловно, огромная часть кремнезема и руды марганценосных, а также железорудных вулканогенно-оса-

дочных комплексов отлагаются в морских бассейнах, подчиняясь законам седиментации и стратификации. Однако это никак не исключает значительную роль массивных кремнистых пород (потоков, силл, даек и штоков), кристаллизовавшихся непосредственно из силикатных, в данном случае из высококремнистых расплавов.

Существуют веские основания предполагать, что изверженные кварцолиты играют важную роль в марганценосных вулканогенно-осадочных комплексах, аналогично вулканогенно-осадочным массивным кремнистым породам геосинклиналей. Тем самым дополняется и усиливается считавшаяся в некоторой степени неудовлетворительной вулканогенно-осадочная концепция формирования массивных кремнистых пород. Различные условия и пути формирования слоистых и массивных пластово-линзовидных кремнистых пород несомненны. В последнем случае имеет место быстрое, одноактное образование, скорее всего в виде эффузий в подводных условиях. Вайоцзорский тип изверженных кремнистых пород—кварцолитов, с теоретической точки зрения должен быть очень интересным. Изучение этого генетического типа поможет познанию процесса кремнеобразования и вулканогенно-осадочного рудообразования в целом.

В настоящее время можно констатировать, что в природе существуют различные пути формирования кремнистых пород: вулканогенно-осадочный (яшмы-радиоляриты, фтаниты, кремнистые сланцы) и изверженный (кварцолиты).

Базальтовый вулканизм и поступление кремнистого расплава, вероятно, причинно связаны; их появление определяется специфическими условиями развития геосинклинальных областей. Генерация расплавов, вероятно, происходит из одного и того же субстрата или на различных уровнях при частичном плавлении или выборочной мобилизации кремнезема из различных исходных пород: перидотита верхней мантии или кремнистых пород земной коры.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18. V. 1980.

Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՋՅԱՆ, Լ. Փ. ՅԱՇՎԻԼԻ

ՎԱՅՈՑՉՈՐԻ ՀՐԱՄԻՆ ՍԻԼԻՔԱՀՈՂԱՅԻՆ ԱՓԱՐՆԵՐԸ (ԲՎԱՐՑՈՒՄՆԵՐԸ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում առաջին անգամ ապացուցվում է հրածին ծագման մանգանակիր սիլիկահողային ապարների (քվարցոլիտների) գոյությունը, որոնք ուղեկցում են ուշ գեոսինկլինալային հրաբխականության գոյացումներին։ Միաժամանակ նոր վարկած է առաջադրվում մանգանակիր հրաբխածին-նստվածքային հաստվածքներում լայն տարածում ունեցող, այսպես կոչված, հոծ սիլիկահողային ապարների՝ սիլիկահողային կաղմի հալոցքների բյուրեղանալու մասին։ Ննթադրվում է նաև, որ զուտ սիլիկահողային հալոցքները կարող են սերվել նախնական տարրեր կաղմի ապարներից սիլիկահողի մաս-

նակի վերահաման կամ մորիլիպացման շնորհիվ՝ վերին մանտիայի սկզբի-
դոտիտներից և բազալտներից կամ երկրակեղևի քվարց-դաշտասպաթային
կազմի առարներից:

H. P. GUYUMDJIAN, L. P. YASHVILY

THE VAYOTSDZOR IGNEOUS SILICEOUS ROCKS (QUARTZOLITES)

A b s t r a c t

The existence of igneous siliceous rocks (quartzolites) associated with the late geosyncline basaltoid or early orogene volcanism products and their being different from the well-known volcanogene-sedimentary siliceous rocks is proved in this paper.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрущенко П. Ф., Суслов А. Т. Марганцевые месторождения юго-восточной части Армянской ССР. В кн. «Марганцевые месторождения складчатых областей СССР». «Наука», М., 1978.
2. Бейли Б. Введение в петрологию. «Мир», М., 1972.
3. Джрбациян Р. Т., Садоян А. А. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-осадочного литогенеза Вайоцдзора. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1978.
4. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. «Недра», М., 1975.
5. Менерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд. ИЛ, М., 1963.
6. Островский И. А., Мишина Г. П., Повилайтис В. М. РТ проекция системы кремнезем—вода. Доклады АН СССР, т. 126, № 3, 1959.
7. Покровский Ю. В. Об эксплозивных кремнистых брекчиях среди палеозойских отложений Южного Урала. «Литология и полезные ископаемые», № 2, «Наука», 1965.
8. Ритман А. Вулканы и их деятельность. «Мир», 1964.
9. Сатян М. А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1979.
10. Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Труды ГИН, вып. 81, М., 1963.
11. Соколова Е. А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд. В кн. «Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», том. 2, «Наука», М., 1968.
12. Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. В кн. «Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», том. 2, «Наука», М., 1968.
13. Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. В кн. «Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», том 1, «Наука», 1968.
14. Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Вулканогенно-осадочные формации. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1959.
15. Carlos Galli-Oliver. Ophiolite and island-arc volcanism in Costa-Rica. Geological Society of America Bulletin, Part 1, vol. 90, № 5, 1979.
16. Holmes A. The nomenclature of Petrology. 2nd. ed. London, Murby, 1928.
17. Kennedy G. C., Wasserburg G. J., Heard H. C. and Newton R. C. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ American Journal of Science, vol. 260, № 7, 1962.
18. Miller W. J. Pegmatite, silicite and aplite of northern New York, Journ. Geol. XXVIII, 1919.

УДК 551.311.231 (479.25)

А. А. КАЗАНЧЯН

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

На территории Армянской ССР процесс формирования коры выветривания происходил в таких структурно-морфологических и гидротермальных условиях, которые при активном водообменном процессе способствовали образованию кислых и слабо-кислых растворов, создали условия для быстрого передвижения химических элементов и окисления металлических элементов.

Эти процессы непосредственно воздействовали на продукты первичных материалов выветривания и их перераспределенных разностей, характеризовали их определенными геохимическими признаками.

Сопоставление содержания химических элементов в первичных породах и соответственно в разновидностях коры выветривания показали степень накопления и перераспределения того или иного химического элемента.

Ореолы высоких содержаний металлических элементов совпали с контурами металлогенических зон Армении, что дает возможность организовать поиски полезных ископаемых целенаправленно.

Территория Армянской ССР характеризуется интенсивной магматической деятельностью, сложным тектоническим строением и сильной расчлененностью рельефа, где процессы выветривания на толщах рыхлообломочной коры создают условия для образования почво-элювия с дальнейшим развитием процессов разрушения первичных минералов и синтеза глинистых гипергенных силикатов. В этом процессе одна часть высвободившихся элементов захватывается биологическим круговоротом, а другая часть поступает в грунтовые воды зоны активного водообмена.

Обломочная кора сильно перерабатывается гипергенными процессами, где сочетаются явления осаждения и выщелачивания, которые при многократном развитии накладываются друг на друга и в результате распределение содержания химических элементов характеризуется заметной неоднородностью. В отдельных горизонтах коры образуются так называемые геохимические барьеры, которые в противовес выщелачиванию усиливают процессы осаждения, сорбции, что приводит к появлению аномальных содержаний отдельных элементов.

Большое влияние на гипергенную миграцию элементов имеют дисъюнктивные нарушения, в которых вследствие разгрузки глубинных вод и их испарения возникают испарительные барьеры, с которыми и связаны своеобразные аномальные содержания элементов.

В зонах сульфидной минерализации повышенное содержание серы обуславливает создание кислой среды, где в окислительных усло-

виях соединения большинства элементов становятся неподвижными и мигрируют в природных водах. Параллельно с выносом металлических элементов из зоны, часть их закрепляется в коре в виде гидроокислов и глинистых минералов, которые (гидроокислы железа) в стадии своего формирования сорбируют и другие металлы (*Cu, Pb, Zn, Hg* и др.).

В формировании современной коры выветривания определенное влияние на миграцию элементов оказывают ландшафтно-геохимические условия.

Основные гипергенные процессы в зависимости от литологического и химического состава пород, их возраста, структурно-морфологических условий, воздействовали на первичную, переотложенную и смешанную кору выветривания в разной степени, что и определил геохимический облик рыхлообломочных отложений.

Древние эопалеозойские породы Армянской ССР, по А. Т. Асланяну [1], представлены комплексом кристаллических сланцев разнообразного состава, которые переслаиваются на разных горизонтах пачками и линзами карбонатных пород (выходы на Мургузском, Памбакском, Цахкуняцком хребтах и др.). На этих породах в положительных формах рельефа образуется пятнисто-полосчатая глинистая кора, а на уваловидных формах рельефа—щебнистая кора, в основном, монтмориллонит-каолинит-галлуазитового состава, местами монтмориллонит-гидрослюдистого состава с гидроокислами железа.

Продукты коры выветривания характеризуются повышенным содержанием *Ti* 3,5—4 раза больше, чем кларк, *Fe*—1,5 раза¹. В верхней части профиля коры в Араратской котловине исключительно развиты охристо-каолининовые зоны, которые характеризуются резко повышенным содержанием *Fe* в гетит-каолинитовом типе коры и уменьшенным содержанием *Si*. Последнее явление характерно для поздней кислой стадии химического выветривания [14].

Палеозойские отложения представлены кварцитами, доломитами, известняками, песчаниками, глинистыми сланцами и др. В трещинах известняков (Еревано-Ордубадская зона) развит тип коры окисления [10], характеризующийся процессом вторичной карбонатизации и обогащением окислами железа.

Геохимической особенностью коры является повышенное содержание *Ca* в 5—10 раз, чем кларк на карбонатных породах, *Mn* в 2—3 раза и уменьшением содержания титана и церия. По спектральным анализам установлены следующие содержания в процентах характерных элементов: *Ca*— 6,5—8,5; *Mn*— 0,1—0,3; *V*— 0,03—0,1; *Cr*— 0,1—0,2.

Триасовые породы имеют ограниченное распространение и выходы их известны в бассейнах рек Веди и Арпа. В основном они представ-

¹ Сопоставляются с кларковыми содержаниями первичных пород по А. П. Виноградову.

лены терригенно-углистыми отложениями. В этих отложениях наблюдается активная циркуляция вод, что способствовало накоплению глинозема и созданию каолинитового типа коры. Процесс активного водообмена в зонах выщелачивания разломных зон сульфидной минерализации привел к обогащению каолининовой коры такими элементами, как Pb, Zn, Hg и другими (Джерманисская структура).

Юрские отложения Армении представлены, в основном, вулканогенными, а также песчано-глинистыми и карбонатными породами.

На глинистых сланцах Шамшадинского антиклинория образуется монтмориллонит-каолининовая кора, а на других породах (песчаники, туфопесчаники, туфобрекчии и др.), в основном, монтмориллонитовая кора, которая в нижних слоях разреза имеет кальцит-каолинит-бейделлитовый состав.

В зонах гидротермально измененных пород, в условиях окислительно-восстановительной среды (Алавердская, Шамшадинская и Кафанская зоны) кора обогащена такими элементами, как Fe, Cu, Pb, Zn, Hg и редко Au, Ag и As. Наличие в коре выветривания повышенных содержаний халькофильных элементов характерно также для разломных зон, что является результатом сложных сочетаний эндогенных гидротермальных и экзогенных инфильтрационных процессов [4, 7, 12].

В процессе формирования коры на юрских породах особая роль принадлежит ионам Fe, которые играли роль геохимически активных катализаторов при распределении ряда металлов из поздних процессов гидротермальной деятельности на площадях рудных полей. При этом, как отмечает В. Н. Разумова [12], продукты коры выветривания занимают промежуточное положение между собственно-гидротермальными и почвенно-элювиальными образованиями.

Особенностью этих отложений в условиях Армении является довольно высокое содержание Ba, достигающее до 0,4—0,6%, и гематитовые тонкие оболочки вокруг скелетного состава продуктов коры, где в более верхних горизонтах кора характеризуется процессом каолинизации, а в нижних—монтмориллонитизации.

Породы мела представлены разными туффитами, туфопесчаниками, песчаниками, порфиритами, органогенно-обломочными известняками, мергелями, алевролитами и др.

На этих породах образуются дресвяно-глинистые продукты разложения, в основном, монтмориллонитового состава, а в аргиллитах и песчаных разностях пород—преимущественно каолинитового состава.

Особенностью коры выветривания этого типа являются близкларковые содержания Na, Fe, Si, K, Ca и Mg, пониженные содержания Ti, Co, Ni и V.

В корах каолинит-гематитового состава на алевролитах наблюдается повышенное содержание Fe. В яшмовидных горизонтах порфиров (Гетап—Кабахлу, Севкар—Саригюх) средний фон марганца со-

ставляет более двух кларков, а в туфогенных разностях доходит до 5—12 кларков.

В коре, на породах меловых отложений, распределение *Ca*, *Si* и *Pb* следующее, галлия — обычно не превышает сотой доли кларка, но в районах яшмовидных и туфогенных пород, где содержание марганца повышенное, одновременно содержание *Ca* выше кларка. Содержание *Si* ниже кларка, свинца — почти кларковое.

Отличительной чертой меловых пород является повышенное содержание таллия и иттербия, частично мышьяка и серебра, достигающее до 5 кларков.

Палеогеновые образования на территории Армянской ССР имеют весьма широкое распространение и приурочены, в основном, к интрагеосинклинальным структурам.

Эоценовые отложения представлены конгломератами, песчаниками, туфобрекчиями, разными порфиритами, частично известняками и глинистыми сланцами.

Олигоценовые отложения, в основном, сохранились от эрозии в виде отдельных останцев и приурочены к осевой части Присеванской интрасинклинальной зоны. Они представлены песчаниками, мергелями, известняками, битуминозными сланцами, алевролитами и др. Эти отложения характеризуются озерно-пресноводной фацией. Морская фация развита лишь в пределах Еревано-Ордубадской зоны. Она представлена глинисто-песчаными продуктами с редкими прослоями эоценовых и других известняков — это песчаники, песчанистые глины, мелкогалечные конгломераты, коралловые известняки и др.

На эоценовых породах развивается смешанно-слоистая каолинит-монтмориллонитовая кора, иногда с кальцит-каолинит-бейделлитовым составом, а на промежуточной фации пород — кора с каолинит-монтмориллонит-бейделлитовым составом.

Геохимический облик коры резко изменив благодаря особенностям отдельных структурных зон и истории развития рельефа. Так, кора на породах СВ побережья оз. Севан и Амасийского района характеризуется повышенным содержанием *Sb*, *As* и *Hg*. В зонах дизъюнктивных нарушений наблюдается резкое увеличение содержания кремнезема и карбонатов, а в некоторых случаях содержание *Ba* доходит до 6—8 кларков. Здесь же наблюдаются довольно высокие содержания (более 3—4 кларков) *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Au*, *Sb*, *As* и *Hg*. Содержание таких элементов, как *K* и *Na* колеблется в пределах кларка, а *Ti* и *Mg* — ниже кларка.

На метасоматически измененных разностях кора приобретает гидрослюдисто-сметитовый характер, где выделяются зоны гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюда-хлорита и зона чередования обоих типов. Кора характеризуется повышенным содержанием металлов, что объясняется действием постмагматических растворов, сменяющихся в следующей последовательности (снизу-вверх): хлоридный-сульфатный-углекислый. Такая же закономерность в смене постмагматических растворов еще в 1953 году отмечена Д. С. Коржинским [6].

Содержание характерных элементов в процентах следующее: Ti —0,2—0,5; Mn —0,01—0,3; Cr —0,001—0,01; Ni —0,002; Co —0,001; V —0,006—0,02; Cu —0,05—0,1; Zn —0,02—0,1; Pb —0,001—0,01; Sr —0,1—0,2. В Ширакской зоне в коре наблюдается содержание Au и Ag , достигающее до 10^{-5} — $10^{-4}\%$.

Кора на олигоценовых отложениях имеет, в основном, каолинитовый характер, частично каолинит-монтмориллонитовый.

В северной части Армянской ССР глинистая кора подверглась воздействию постолигоценового вулканизма и приобрела почти латеритный характер. Она отличается резко повышенным содержанием Fe (8 и более кларка) и частично кремнезема (Лорийская мульда). Геохимической особенностью являются также повышенные против кларка содержания бериллия и лантана.

Кора на породах олигоцена морской фации характеризуется почти равномерным распределением основных элементов близкларкового содержания. Различие составляет в некоторых зонах повышенное содержание фосфора и железа (Ереван-Ордубадская зона).

Отложения неогена отличаются в двух обособленных фациях: осадочной и вулканогенной, представленных разными глинами, песчаниками, известняками, мергелями, конгломератами, туфоконгломератами, туфами и другими туфогенными породами: диатомитами, алевролитами и др.

На породах осадочной фации, в основном, развивается глинистая кора с содовым и пемзовым накоплениями. На породах вулканогенно-осадочной фации образуется, в основном, монтмориллонитовая кора с повышенным содержанием карбонатов, являющихся продуктами наложенной карбонатизации.

Особенностью коры является почти равномерное содержание в площадном развитии следующих элементов (в процентах): Ti —0,3—0,5; Mn —0,05—0,1; Cr —0,005—0,02; Ni —0,002—0,01; Co —0,002; V —0,001—0,02; Cu —до 0,002; Pb —до 0,001; Zn —до 0,01; Zr —0,03—0,1; Ba —0,03—0,1. В отдельных разрезах появляется также Sc —до 0,001%.

В плиоцене и четвертичном периоде большое развитие получили вулканические породы, которые расположены в пределах трех: Арагацкого, Кечутского и Сюникского вулкано-структурных блоков.

В Арагацком нагорье вулканические породы представлены андезит-базальтами и андезитами. Самостоятельную группу представляют породы липаритового состава, связанные с массивом вулкана Артени.

На Гегамском нагорье, в основном, развиты андезит-базальтовые лавы, которые не отличаются большой пестротой состава.

В Сюникском вулканическом нагорье выделяются породы базальтового, андезит-базальтового и липаритового составов.

В трех блоках наблюдается следующая закономерность.

Фациальная принадлежность массивных потоков отражена в асимметричном строении зон закалки. В подошве и кровле потоков зоны

закалки имеют различную ширину, вследствие разной скорости остывания лавы, соприкасающейся с различными средами.

На лавовых покровах кислого состава и на их пирокластолитах в приподнятых частях водораздельных плато образуется бейделлит-монтмориillonитовая кора, а на покровах волнистых лав (андезиты, андезит-базальты, базальты и долериты) слабо-наклонных плато—элювиальная кора монтмориillonитового состава, с гидрослюдой и гидроокислами железа.

На глыбовых лавах, преимущественно в пониженных частях рельефа, образуется кора монтмориillonитового состава с гидрослюдой, а на этих же породах (андезито-базальты и долериты) в аридных условиях образуется карбонатная кора в виде белозема.

На липаритах развивается кора монтмориillonит-волконскоит-каолинитового состава с гидрослюдой.

Все вышеотмеченные разновидности коры на вулканических породах часто переходят друг в друга и, в основном, дают смешанные типы со сложным составом.

В контактовых зонах молодых лав с более древними кора имеет бейделлит-гидрослюдисто-гидрохлоритовый состав с гетитом.

На породах зон дизъюнктивных нарушений образуется кора каолинит-гидрослюда-монтмориillonитового состава.

Кора на вулканических породах в геохимическом отношении имеет унаследованный характер и почти повторяет особенности коренных пород. В Арагацком нагорье кора на андезито-базальтах имеет повышенное содержание калия с кремнеземом, в Гегамском нагорье наблюдается уменьшение калия, а в Сюникском нагорье опять наблюдается несколько повышенная калиевая щелочность при недосыщенности кремнием.

В корах на вулканических породах кислого состава устанавливается несколько повышенное содержание кремния. Здесь же калий преобладает над магнием, при значительном выносе кальция. Почти такую же закономерность отметили для коренных пород Р. Г. Иванов и К. Г. Ширинян [5].

Поствулканические процессы наложили свой отпечаток на коре выветривания следующим образом. В корах на породах андезито-базальтовой формации наблюдается локальная пропилитизация, а на породах липарит-базальтовой формации—кварц-серицитовый метасоматоз. Причем, в корах на липаритах, липарито-дацитах и дацитах наблюдается повышенная концентрация почти в 2—3 раза больше кларка таких элементов, как *Li*, *Be*, *Nb*, *Mo* и *Pb* и пониженная концентрация *La*, *Mn*, *Cr*, *Ni*.

В Сюникском нагорье кора отличается довольно повышенным содержанием *Si*, *Pb*, *Mo*, что, по-видимому, связано с повышенным фоном этих элементов в циркулирующих подлавовых водах.

Характерным для кор выветривания на вулканических породах является также определенное содержание в процентах следующих эле-

ментов: *As* — до 0,01; *Zr* — до 0,03, *Bi* — до 0,005; *Sc* — до 0,003; а в некоторых разломных зонах резкое повышение (до 40—60 кларков) серы (Арагац) и в некоторых случаях появления *Mo* — до 0,006.

В корях контактовых зон разновозрастных лав наблюдается повышенное содержание железа.

На породах кровли лавовых потоков вследствие разрушения пемзовой корки образуется локальный тип коры — пемзовый, где наблюдается концентрация *V* и частично *Pb*, *Zn*. Это же явление характерно и для кор выветривания, развитых на обсидианоносных толщах, где концентрируются такие элементы, как *Li*, *Si* и редко *Mo*, *Pb*.

В жерловой части вулкана Арагац, где образуются саморазгорающиеся шлаковые конусы и формируются травертины, с постэруптивной деятельностью связаны минеральные источники. Кора на этих продуктах отличается глинизацией, которая, как отмечает В. Н. Разумова [12], всегда связана с поствулканической деятельностью. Кора на этих породах характеризуется повышенным содержанием *Fe* (более 3—5 кларков) серы, кварца и определенным содержанием *Si* — до 0,02%, *Pb* — до 0,005%, *Zn* — до 0,03%.

Нам кажется, что формирование каолинитовой коры на шлаковых конусах и травертинах не только продукт разложения шлаковых пород и травертинов, но и продукт переработки термальными водами гидротермально-вадозной природы, что отчетливо выявили для разных регионов А. Уайт [15], В. И. Сотников, Э. С. Полювянский, А. А. Ароскуръяков [13], В. Н. Разумова [12] и др.

В четвертичном периоде ограниченное развитие имеют озерные и озерно-речные отложения (Ширакская, Севанокая и Араратская котловины), представленные аллювиально-пролювиальными наносами, древними аллювиально-пролювиальными отложениями, вулканическими туфами и др.

Геохимической особенностью этих отложений является неравномерное распределение фосфора, содержание до 0,1% и более; в отдельных разрезах повышенное содержание *Ba* — до 0,2—0,5%, появление в отдельных случаях *As* — до 0,01% (Октемберян), *Sc* — до 0,001—0,005%.

Интрузивный магматизм в пределах Армении имеет широкое развитие. Ультраосновные и основные интрузии, в основном, развиты в Присеванской и Приараксинской тектонических зонах. На дунитах, перидотитах и серпентинитах развивается довольно мощная кора магнезиально-карбонатного типа, преимущественно нонтронитового состава. Геохимической особенностью является повышенное содержание никеля, хрома, кобальта. Это объясняется частичным перераспределением этих элементов внутри профиля коры выветривания в процессе выщелачивания. Как указывают К. К. Никитин, И. В. Битовская, Ю. Ю. Бугельский [9], концентрация никеля и кобальта в профиле нонтронитового типа объясняется, главным образом, выносом из субстрата *MgO* и *SiO₂* при формировании зон выщелачивания. В корях ряда массивов ультра-

основных пород (Шоржинский, Мумуханский) наблюдается повышенное содержание платины.

В зонах гидротермально измененных пород образуется кора гидрогематит-феррогаллуазитового состава, которая обогащена железом и такими халькофильными элементами, как *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Hg*, *Sb*, *As*, частично *Au*, *Ag* и *Te* (Зодское рудное поле).

На кварц-карбонатных породах и лиственитах образуется кора выветривания гидрогематит-пидрогётитового состава, где наблюдается резкое увеличение *Fe* и *Ca*, с характерным присутствием *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Au*, *Ag* в десятки и сотни раз превышающими кларк.

Особенностью распределения указанных металлов является смена ассоциации высокотемпературных элементов более низкотемпературными в зависимости от глубины эрозионного среза снизу вверх [11].

На брекчированных экструзивных породах (бассейн р. Веди) кора характеризуется появлением гидрослюда, где особенностью геохимического фона является присутствие *La* и определенное содержание *Be* — до $10^{-3}\%$.

На породах гранитоидного ряда образуются дресвяно-элювиальные разновидности рыхлообломочных отложений с реликтами первичных минералов. Кора имеет слоистый облик и характеризуется монтмориллонит-слюдистым или слюдястым составом с повышенным содержанием хлорита.

Кора на интрузивных породах кайнозоя (Лалвар-Степанаванская группа) характеризуется почти кларковым содержанием следующих элементов: *Cr*, *V*, *Cu*, *Pb*, *Ba*, *Ca*, *Zr*, *Ge* и *Sr*.

Кора на интрузивных породах Базумской группы имеет следующий облик: на гранитоидах развиваются продукты с натрокалиевым оттенком, а на щелочных разностях кора отличается повышенным содержанием *Mg*, *K* и *Ca*.

Кора на интрузивных породах Баргушатской группы (граносиениты, щелочные сиениты и монцониты) характеризуется сравнительно повышенным содержанием (1—3 раза больше кларка) таких элементов, как *Cr*, *V*, *Ni*, *Co*, *Pl*, *Au*, *Cu*, *Pb* и *Zn*.

Кора на порфировидных гранитоидах характеризуется повышенным содержанием *Fe* и *Mg*, уменьшенным содержанием *Ca*, *Na* и *K*. Это явление Ю. Г. Гершойг и Е. Я. Каплун [3] объясняют наложенным железисто-магнезиальным метасоматозом на ранее существующую кору выветривания.

На породах Мегринской группы интрузивов в коре наблюдается повышенное содержание (более 3—10 раз больше кларка) таких элементов, как *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Mo*, *Au*, *Re*, *Ag*, *Ge* и др.

Породы субинтрузивного магматизма представлены габбро-порфиритами, диабазовыми, пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, кварцевыми плагиопорфирами, альбитофирами и кератофирами, трахидацитами, тешенитами, трахитами и др.

№ п/п	Возраст первичных пород	Комплексы пород	Тип коры выветривания	Характерные элементы							Металлические элементы								Рассеянные элементы							
				Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Ba	Cu	Pb	Zn	Au	Mo	As	Hg	Sb	La	Yb	Sr	Ta	Lr	Sc
1	Эопалеозой	Кристаллические сланцы с пачками и линзами карбонатных пород	Монтмориллонит-каолинит-галлуазитовая		3-4				1,5-2																	
2	Палеозой	1. Известняки	Карбонат-гидрослюда-железистая	5-10	+			2-3	+																	
		2. Кварциты, сланцы, частично песчаники	Смешанно-слоистая слюдясто-сметитовая	+	-			+																		
3	Триас	Терригенно-углистые отложения	Каолинитовая									+	+	+			+									
4	Юра	1. Глинистые сланцы	Монтмориллонит-каолинитовая		+																					
		2. Песчаники, туфобрекции и др.	Монтмориллонитовая		1-2,5	1,5	+	+			+	+							+	+	+	+	+		1-2,5	
		3. Гидротермально-измененные породы	Монтмориллонит-слюдястая		+	+	+	+		+	+	+	3-5	+	+	+	+	+		+	+	+			+	
5	Мел	1. Аргиллиты, песчаники, туфиты и др.	Каолинитовая		-	-																				
		2. Известняки, мергели и др.	Монтмориллонитовая	+	-	-																				
		3. Яшмовидные горизонты порфири-тов и их туфогенные разности	Каолинит-монтмориллонитовая					5-10	+								3-5	+			+	+				
6	Эоцен	Разные порфиригиты, песчаники и др.	Смешанно-слоистая каолинит-монтмориллонитовая	5-7	-								6-8	2-4	3-4	3-4	1-2	1-2	3-4	1-2						
		1. Зоны разломов и гидротермально-измененных пород		+									+	+	+	+	+	+	+	+						
		2. Метасоматически измененные разности	Гидрослюда-сметитовая	+		+	+	+				+		1-2	1-2	3-4	+		+			+				
7	Олигоцен	Песчаники, мергели, известняки и др. (Северная Армения)						7-8	+												+	+				
8	Неоген	Глины, песчаники, конгломераты, известняки, мергели и др.	На осадочной фации-глинистая кора; на вулканогенно-осадочной фации-монтмориллонитовая с карбонатизацией	+		+		+		+				+	+	+		+								
9	Плиоцен-четвертичный период	1. Вулканические породы: андезиты, липариты и др.																								
		1. Породы кислого состава	Монтмориллонит-нотконскит-каолинитовая		-	-	-			+	-				2-3		2-3				-	1-2				
		2. Породы кровли лавовых потоков и обсидиановых разностей	Монтмориллонитовая с пемзовым накоплением				+							+	+	+										
		3. Шлаковые конусы	Каолинитовая						3-4					+	+	+										
		II. Озерные и озерно-речные отложения	Карбонат-глинистая	+					+				+						+						+	
10	Интрузивный магматизм	Ультраосновные и основные породы (дуниты, перидотиты, габбро и др.)	Магнезиально-карбонатная с нонтронитом					5-8	+		3-4	3-4				+				+						
		1. Гидротермально-измененные разности	Гематит-феррогаллуазитовая							+		+		+	+	+	+		+	+	+					
		2. Кварц-карбонатные породы и ливнеиты	Гидрогематит-гидрогетитовая	15-30							10-25				+	+	+	+			+	+				
		Интрузивные породы Баргушатской группы (щелочные сиениты, монциты и др.)	Монтмориллонитовая	+			1-3	1-3			+	1-3	1-3		+	+	+	+								
12		Порфировидные гранитоиды	Монтмориллонит-слюдястая	-		-					+															
13		Интрузивные породы Мегринской группы (кварцевые диориты, гранодиориты и др.)	Монтмориллонитовая												5-10	3-8	3-8	2-5	7-12							
															+	+	+	+	+							
14		Породы субинтрузивного магматизма:																								
		1. Кварцевые плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры	Монтмориллонит-сметитовая	-	-										+	+	+	+								
		2. Кератофиры, трахиты и др.	Гидрослюда-каолинитовая	-	-																					
		3. Гидротермально-измененные разности	Монтмориллонит-слюдясто-сметитовая	-	-										+	+	+	+	+							

Условные обозначения: 1. $\frac{1-3}{+}$ — повышенное содержание элемента против кларка 1-3 раза
 2. $+$ — некоторое повышенное содержание элемента против кларка
 3. $-$ — некоторое пониженное содержание элемента против кларка.
 Примечание: неотмеченные в таблице условными знаками элементы имеют близкларковые содержания.

Кора выветривания на кварц-плагиопорфирах и кварцевых альбитофирах имеет монтмориллонит-сметитовый состав, где наблюдается повышенная щелочность и низкое содержание *Ti* и *Mn*. Характерной особенностью коры является также постоянное присутствие *Si*, *Pb* и *Zn*, которые имеют иногда повышенное содержание — в 2—5 раза больше кларка.

На породах различных порфиритов, габбро-порфиритов-трахитов, кератофинов-хлорит-серицитового и гидрослюда-каолинитового состава, местами с ярозитом наблюдается пониженное содержание *Ti*, *Mn* и *Si* при пересыщении кремнеземом.

В ряде случаев (Алавердское, Шамшадинское и Кафанское рудные поля) наблюдается повышенное содержание (в десятки раз более кларкового) таких элементов, как *Si*, *Pb*, *Zn*, редко *Li*, *Mo*, что объясняется наложенной гидротермальной сульфидной минерализацией на первичные породы.

Появление повышенных содержаний металлических элементов в корях разных типов, в основном, совпадает с регионами металлогенического районирования территории Армянской ССР [8].

Сопоставление средних содержаний характерных химических элементов кор выветривания с кларками первичных пород приведено в табл. 1.

Обобщая некоторые данные о геохимическом облике коры выветривания территории Армянской ССР, можно заключить, что каждая разновидность коры выветривания в зависимости от химизма первичных пород, их возраста, постмагматических и экзогенных процессов характеризуется определенными геохимическими особенностями, что можно принять за основу при разработке классификационных схем генетико-вещественных типов рыхлообломочных отложений с определенными практическими приложениями (поиски полезных ископаемых, развитие процессов почвообразования и др.).

Институт «Армгипрозем»

Поступила 12. IX. 1979.

Ա. Ա. ՂԱԶԱՆՉԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ՀՈՂՄԱՀԱՐՄԱՆ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ՈՐՈՇ ԵՐԿՐԱՔՐՈՒԹՅԱՆ ԱՌԱՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ բնատարածքում ապարների հողմահարման կեղևի ձևավորումը կատարվել է այնպիսի ստրուկտուրային-մորֆոլոգիական և հիդրո-թերմիկ պայմաններում, որոնք նպաստել են ակտիվ ջրափոխանակման պրոցեսում թթու և թույլ թթվայնության լուծույթների առաջացմանը, բիմիական տարրերի արագ տեղաշարժմանը և մետաղային տարրերի օքսիդացմանը:

նշված պրոցեսներն իրենց անմիջական ազդեցությունն են թողել հողմահարման առաջնային նյութերի և նրանց վերադասավորման տարատեսակների վրա և պայմանավորել են երկրաբանական առանձնահատկությունները:

Տարբեր հասակ և պետրոգրաֆիական կազմ ունեցող ապարների քայքայումից առաջացել են հողմահարման տարբեր նյութեր, որոնց վրա մեծ ազդեցություն են գործել ետհրաբխային և խղումային գոտիներին հատուկ հիդրոթերմալ պրոցեսները:

Հողմահարման կեղևի տարատեսակներում մետաղային տարրերի բարձր պարունակությունները համընկել են Հ. Մաղաթյանի կողմից հայկական ՍՍՀ բնատարածքի համար անջատված մետաղաբեր գոտիների հետ, որը հնարավորություն է տալիս օգտակար հանածոների որոնման աշխատանքները կազմակերպել որոշակի տեղամասերում:

A. A. KAZANCHIAN

SOME GEOCHEMICAL FEATURES OF WEATHERING PROCESSES ON THE ARMENIAN SSR TERRITORY

A b s t r a c t

The weathering core formation process on the Armenian SSR territory proceeded in such structural-morphological and hydrothermal conditions which promoted the acidic and subacidic solutions formation, created conditions for the chemical elements rapid movement and metallic elements oxidation.

These processes have spontaneously influenced on the weathering primary materials products and their redistributed varieties and have characterized them by definite geochemical features.

The chemical elements contents comparison in the primary rocks and their weathering core varieties showed the degree of accumulation and redistribution for each of those elements.

The metallic elements high contents aureols coincided with the outlines of the Armenian SSR metallogenic zones which allows to organize the search for minerals more purposefully.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Вейткевич Г. В., Мирошников А. Е., Повиренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. «Недра», 1970.
3. Гершойг Ю. Г., Каплун Е. Я. Древняя кора выветривания Саксаганских гранитов Криворожья. В кн. «Коры выветривания и бокситовые месторождения», вып. 12, «Наука», М., 1973.
4. Иванов С. Н. О причинах образования гидротермальных месторождений. ДАН СССР, т. 186, № 1, 1969.
5. Иванов Р. Г., Ширинян К. Г. Нормативно-петрохимическая классификация полей-

- иных вулканических пород Армении. В кн.: «Магматизм и металлогения Армянской ССР», Изд. АН Арм. ССР, вып. 5, 1972.
6. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, М., 1953.
 7. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. «Недра», М., 1972.
 8. Магакьян И. Г. Этапы развития и металлогеническое районирование Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», Металлические полезные ископаемые, Ереван, 1967.
 9. Никитин К. К., Витовская И. В., Бугельский Ю. Ю. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания. Тр. ИГЕМ, Изд. АН СССР, 1966.
 10. Никитин К. К., Глазовский А. А. Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. «Недра», М., 1970.
 11. Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 5, 1957.
 12. Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс «Недра», М., 1977.
 13. Сотников В. И., Полювянский Э. С., Проскуряков А. А. Об участии водозных вод в формировании Сербского месторождения. «Геология и геофизика», № 2, 1973.
 14. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат., М., 1963.
 15. Уайт Л. Термальные источники и эпигенетические рудные месторождения. В кн.: «Проблемы рудных месторождений», ИЛ, М., 1958.

УДК 550.347.62(479)

Б. Ц. ЕРЕМЯН, Д. И. СИХАРУЛИДЗЕ, Н. П. ТУТБЕРИДЗЕ

ВЫСОКОСКОРОСТНЫЕ ДИСПЕРСИОННЫЕ ВОЛНЫ *PL* И
ВОПРОСЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Рассматривается формирование высокоскоростных просачивающихся дисперсионных волн типа *PL* на различных эицентральных расстояниях. Проанализированы и выявлены свойства волн *PL* основных тонов и обертонов, сформированных в различных слоях земной коры и в целом в коре и верхней мантии. Исследована дисперсия групповых и фазовых скоростей волн *PL* с целью определения строения земной коры Малого Кавказа. Сопоставлены результаты о строении земной коры этого района, полученные по волнам Лява, Релея и *PL*.

Объемные волны при распространении в слоистых средах претерпевают отражения и преломления от поверхности раздела слоев, благодаря чему на пути распространения волн наблюдаются явления интерференции. На основе интерференционных явлений формируются различные типы дисперсионных поверхностных волн. Ими являются нормальные поверхностные волны Релея и Лява основных тонов и обертонов. Исследование особенностей дисперсии групповых и фазовых скоростей этих волн дает возможность изучить внутреннее строение Земли. Экспериментальная дисперсия этих волн была успешно использована для изучения строения земной коры и верхней мантии Кавказа и сопредельных территорий [1, 4].

В результате интерференции объемных волн формируются также и высокоскоростные просачивающиеся дисперсионные волны типа *PL*. Возникновение этих волн связывается с интерференционным явлением продольных и обменных волн. При однослойной модели, когда скорости продольных волн слоя и полупространства удовлетворяют условию $a_1 < c < a_2$, для фазовой скорости c волн *PL* выполняется неравенство $v_2 < c < a_2$. Ввиду того, что скорость волн *PL* больше скорости волн в нижней среде, надо полагать, что формирование этих волн должно произойти, в первую очередь, в результате интерференции многократно отраженных за предельным углом волн *P* и обменных волн [4, 5, 7, 8]. Нормальные поверхностные волны Релея и Лява полностью захвачены в волноводе слой—полупространство.

В отличие от этих типов волн, *PL* волны частично захвачены в эту систему и рассеивают свою энергию в полупространстве в виде поперечных волн *SV* (просачивающаяся мода). Это происходит вследствие того, что волны *PL*, сформированные в волноводе, имеют

фазовую скорость большую, чем поперечные волны в полупространстве. В зависимости от увеличения расстояния просачивание энергии в полупространство за счет поперечных волн уменьшается.

Волны PL являются волнами релеевского типа, с той разницей, что в формировании этих волн не участвуют поперечные волны, отраженные углом, больше критического. Они распространяются с более высокой скоростью, чем релеевские поверхностные волны и затухают быстрее в зависимости от расстояния. Ввиду того, что в процессе формирования волн PL в основном принимают участие продольные волны, они, в отличие от нормальных поверхностных волн более чувствительны к скоростной структуре сжатия, чем к сдвиговой. Совместное использование дисперсии скоростей нормальных поверхностных волн и волн PL дает возможность более детально изучить строение коры и верхней мантии Земли.

Для интерпретации наблюдений дисперсии скоростей волн PL используются теоретические дисперсионные кривые, полученные приближенными методами Оливера-Майора и Су-Дормана [7, 8]. Теория просачивающейся моды объясняет дисперсию волн PL введением комплексных корней. Главным преимуществом метода Су-Дормана является то, что он дает дополнительную информацию о движении частиц и об относительных амплитудах прогнозируемых вступлений, как функций фазовой скорости и периода. Доказано, что решения с помощью этих методов согласуются с комплексными корнями, когда мнимые части корней очень малы. Отсюда вытекает, что помимо геометрического расхождения и поглощения, мнимая часть комплексных корней вызывает еще и затухание волн. Оливер и Майор указали путь приближенного нахождения дисперсионной кривой просачивающейся моды. Удобный метод вычисления теоретической дисперсии групповых и фазовых скоростей приведен в работе [4, 5]. Полученные по этому методу теоретические дисперсионные кривые используются нами при интерпретации наблюдаемой дисперсии скоростей.

Анализ наблюдений

Исследовались волны PL , наблюдаемые на различных эпицентральных расстояниях. С целью выяснения возможности нахождения эпицентров землетрясений по волнам PL обработаны записи землетрясений (табл. 1).

Азимут на эпицентр определяется как направление, совпадающее с направлением смещений в данной волне. Использовались четкие записи волн PL (рис. 1). Сопоставление определенных координат эпицентров землетрясений по объемным волнам и волнам PL дают в пределах погрешности одни и те же значения (табл. 1).

Волны PL , подобно волнам Релея, имеют вертикальное и горизонтальное смещения. Исследование характера движения частиц при прохождении данных волн показывает, что они поляризованы в вертикальной плоскости и имеют вертикальную и горизонтальную компоненты

смещения вдоль распространения. Движение частиц в основном ретро-градно-эллиптическое. Подобно нормальным волнам, наблюдаются разные группы волн *PL*. Минимальные расстояния, на которых могут наблюдаться волны *PL*,

$$\Delta = \frac{(2H - h) a_1}{\sqrt{a_2^2 - a_1^2}}$$

Анализ записей групп волн *PL*, сформированных на различных эпицентральных расстояниях, показывает, что они являются волнами нормальной дисперсии и их групповые и фазовые скорости больше скоростей нормальных поверхностных волн соответствующих групп. Изуче-

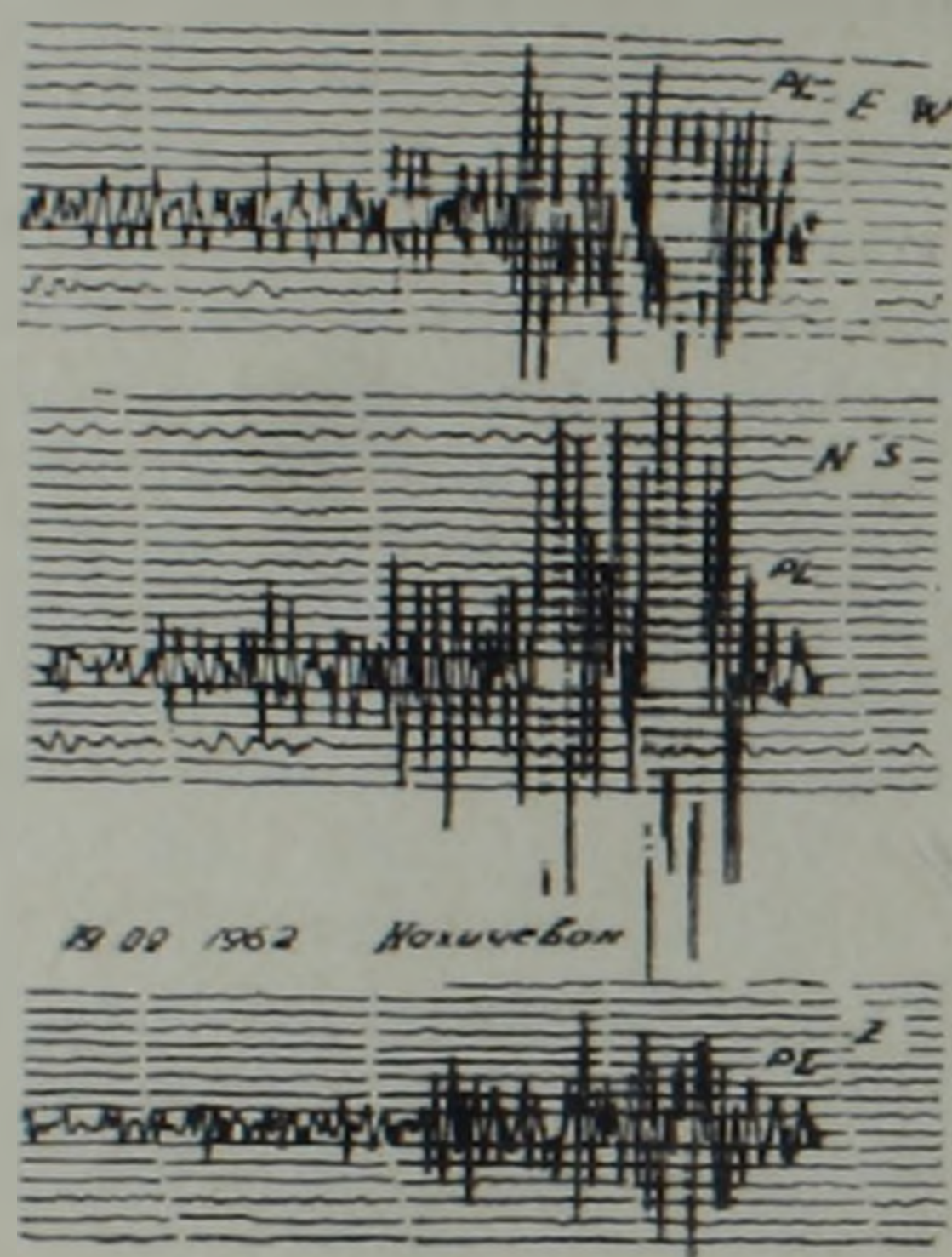


Рис. 1. Запись волн *PL*

Таблица 1

Результаты определения элементов землетрясений по материалам сейсмической станции 4 «Ереван»

№ п/п	Дата ч. м. г.			Координаты эпицентра				Эпицент- ральное расстояние Δ	Азимут на эпицентр	
				по волнам		по волнам			α_P^0	α_{PL}^0
				φ_N^0	φ_E^0	φ_N^0	φ_E^0			
1	05	09	53	41,6	47,7	41,0	47,2	265	46	15
2	28	04	58	38,8	44,4	38,8	44,0	181	213	214
3	19	09	62	39,9	44,2	39,7	44,0	138	316	315
4	27	01	63	40,8	49,8	40,7	49,6	333	53	52
5	31	12	63	38,6	45,5	38,5	45,5	190	123	122
6	11	03	63	42,4	44,9	42,5	45,0	247	28	26
7	09	11	64	39,8	48,5	38,5	48,5	444	146	148
8	25	05	68	40,7	42,2	40,6	42,6	103	323	324
9	12	03	74	38,4	44,1	38,3	43,9	190	211	212
10	02	01	77	39,5	43,7	39,4	43,4	100	231	230

ние зависимости для различных групп нормальных поверхностных волн показывает, что интенсивные колебания наблюдаются на тех участках записи, которым на дисперсионных кривых соответствуют экстремумы. Для различных групп нормальных поверхностных волн с наибольшими амплитудами на записях выявляется фаза Эйри. Для волн PL эта фаза не наблюдается. В работах [4, 5, 7, 8] указывается, что процесс формирования волн Релея и волн PL следует рассматривать как единое волновое явление, возникшее на основе интерференции волн P , SV , а также обменных волн. Устанавливаемая этими волнами интерференционная картина содержит колебания, принадлежащие волнам Релея и волнам PL . Теоретические дисперсионные кривые групповых скоростей волн PL , построенные для однослойной модели, не имеют минимума. Тем самым может быть объяснено отсутствие колебаний, соответствующих фазе Эйри на записях волн PL [4, 5, 7, 8].

Как правило, при всех зарегистрированных землетрясениях основная часть записи принадлежит нормальным поверхностным волнам. Волны PL не всегда отмечаются на сейсмограммах.

Анализ экспериментальных материалов показывает, что интенсивность появления волн PL обусловлена характером очага землетрясений и зависит от направленности излучения энергии. Это вытекает из того, что волны PL наблюдаются не на всех сейсмических станциях, расположенных вокруг эпицентров землетрясений. Самые интенсивные колебания в волнах наблюдаются при землетрясениях, когда в очагах имеется движение типа сброса или взброса (табл. 2). Вероятно, это происходит потому, что при таких типах очагов более интенсивно излучаются волны P и SV . Формирование этих волн, кроме характера очага землетрясения, обусловлено особенностями строения среды, и они быстро затухают с возрастанием расстояния. Поэтому наблюдательный материал по этой волне гораздо меньше, чем материалы нормальных поверхностных волн. Следует отметить, что помимо других условий, при формировании волн PL особую роль играет также глубина очага землетрясений. Используемые нами для исследования записи основного тона волн PL сформированы при поверхностных очагах землетрясений (табл. 2, 3) [5]. Все гипоцентры землетрясений, приведенные в табл. 2, 3, имеют глубину $h < 25$ км. В земной коре четко сформированные обертоны наблюдаются при более глубоких очагах $h > 30$ км (табл. 5).

На основе анализа экспериментальных материалов выявлены следующие свойства волн PL :

1. Волны PL наблюдаются между вступлениями головных P и S . На близких эпицентральных расстояниях их запись может продолжаться до вступления волн Релея. Разность времен пробега первого длиннопериодного колебания волн PL и P зависит от эпицентрального расстояния. В частности, с возрастанием эпицентрального расстояния увеличивается разность времен пробега этих фаз.

2. Сформированные в слоистых средах волны PL обусловлены особенностями очагов землетрясений. Четко сформулированные волны PL

наблюдаются при таких типах очагов землетрясений, когда имеется сброс или взброс. На различных азимутах с эпицентра волны *PL* наблюдаются с разными интенсивностями.

3. На всех исследуемых записях волн *PL* не наблюдается фаза Эп-ри. Интенсивно вступают начальные колебания волн *PL*.

4. Траектория движения частиц в волнах *PL*, подобно волнам Релея, представляет собой ретроградные эллипсы.

Таблица 2

Землетрясения Джавахетского нагорья (глубина очага $h < 25$ км)

№ п/п	Дата ч. м. г.	Время в очаге ч. м. с.	Координаты		М	Вид подвижки
			φ^0	λ^0		
1	10 12 1953	05 03 15	41,0	44,3		
2	19 07 1954	14 49 55	41,3	44,0		
3	15 09 1954	08 49 01	41,2	43,8		
4	23 09 1954	13 04 47	41,1	43,7		
5	24 10 1954	01 02 04	41,3	43,9	3,5	
6	29 12 1954	20 29 15	41,3	44,0		
7	16 08 1955	17 54 37	41,1	43,9		
8	18 09 1957	14 32 18	41,1	43,6		
9	17 05 1958	00 01 55	41,2	43,8		
10	08 10 1959	04 25 18	41,1	43,9		
11	09 12 1959	03 08 20	41,2	43,9		
12	30 06 1960	06 53 17	41,3	44,1	3,5	
13	12 12 1961	09 05 37	41,0	44,0		
14	08 09 1962	07 58 30	41,2	44,0		
15	13 07 1964	02 19 21	41,5	44,2	4,0	
16	26 02 1966	07 47 41	41,4	44,0		
17	05 03 1966	10 02 31	41,3	44,0		
18	16 03 1966	00 23 50	41,2	44,0		
19	10 02 1966	23 57 10	41,3	44,0		
20	24 05 1966	00 29 55	41,3	43,9		
21	28 05 1966	15 51 39	41,2	44,1		
22	21 08 1966	18 33 54	41,5	43,6	4,4	Сброс
23	29 06 1967	08 22 45	41,5	43,9	4,4	Сброс
24	25 05 1968	00 29 26	41,7	42,2	4,0	Сброс
25	14 06 1969	17 44 56	41,3	43,4	5,0	Взброс
26	03 01 1970	06 54 42	41,8	43,3	4,5	Взброс
27	28 12 1970	01 56 54	41,4	44,1	4,3	Взброс
28	08 09 1971	22 35 11	41,3	44,0	4,5	Взброс
29	10 10 1971	09 05 54	41,6	43,5	3,6	Сброс
30	10 10 1972	09 05 52	41,4	43,7	3,5	Взброс
31	11 11 1972	14 40 03	41,3	44,0	4,0	Сброс
32	28 01 1973	20 54 54	41,2	43,9	2,8	Сброс
33	14 05 1973	15 10 15	41,3	44,0	3,3	Взброс
34	01 06 1973	09 35 46	41,37	43,97	3,3	Сброс

5. Наблюдаются различные группы волн *PL* основных тонов и обертонов, сформированных в различных слоях земной коры и в целом в коре и верхней мантии. Дисперсия в этих группах волн нормальная.

6. С увеличением эпицентрального расстояния в волнах *PL* наблюдается более быстрое убывание амплитуд по сравнению с нормальными поверхностными волнами.

7. По амплитудам волн *PL* можно определить достаточно точно эпицентр землетрясения, если на пути распространения волн не имеется горизонтально-неоднородное строение.

8. Интенсивные колебания основного тона волн *PL* наблюдаются при поверхностных очагах землетрясений; с увеличением глубины очага их интенсивность уменьшается, а обертонов—возрастает.

Групповые и фазовые скорости различных групп волн

Большинство сейсмических станций Кавказа оснащены длиннопериодными сейсмографами, позволяющими регистрировать различные группы волн *PL*, сформированных в различных слоях земной коры и в целом в земной коре. Для исследования использованы материалы сейсмических станций, расположенных на территории Малого Кавказа: «Ереван», «Ленинакан», «Тбилиси», «Степанаван», «Горис», «Кировабад», «Нахичеван», «Бакуриани».

Таблица 3

Землетрясения Турции и Ирана (глубина очага 25 км)

№	Дата м. ч. г.	Время в очаге	Координаты		М	Сейсмостанция, расстояние (км)
			φ°	λ°		
1	2	3	4	5	6	7
1	25 01 1952	14 34 20	39,1	44,6		Грс (155)
2	18 01 1952	18 54 05	39,2	41,7		Ерв (265)
3	22 07 1953	07 20 32	40,4	43,3		Ерв (106)
4	15 04 1954	07 35 21	39,1	44,4		Ерв (120)
5	15 04 1954	15 46 36	39,7	42,0		Ерв (229)
6	21 05 1955	18 41 50	50,0	36,0		Ерв (727) Грс (878) Крб (879)
7	12 04 1956	22 34 46	37,0	50,0		Нхч (470)
8	24 05 1956	13 52 32	39,1	44,1		Ерв (110)
9	14 07 1956	19 01 08	41,0	30,0		Ерв (1221) Грс (1398) Крб (1365)
10	01 01 1956	05 52 37	27,5	54,0		Ерв (1663) Грс (1500) Крб (1619)
11	09 04 1958	04 36 33	29,0	52,0		Ерв (1438) Грс (1272) Крб (1388)
12	28 04 1958	18 29 40	38,8	44,4		Ерв (155) Грс (183) Нхч (100)
13	30 05 1958	17 10 00	39,5	44,3		Нхч (99) Ерв (195)
14	10 06 1958	07 04 06	30,0	51,0		Ерв (1262) Крб (1258) Нхч (1148)
15	12 07 1958	20 07 42	38,5	44,7		Ерв (193) Нхч (98)
16	27 07 1958	17 14 41	38,8	44,6	4,5	Ерв (155) Нхч (85)
17	24 08 1958	08 02 38	34,0	48,5		Ерв (775) Грс (625)
18	16 09 1958	14 22 40	34,5	59,5		Ерв (1467) Грс (1293) Крб (1346)
19	16 11 1958	13 50 16	38,3	45,3		Ерв (219)
20	02 03 1959	11 22 30	32,0	49,0		Ерв (1015) Грс (855)
21	01 05 1959	08 24 00	36,5	51,5		Ерв (744) Грс (542) Крб (646)
22	04 09 1959	13 27 01	38,9	43,7		Ерв (159)
23	10 09 1959	13 59 00	38,5	41,0		Ерв (355)
24	25 10 1959	15 57 51	39,3	41,5		Ерв (275)
25	19 04 1961	14 20 06	38,3	44,9	4,5	Ерв (100) Нхч (109)
26	10 11 1962	18 10 56	38,5	41,0		Ерв (155)
27	19 04 1962	11 55 25	38,5	44,1	4,6	Ерв (222)
28	21 04 1962	14 53 09	38,6	44,1		Нхч (130)
29	05 09 1962	02 15 05	39,9	44,2		Крб (225)
30	07 09 1962	12 15 33	39,4	44,1		Нхч (130)
31	19 09 1962	14 13 56	39,9	44,2	4,0	Тбл (207)
32	14 10 1965	14 03 45	37,1	44,5	4,5	Ерв (341) Тбл (511) Грс (311)
33	09 02 1963	17 19 02	39,2	42,0	4,0	Ерв (242)
34	09 10 1963	04 36 40	40,1	43,5	4,3	Ерв (86) Нхч (190)
35	31 12 1963	15 18 08	38,6	45,5	4,8	Ерв (190)
36	12 07 1966	00 04 04	39,2	41,6		Ерв (265)
37	19 08 1966	18 41 16	39,2	41,5		Тбл (322)

1	2	3	4	5	6	7
38	20 08 1966	11 59 13	39,7	44,1		Тбл (439)
39	27 09 1966	19 32 15	38,7	44,5		Ерв (150)
40	26 12 1966	04 20 56	38,8	40,9		Ерв (330)
41	17 05 1967	04 28 51	38,6	44,2	4,4	Ерв (177)
42	25 05 1968	00 29 26	40,7	42,2		Ерв (203) Дшт (260)
43	17 02 1970	02 59 54	38,5	43,3	4,6	Дшт (416)
44	14 03 1970	01 51 47	38,6	44,8	5,1	Тбл (347)
45	17 03 1970	02 59 55	38,7	43,3		Тбл (340)
46	30 08 1973	07 36 24	37,9	42,8	5,2	Ерв (270) Лин (313) Стп (352)
47	05 11 1973	20 11 55	37,6	42,7	4,9	Ерв (327) Лин (375) Стп (408)
48	12 03 1974	06 54 50	38,4	44,1	4,7	Ерв (190) Лин (255) Стп (275)
49	02 01 1977	19 37 28	39,5	43,7		Ерв (99)
50	06 04 1977	13 36 29	31,6	50,6	6,1	Ерв (1099) Грс (966) Крб (108)

Были отобраны качественные материалы этих станций, полученные в 1952—1977 гг. На используемых сейсмограммах выявлены группы волн *PL*, характеризующихся различными особенностями дисперсии скоростей. Результаты исследования по отдельным группам волн *PL* приводятся ниже. Определение групповых скоростей осуществлялось по формуле:

$$U(T_1) = \frac{\Delta}{t_1 - t_0},$$

где t_1 — время прихода колебания, а t_0 — время в очаге. Когда станции относительно эпицентра находятся в створе, фазовые скорости для данного периода определяются отношением разности эпицентральных расстояний к разности времен вступления одинаковых фаз на сейсмических станциях:

$$C = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1}.$$

Фазовые скорости внутри треугольников, в вершинах которых расположены сейсмические станции, определяются следующим образом. Предположим, что направление движения волнового фронта, который распространяется с фазовой скоростью c , образует со стороной треугольника I—II какой-то угол φ . Обозначим время появления волнового фронта на станциях 1, 2, 3 соответственно через t_1, t_2, t_3 . Время пробега волны с I по II обозначим через t_{12} , t_{13} соответственно. При таких условиях фазовую скорость можно вычислить по формуле:

$$C = \frac{\sin \beta}{\sqrt{\left(\frac{t_{12}}{d_{12}}\right)^2 + \left(\frac{t_{13}}{d_{13}}\right)^2 - 2\left(\frac{t_{12}}{d_{12}}\right)\left(\frac{t_{13}}{d_{13}}\right)\cos \beta}},$$

где d_{12} и d_{13} — расстояния между сейсмическими станциями I и II, I и III, β — угол между отрезками d_{12} и d_{13} .

При определении дисперсии скоростей принимались во внимание поправки, вызванные фазовым сдвигом инструмента. Ошибки при оп-

ределении скоростей могут иметь систематический характер при: 1) вычислении фазовых характеристик приборов; 2) неточном определении времени вступления вершин и впадин соответствующих колебаний; 3) определении поправки времени и др. [1, 4]. Эти ошибки могут быть незначительными, если имеются четкие записи волн PL на однотипных идентифицированных приборах.

1. Волны PL , сформированные в осадочном комплексе. Определены групповые скорости вдоль некоторых профилей распространения группы волн PL , сформированных в осадочном комплексе Малого Кавказа. При Джавахетских землетрясениях на сейсмических станциях «Ереван», «Тбилиси» волны PL появляются сразу после вступления волн P или с опозданием на 1—3 сек. Периоды волн PL для этой эпицентральной зоны землетрясений на станции «Тбилиси» $T=3, 5-10$ сек; групповые скорости $U=2,8-4,7$ км/сек. Соответственно на сеймостанции «Ереван» $T=4-11$ сек; $U=2,7-4,8$ км/сек (рис. 2). На рис. 2 дается сопо-

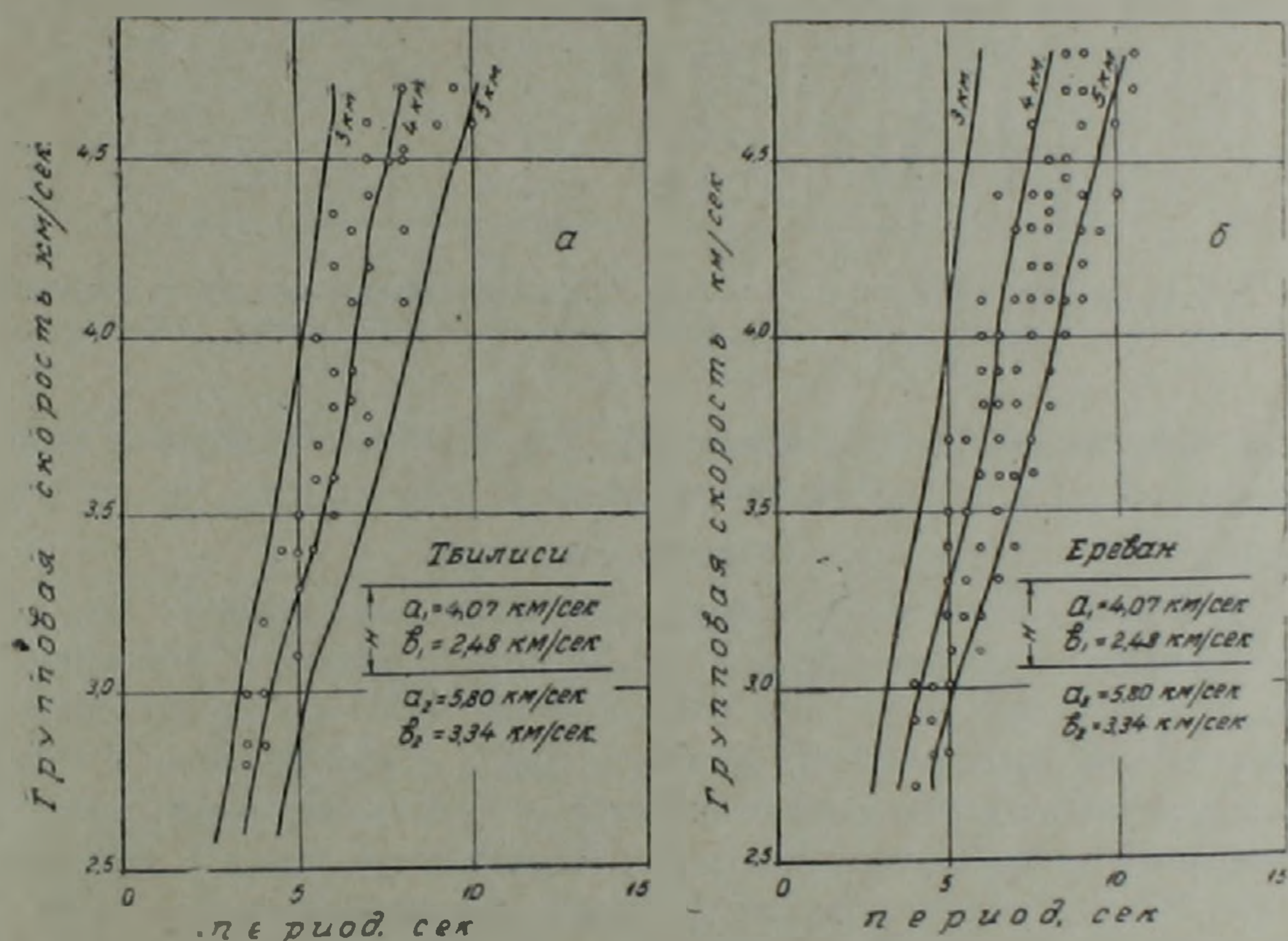


Рис. 2. Групповые скорости PL волн, сформированных в осадочном комплексе:
а) Джавахетское нагорье—«Тбилиси»;
б) Джавахетское нагорье— «Ереван»

ставление экспериментальных данных дисперсии с теоретическими для трассы эпицентральной зона Джавахетского нагорья— сейсмические станции «Тбилиси» и «Ереван». Наблюдена дисперсия волн L_0 для этих же трасс [4]. Мощность седиментного комплекса, определенная по обоим типам волн, L_0 и PL , одна и та же.

Определены групповые скорости волн PL на трассе близлежащие эпицентры землетрясений Турции и Ирана— сейсмические станции

«Ереван», «Нахичеван», «Горис», «Кировабад» с эпицентрными расстояниями $\Delta < 300$ км. На сейсмограммах этих землетрясений наблюдаемые значения периодов в волнах PL меняются в пределах $4 + 12$ сек. Соответствующие групповые скорости $2,6 + 4,8$ км/сек. Наблюденная дисперсия групповых скоростей на упомянутых сейсмических станциях в пределах погрешности одна и та же, поэтому ее значения нанесены вместе на рис. 3. Исследована дисперсия групповых скоростей по нор-

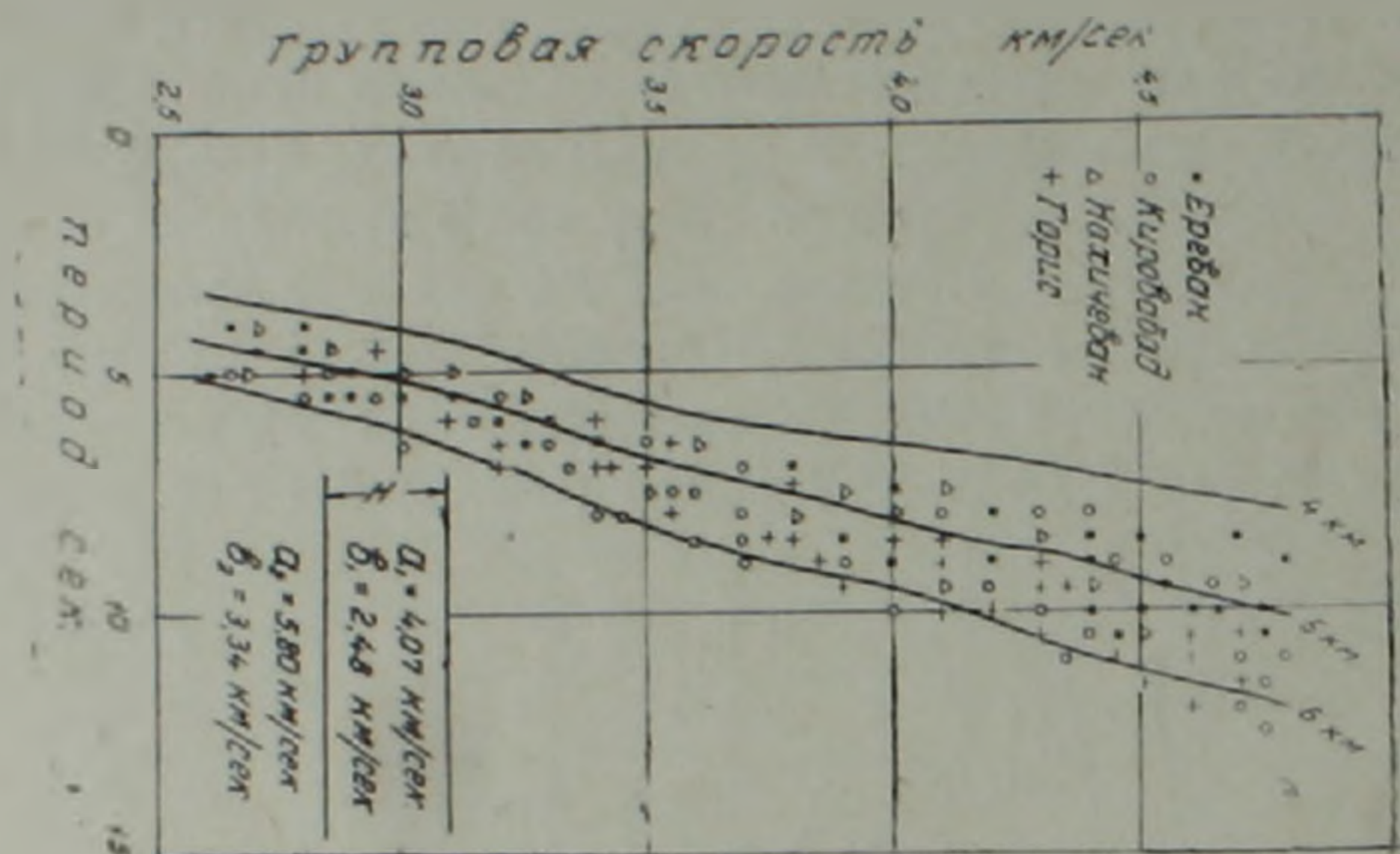


Рис. 3. групповые скорости PL волн, сформированных в осадочном комплексе Турция, Иран ($h < 200$ км)— сейсмостанции «Ереван», «Кировабад», «Нахичеван».

мальным поверхностным волнам [4]. Результаты определения мощности осадочного комплекса, полученные по волнам PL и LQ , на рассмотренных трассах в пределах точности совпадают.

2. Волны PL , сформированные в верхних слоях земной коры. Эта группа волн PL сформирована на сравнительно больших эпицентральных расстояниях, чем I группа волн, $\Delta = 300 - 1000$ км. Группа волн наблюдается при землетрясениях Кавказа, Ирана и Малой Азии и своими дисперсионными свойствами отличается от остальных групп волн; наблюдаемый диапазон периодов в этом случае шире, чем в I группе, $T = 10 - 24$ сек. Соответствующие групповые скорости меняются — $U = 3,0 - 5,0$ км/сек. Значения групповых скоростей, определенные по отдельным трассам до сейсмических станций «Ереван», «Горис», «Нахичеван», «Кировабад», «Ленинакан» не меняются в больших пределах. Сопоставление экспериментальной дисперсии с теоретической дается на рис. 4. Хорошее сопоставление экспериментальной дисперсии с теоретической получается при $h = 17 \pm 3$ км.

По этой группе волн определены фазовые скорости внутри треугольника расположения сейсмических станций «Кировабад», «Ереван», «Горис». Сопоставление экспериментальной дисперсии с теоретической приводится на рис. 5. Полученные данные об общей мощности в верхних

слоях земной коры (осадочного комплекса и гранитного слоя) в этом районе согласуются с данными, полученными по волнам L_Q и L_R .

3. Волны PL , сформированные в земной коре. При интерпретации экспериментальных данных дисперсии скоростей использованы теоретические дисперсионные кривые, построенные для однослойной модели земной коры. При создании теоретической модели использовались данные о физических параметрах строения земной коры изучаемого района [1—4, 6]. Для территории Малого Кавказа по дисперсии скоростей основного тона и обертона нормальных поверхностных волн получены следующие модели строения земной коры [1, 4].

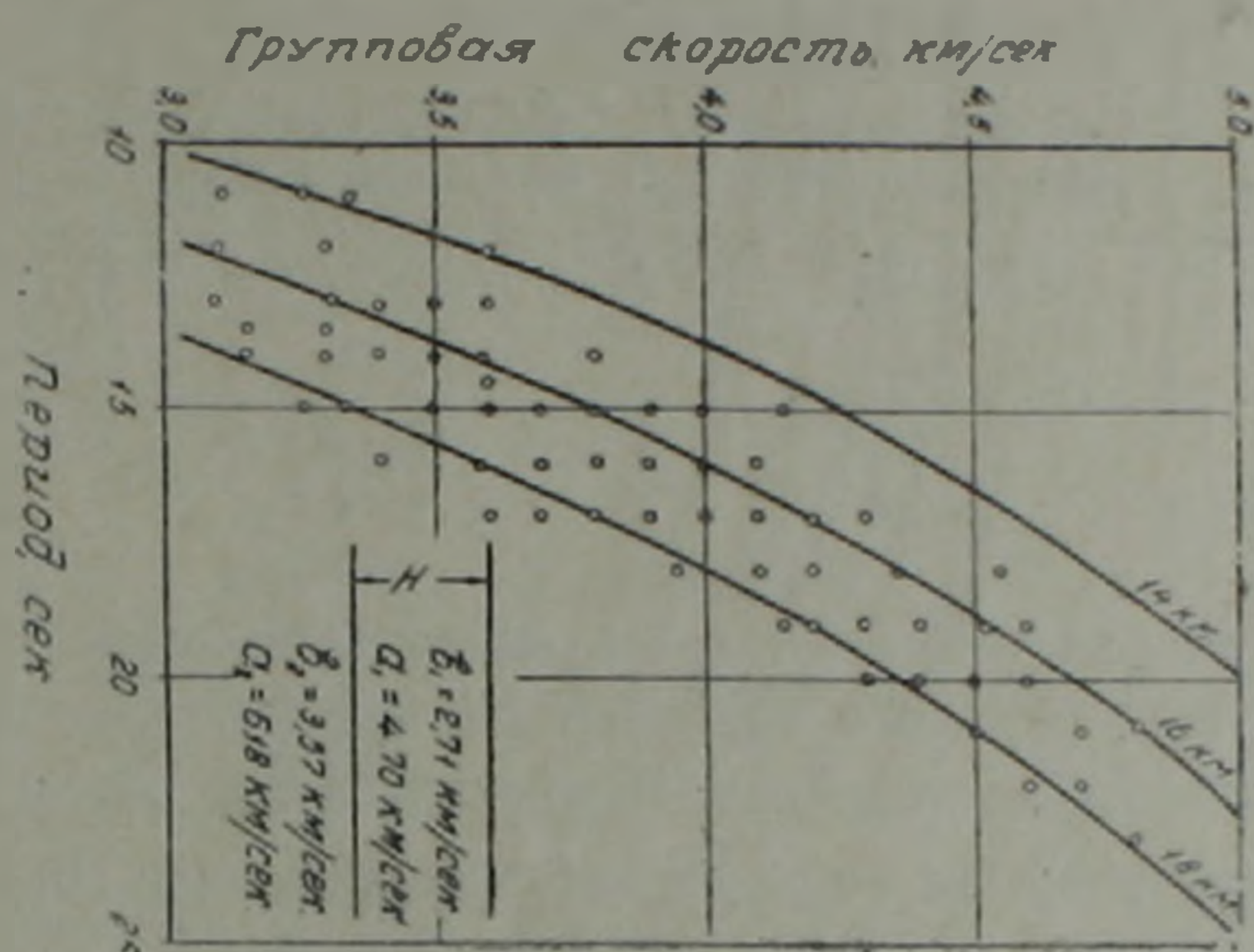


Рис. 4. Групповые скорости PL волн, сформированных в верхних слоях земной коры (осадочный и гранитный).

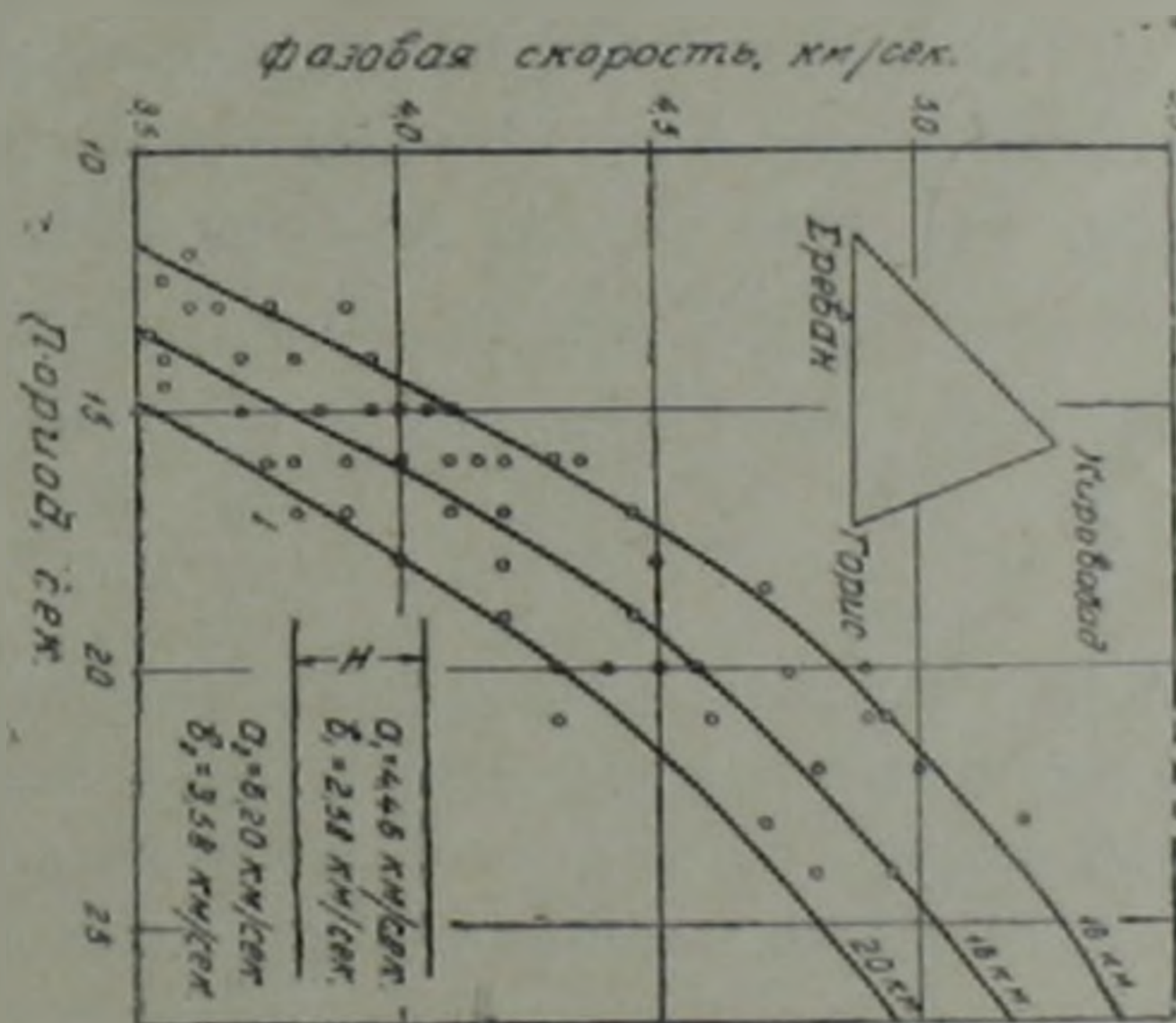


Рис. 5. Фазовые скорости PL волн, сформированных в верхних слоях земной коры (осадочный и гранитный).

Из этой модели получена однослойная модель путем осреднения упругих параметров сред. Для однослойной модели имеем следующие значения скоростей поперечных и продольных волн и плотностей соот-

ответственно: $v_1 = 3,35$ км/сек, $v_2 = 4,60$ км/сек, $a_1 = 5,80$ км/сек, $a_2 = 8,00$ км/сек, $\rho = 2,69$ г/см³, $\rho_2 = 3,3$ г/см³.

При некоторых сильных землетрясениях (М 6) Арктики и восточной части Азиатского континента на Кавказских сейсмических станциях наблюдается сформированный в земной коре первый обертоп волн PL . Эти волны на указанных сейсмических станциях зарегистрированы четко, с большими амплитудами, несмотря на то, что утечка энергии в

Таблица 4

Модель упругих параметров земной коры и подкорового субстрата для Малого Кавказа

Мощность слоя, км	Скорость попереч- ных волн, км/сек	Скорость продоль- ных волн, км/сек	Плотность, г/см ³
3—6	2,19	3,79	2,50
14	3,21	5,65	2,63
10	3,56	6,16	2,70
19	3,86	6,86	2,85
	4,60	8,00	3,30

подкоровом субстрате Земли должна вызвать большое затухание волн. В отличие от этого основной тон волн PL выявляется гораздо слабее, из-за чего трудно их исследовать. Эпицентральные расстояния рассмотренных землетрясений, на которых наблюдаются волны $PL_{м1}$, больше 4000 км. Дисперсионные особенности волн $PL_{м1}$, указывают на то, что на таких эпицентральных расстояниях они сформированы в земной коре. Наблюдаемый диапазон периодов волн меняется в пределах $T = 6—18$ сек. Колебания волн $PL_{м1}$ выявляются как на вертикальной, так и на горизонтальной компонентах и частица в них совершает движение по ретроградным эллипсам, имеющим разные наклоны относительно плоскости распространения волн $PL_{м1}$. Сдвиг фаз между вертикальной и горизонтальной компонентами записи волн $PL_{м1}$, подобно волнам Релея, составляет $\frac{\pi}{2}$.

Как было выявлено в работе [8], началом вступления различных групп обертонов нормальных поверхностных волн является вступление головных поперечных волн. В этом случае началом вступления групп обертонов волн PL является вступление головных продольных волн. По методу первых вступлений различных групп обертонов волн PL можно построить разрез скоростей продольных волн. Очевидно, обертоны нормальных поверхностных волн можно назвать поперечными обертонами, а обертоны волн PL — продольными. Изучение особых типов обертонов дисперсионных интерференционных поверхностных волн дает надежную гарантию точного построения скоростного разреза земной коры и верхней мантии продольных и поперечных волн изучаемого региона.

Волны PL_m имеют фазовые скорости выше, чем скорости поперечных волн в подкоровом субстрате. Значение групповых скоростей этой группы обертона меняется в пределах $U=6,0-8,0$ км/сек. Наблюдаемая дисперсия волн PL_m использовалась для определения фазовой скорости на восточной территории Малого Кавказа с целью определения строения земной коры в этом регионе. Для исследования использовались записи сейсмических станций «Ереван», «Тбилиси», «Ленинакан», «Степанаван», «Горис», «Нахичеван», «Бакуриани». Этими сейсмическими станциями покрыта изучаемая территория Малого Кавказа. Фазовые скорости между сейсмическими станциями определены внутри территории треугольников расположения сейсмических станций.

Экспериментальные данные фазовых скоростей обертона волн PL_m , наблюдаемые при землетрясениях (табл. 5), сравнены с теоретическими. Кривые теоретической фазовой скорости базируются на модели, приведенной в табл. 4.

Таблица 5

Данные о землетрясениях

№ п.п.	Дата			Время в очаге			Координаты		Глубина очага h в км	M
							φ^0	λ^0		
1	04	02	1971	15	33	39	0,8С	98,6В	120	
2	29	02	1972	09	22	58	33,6С	140,8В	30—35	7,3
3	04	05	1972	07	48	19	15,9Ю	157,2В	50	6,6
4	28	05	1972	01	55	28	9,9Ю	116,8Ю	40	6,4
5	28	06	1972	09	49	32	27,6С	33,7В		5,5
6	08	09	1972	11	34	43	71,1С	9,8З		6,2
7	31	01	1973	20	55	55	28,3С	139,3В	515	
8	04	03	1973	17	57	47	54,9С	161,3В	50	6,2
9	03	07	1973	16	59	32	58,4С	138,5Е		6,1
10	01	08	1973	01	31	28	14,2Ю	167,1В	170	
11	17	10	1973	03	16	18	36,4С	71,1В	220	
12	02	01	1974	10	42	28	22,6Ю	6,8З	80	7,0
13	10	05	1974	19	25	19	28,4С	10,4В		6,7
14	02	07	1974	23	26	28	29,2Ю	176,3З		7,1
15	03	07	1974	23	25	16	29,3Ю	176,0З	80	6,2
16	04	07	1974	19	30	37	45,1С	93,9В		6,9
17	08	07	1974	05	45	38	36,7С	141,1В		6,5
18	29	07	1974	03	15	15	46,9С	152,4В		6,5
19	16	10	1974	05	45	17	53,3С	30,9З		6,9
20	29	10	1974	03	14	17	7,2Ю	128,5В	150	
21	29	11	1974	22	05	22	30,7С	138,4В	420	
22	03	12	1974	03	06	36	4,9Ю	130,0В		6,3
23	04	12	1974	03	07	51	0,6С	97,7В	50	6,7

Из рис. 6 видно, что самое лучшее сопоставление экспериментальной дисперсии с теоретической получается при $H=47\pm 3$ км.

Исследована дисперсия фазовых скоростей волн Лява и Релея для Малого Кавказа [1, 4].

Сопоставление результатов о строении земной коры этого района, полученных по волнам L_R , L_Q и PL , дает хорошее согласие.



Рис. 6. Фазовые скорости первого обертона волн PL , сформированных в земной коре.

Заключение

На основе синфазного наложения многократно отраженных от границ слоев волн P и SV формируется интерференционное явление. Это единое установившееся явление включает в себя возникновение волн Релея и PL . Высокоскоростные просачивающиеся волны PL являются частью общего интерференционного явления, сформированного отраженными за критическими углами волн P и обменных. Сравнительно низкоскоростные волны Релея, составляющие это явление, сформированы волнами P и SV . Волны Релея и PL представляют собой однотипные волны. Различие в них заключается в том, что волны Релея полностью захвачены в волноводе слой—полупространство и более чувствительны к волнам сдвига; а волны PL частично захвачены в эту систему и рассеивают свою энергию в полупространстве в виде волн SV и более чувствительны к волнам сжатия. Совместное исследование волн PL , L_Q и L_R дает возможность более детального изучения среды.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 8. VIII. 1980.

Р. 3. ԵՐԵՄՅԱՆ, Դ. Ի. ՍԻՆԱՐՈՒՂԻՉԵ, Ն. Պ. ԽՈՒԹՐԵՐԻՉԵ

PL -ԲԱՐՁՐ ԱՐԱՒՈՒԹՅԱՆ ԴԻՍՊԵՐՍԻՈՆ ԱՆԻՔՆԵՐԸ ԵՎ ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ՀԱՐՑԵՐԸ

Ս. մ փ ը փ ը լ մ

P և SV ալիքների սահմանային շերտերից միաֆազ տեղաբաշխման բաղադրիչ անդրադարձումներից ձևավորվում է ինտերֆերենցիոն Լրևույթը՝ Այս

միակ սահմանված երևույթն ընդգրկում է իր մեջ Ռեյլեյի և PL-ալիքների առաջացումը: Բարձր արագության ներծծվող PL-ալիքները համարվում են ընդհանուր ինտերֆերենցիոն երևույթի մի մասը և ձևավորվում են փոխադարձ և անդրադարձված (վերջնազոյին) կրիտիկական անկյան ալիքներից՝ P-ից:

Համեմատաբար ցածր արագության Ռեյլեյի ալիքները, որոնք կաղմում են այդ երևույթի բաղադրիչ մասը, ձևավորված են P և SV-ալիքներով:

Ռեյլեյի և PL-ալիքներն իրենցից ներկայացնում են նույնանման ալիքներ: Տարբերությունը կայանում է նրանում, որ Ռեյլեյի ալիքները լրիվ ընդգրկում են ալիքատարի շերտի կիսատարածությունը և ալեյի ղգայուն են տեղաշարժվում ալիքների նկատմամբ, իսկ PL-ալիքները մասամբ են ընդգրկվում այդ սիստեմի մեջ և ցրում են իրենց էներգիան այդ կիսատարածության մեջ SV-ալիքների ձևով, ընդ որում՝ ալեյի ղգայուն են սեղմման ալիքների նկատմամբ:

PL, L_Q , L_R -ալիքների համատեղ ուսումնասիրությունը հնարավորություն է տալիս ալեյի մանրալնին բացահայտելու միջավայրի էությունը:

B. TS. YEREMIAN, D. I. SIKHARULIDZE, N. P. TUTBERIDZE

HIGH-VELOCITY DISPERSION PL-WAVES AND THE PROBLEMS OF MINOR CAUCASUS EARTH'S CRUST STRUCTURE

A b s t r a c t

An interference phenomenon is formed on the basis of a synphasic superposition of P-and SV-waves multiple reflected from the boundaries of the layers. This united stable phenomenon includes the Rayleigh and PL-waves generation. High-velocity leaking PL-waves are a part of a general interference phenomenon formed by exchanged and P-waves which are critical angle reflected waves. Comparatively low-velocity Rayleigh waves which compose this phenomenon are formed by P-and SV-waves.

Rayleigh and PL-waves are of the same type. The difference between them is that the Rayleigh waves are completely taken into the waveguide layer half-space and are more sensitive to shear waves; PL-waves are partly taken into this system and scatter their energy in the half-space as SV-waves do and are more sensitive to compressional waves.

The PL, L_Q -and L_R -waves joint investigation gives the opportunity of a more detailed study of the medium.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баграмян А. Х. Строение земной коры в различных регионах Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1974.
2. Носелиани М. С. Строение осадочного комплекса кристаллического фундамента Грузии по геофизическим данным. Изд. АН Гр. ССР, Тбилиси, 1969.

3. Мурцидзе Г. Я. Стрoение земной коры и верхней мантии Грузии и сопредельных территорий по сейсмическим волнам. Изд. АН Гр. ССР, Тбилиси, 1977.
4. Сихарулидзе Д. И. Стрoение Земли по поверхностным волнам. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1978.
5. Сихарулидзе Д. И., Тутберидзе Н. П., Гоголадзе Т. Н. Волны типа *PL* и результаты их исследования. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1977.
6. Твалтвадзе Г. К. Стрoение земной коры в Грузии по сейсмическим данным и построение систем теоретических логографов. Изд. АН Гр. ССР, Тбилиси, 1960.
8. Oliver J. Major M. Leaking modes and the *PL* phase. Bull. Seism. Soc. Amer. 50, 1960.
9. Su S. S. and Dorman J. The Use of Leaking Modes in seismogram Interpretation and in Studies of Crust-Mantle Structure. Bull Seism Soc. Amer., 55, 1965.

УДК 550.837(479.25)

Г. А. ЧЕРНЯВСКИЙ, В. О. ЯНИКЯН, Р. Т. МИРИДЖАНЫ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ МАГНИТО- ТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассмотрены вопросы методики обработки материалов магнитотеллурических зондирований и охарактеризованы особенности геоэлектрического разреза. Приводятся сведения об обнаружении внутрикорового слоя с повышенной электропроводностью и указывается на возможную связь между его пространственным расположением и аномальными значениями теплового потока.

В период 1974—1976 гг. по двум региональным профилям (II—II, V—V, рис. 1), пересекающим территорию республики в субмеридиональном направлении, силами Геолого-геофизической экспедиции Управления геологии Армянской ССР выполнялись работы методами МТЗ—МТП. Магнитотеллурические зондирования проводились с цифровой электроразведочной станцией ЦЭС—1. Эти работы были частью комплексных геолого-геофизических исследований, включавших также сейсмические работы с аппаратурой «Земля», «Черепаша».

Наиболее представительные материалы были получены по профилю V—V, который с юга на север пересекает основные структурно-формационные зоны исследуемой территории: Приараксинскую интрагеоантиклиналь, Ереванско-Ордубадскую интрагеосинклиналь, Мисханско-Зангезурскую интрагеоантиклиналь, Присеванскую интрагеосинклиналь, Сомхета-Карабахскую интрагеоантиклиналь [2]. Вышеуказанные зоны состоят из ряда отдельных антиклинорий и синклинорий сложного строения.

Мощность и сопротивление надпорной проводящей толщи по геолого-геофизическим данным меняются по профилю работ соответственно от 300 до 2000 м и от 1 до 10 ом. м.

Верхняя часть разреза перекрыта неоген-четвертичными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Опорный электрический горизонт высокого сопротивления приурочен к кровле среднего-нижнего эоцена.

На рис. 2 показаны типичные кривые МТЗ, полученные в интервале $T=9-300$ сек. Кривые характеризуются четкими правыми восходящими ветвями, максимумом и достаточно протяженными нисходящими ветвями. С учетом субширотного простирания региональных тектонических элементов территории Армении, кривые ρ_{xx} будем считать условно продольными, кривые ρ_{yx} — поперечными. Наиболее

примечательным фактором, отражающимся в форме кривых МТЗ является то, что протяженные нисходящие ветви хорошо выражены как на продольных, так и на поперечных кривых ρ_r .

Для всех пунктов МТЗ характерно соотношение кривых: $\rho_{xy} < \rho_{yx}$. Уровень расхождения кривых меняется от 10 до 100%. Различие кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} скорее всего обусловлено эффектом кон-



Рис. 1. Карта тепловых потоков Армянской ССР. 1. Пункты определения теплового потока. Значение в $\text{мккал/см}^2\text{сек.}$ (Данные Р. Т. Мириджаняна и А. А. Аветисянца). 2. Изолинии теплового потока. 3. Профиль МТЗ с пунктами наблюдения.

центрации и обтекания токов, проявляющимся в условиях локальных трехмерных геоэлектрических неоднородностей, осложняющих региональную двумерность тектоники Армении, а также эффектом S, связанным с развитием в верхней части разреза высокоомных вулканогенных образований. Как показывают аналитические расчеты [4], в условиях трехмерных геоэлектрических неоднородностей наименее

искаженную информацию несут эффективные кривые МТЗ. На рис. 2 показаны два типа эффективных кривых, определившихся по инвариантам:

$$z = \sqrt{z_{xx} \cdot z_{yy} - z_{xy} \cdot z_{yx}}, \quad z_1 = \frac{z_{xy} + z_{yx}}{2}.$$

Как видно из рисунка, в ряде случаев, соответствующих, как правило, пунктам, где главные и дополнительные импедансы соизмеримы

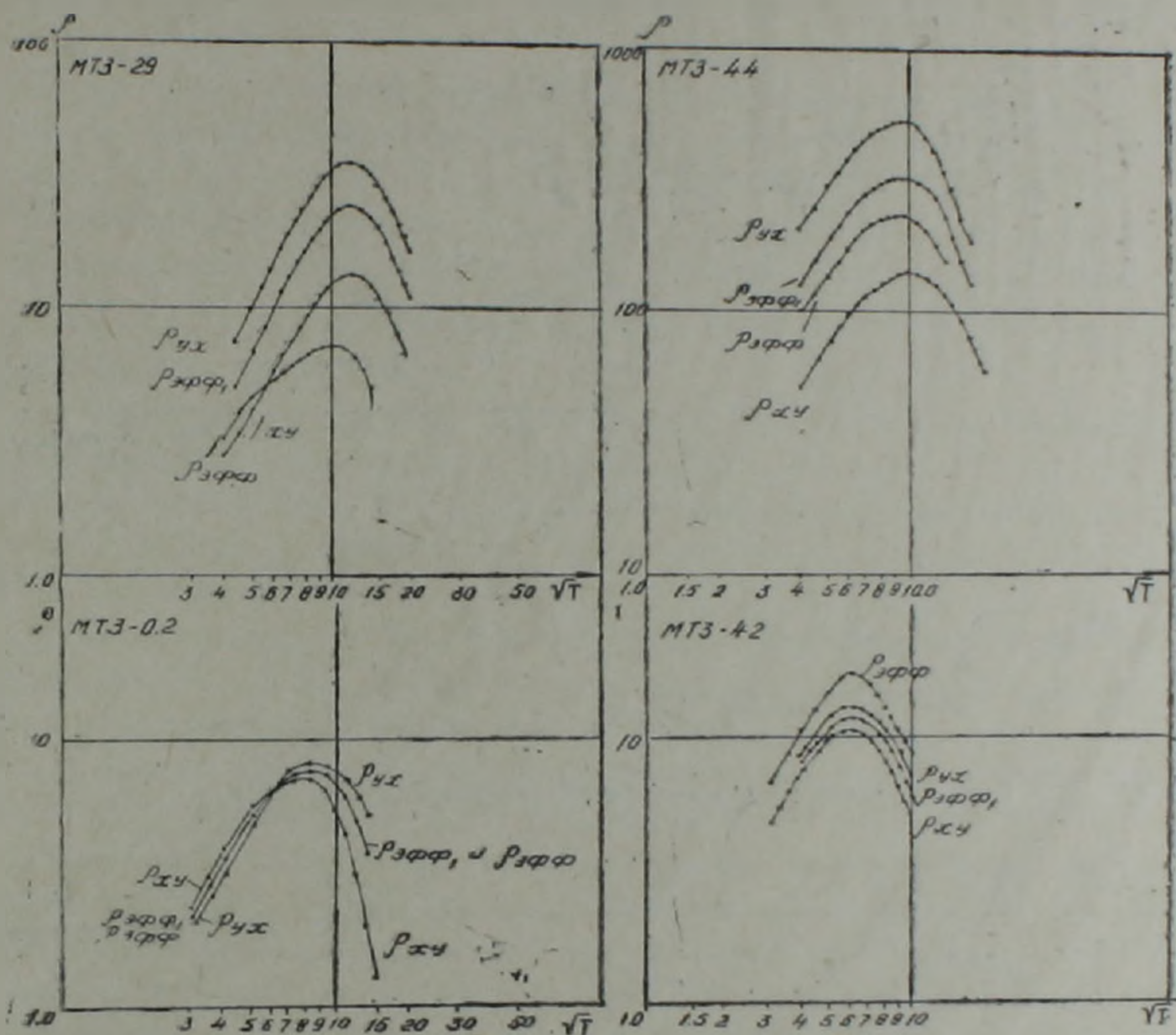


Рис. 2. Типичные кривые МТЗ.

по величине, кривые $\rho_{\text{эфф}}$ и $\rho_{\text{эфф},1}$ сдвинуты параллельно относительно друг друга по оси ординат. Там, где дополнительные импедансы значительно меньше главных, оба типа эффективных кривых естественно совпадают.

Поскольку дополнительные импедансы отражают проявление боковых неоднородностей, при интерпретации предпочтение было отдано кривым $\rho_{\text{эф.}}$. По восходящим и нисходящим ветвям продольных, поперечных и эффективных кривых были определены соответственно значения суммарной продольной проводимости и глубин залегания проводящих слоев. Результаты такой формальной интерпретации показаны на рис. 3, 4.

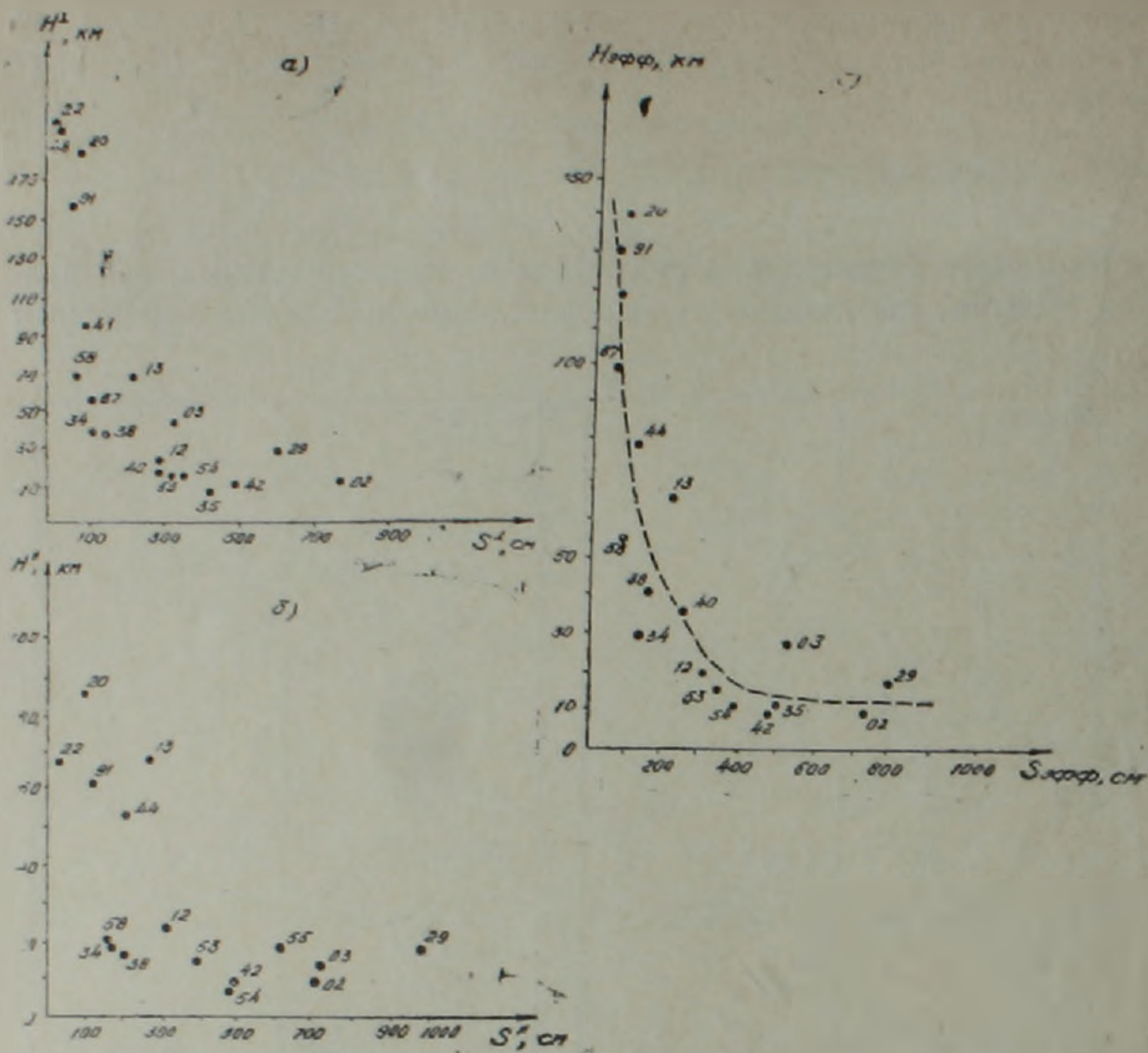


Рис. 3. Графики корреляционной зависимости $H = f(S)$.

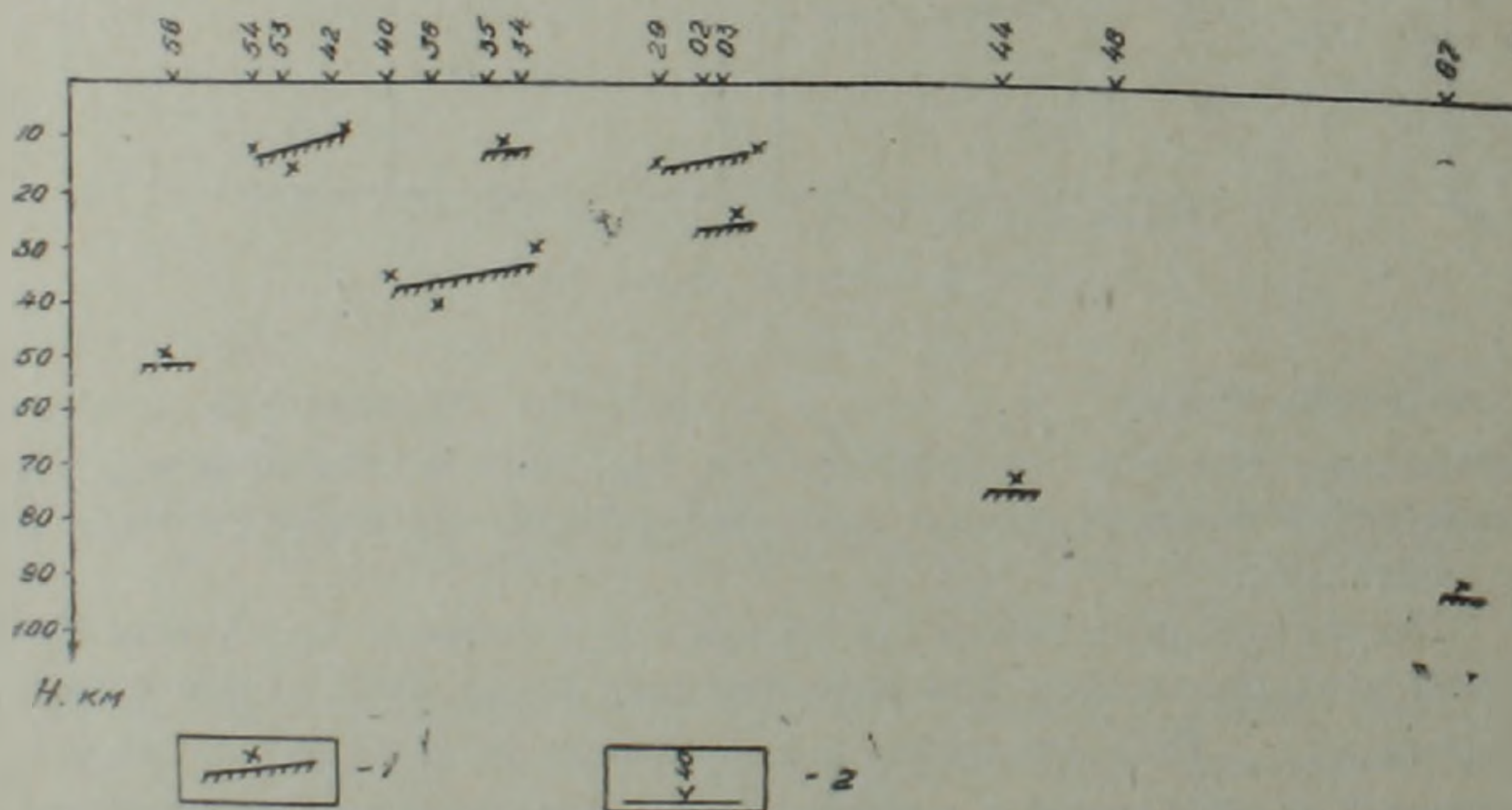


Рис. 4. Результаты интерпретации данных МТЗ по профилю V—V. 1. Глубина залегания проводящего слоя по данным МТЗ. 2. Пункты МТЗ.

На рис. 3 приведены корреляционные зависимости $H_{np} = f(S)$. Формально эффект S , как и полагается, больше проявляется на графиках $H_{np} = f(S')$, чем на кривых $H_{np} = f(S'')$. Однако категорически утверждать, что график $H_{np} = f(S')$ имеет четкий характер, очевидно, нецелесообразно. Более справедливым, на наш взгляд, является следующее значение:

1) на обоих графиках выделяются три группы значений:

$H_{np} = 8-10$ км; $15-20$ км; $60-85$ км; $H_{np} = 8-10$ км; $15-30$ км; $40-100$ км;

2) на обоих графиках суммарной продольной проводимости $S = 100$ см отвечают как малые ($10-15$ км), так и большие ($40-50$ км) значения глубин залегания проводящих горизонтов.

Учитывая, что наименее искажены при трехмерных геоэлектрических неоднородностях эффективные кривые, рассмотрим график $H_{эфф.} = f(S_{эфф.})$, представленный на рис. 3в. В сущности этот график распадается на три части:

а) в интервале $S = 150-350$ см поведение графика формально свидетельствует о проявлении эффекта S ;

б) В интервале $S = 50-150$ см нет корреляционной зависимости $H = f(S)$: примерно одним и тем же значениям S отвечают значения глубин от 30 до 150 км;

в) в интервале $S = 350-800$ см также не отмечается какая-либо зависимость $H = f(S)$: почти трехкратному изменению суммарной проводимости отвечают глубины $H = 10-15$ км.

На рис. 4 показаны результаты формальной интерпретации кривых МТЗ по профилю $V-V$. По нисходящим ветвям кривых МТЗ выделяются локализованные проводящие зоны, расположенные на различных глубинах: $H = 10-15$ км; $H = 20-40$ км; $H = 60-100$ км. Относительно небольшой объем (13 зондирований по профилю $V-V$) не позволяет в настоящее время достаточно обоснованно судить о природе обнаруженных проводящих зон. Тем не менее следует отметить следующее:

1) Четкие протяженные нисходящие ветви, проявляющиеся как на продольных, так и на поперечных кривых МТЗ, прежде всего убедительно свидетельствуют о фактической реальности существования проводящих зон.

2) Наиболее интересным обстоятельством представляется обнаружение проводящих зон на глубинах 9-15 км. Насколько нам известно, на территории Кавказского региона до сих пор подобных явлений не отмечалось.

3) Выявленные проводящие зоны находятся в интервале глубин, отвечающем расположению очагов землетрясений, зафиксированных на территории Армянской ССР в наиболее сейсмоактивной центральной зоне армянской складчатости.

4) Факт проявления проводящих зон на глубинах $H=20-40$ км, $H=60-100$ км не противоречит всем данным глубинной геоэлектрики по Кавказскому региону, полученным в настоящее время.

Аналогичные материалы получены на территории Азербайджана, ($H=30-40$ км), на Северном Кавказе ($H=80-100$ км).

5) Наблюдается корреляционная зависимость между данными МТЗ и геотермии: меньшим глубинам залегания проводящих слоев отвечают большие величины тепловых потоков.

Карта тепловых потоков, представленная на рис. 1, указывает на большой диапазон изменения потока и свидетельствует о резкой энергетической неоднородности недр территории Армении. В то же время в пространственном распределении теплового потока наблюдается весьма четкая закономерность. Все значения потока от $2.0 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек}$ и выше расположены в центральной полосе, в общих чертах совпадающей с Мисхано-Зангезурской геосинклинальной зоной. К юго-западу и северо-востоку от центральной полосы, в сторону Араксинской и Куринской депрессий, значения потока уменьшаются до фонового ($1.0-1.2 \text{ мккал/см}^2 \text{ сек}$).

На профиле V—V границей области с высоким и низким тепловыми потоками является северный борт Севанского синклинория. Эта особенность хорошо коррелируется с полученными результатами МТЗ. Действительно, севернее оз. Севан не получено ни одного результата с малыми значениями глубины залегания проводящего горизонта.

Определенный интерес представляет сопоставление результатов МТЗ с картиной распределения температуры на глубине. Температура глубинных слоев оценена аналитическим способом, путем экстраполяции наблюдаемых приповерхностных значений теплового потока, с учетом характера сейсмологического разреза данного участка и радиогенного тепла, выделяющегося в каждом слое [5]. Конечно, решать такую задачу в строгой постановке в настоящее время не представляется возможным. Тем не менее, полученные расчетные величины температуры хорошо согласуются с предполагаемыми температурными условиями выявленной зоны повышенной электропроводности пород. А именно, верхняя кромка вышеуказанной зоны, определенная по результатам интерпретации кривым МТЗ, находится ниже расположения геотермы 400°C , т. е. в интервале температур, когда должна происходить дегидратация пород ($400-800^\circ\text{C}$).

Одновременно интересно отметить, что в пределах центральной полосы на глубинах того же порядка выявлены слои с пониженными скоростями сейсмических волн [3].

В настоящее время трудно со всей определенностью судить об истинной природе слоев с повышенной электропроводностью и пониженными скоростями сейсмических волн. Но вероятность того, что здесь имеет место разогрев породы с частичным расплавлением вещества и присутствием хорошо проводящих растворов, весомая.

С развитием глубокого бурения эти слои и окружающие их области активной циркуляции подвижного материала могут приобрести огромное практическое значение как резервуары громадного скопления геотермальной энергии, пригодной для промышленного освоения.

Полученные результаты, на наш взгляд, открывают интересные перспективы для дальнейших геоэлектрических исследований на территории Армении. Особенностью таких исследований является гармоничное сочетание комплекса задач разведочного и глубинного характера. Известно [1], что метод МТЗ позволяет надежно картировать разломы в фундаменте. На территории Армении к разломам зачастую приурочены эпицентры землетрясений. В последние годы выявлено, что глубинные разломы могут контролировать месторождения различных полезных ископаемых. Именно здесь и смыкаются в данном случае разведочные и глубинные исследования. Глубинные геоэлектрические исследования на территории Армении в настоящее время, на наш взгляд, должны быть ориентированы в первую очередь для решения следующих вопросов:

1. Возможность надежного картирования глубинных разломов в фундаменте, земной коре с помощью метода МТЗ.

2. Выяснение взаимосвязи проводящих зон фундамента, земной коры с разломами.

3. Взаимосвязь проводящих зон в земной коре с тепловым потоком. Для территории Армянской ССР такие исследования приобретают особую важность, если учесть, что местами кровля проводящего слоя расположена на глубинах около 8—9 км, которые в недалеком будущем будут доступны для глубокого бурения.

4. Взаимосвязь проводящих слоев с зонами повышенной сейсмической активности.

5. Выяснение реальности одновременного существования проводящих зон, расположенных на глубинах $H=8-15$ км, $H=20-40$ км (коровые слои), $H=80-150$ км (мантийные слои).

Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических методов разведки (ВНИИГеофизика).

Управление геологии Армянской ССР

Поступила 22. IX. 1980.

Գ. Ա. ԶԵՐՆԱՎՈՐԻ, Վ. Օ. ՅԱՆԿՅԱՆ, Ռ. Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՋ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՄԱԳՆԻՍԱՏԵԼԿՈՒՐԻԿ
ԶՈՆԻԱԿՈՐՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բնարկվում են մագնիսատեղությունից զոնդավորման տվյալներին
մշակման մեթոդիկայի մի քանի հարցեր և բնութագրվում են ուսումնասիր-
ված պրոֆիլի երկրաէլեկտրական կտրվածքի առանձնահատկությունները:

Տեղեկություն է բերված ՀՍՍՀ բնատարածքում առաջին անգամ հայտնաբերված 9—15 կմ խորության վրա էլեկտրահաղորդիչ շերտի գոյության մասին: Նշված շերտի տարածումը ամենայն հավանականությամբ համընկնում է մինչ այդ քարտեզագրված գեոթերմալ անոմալ շրջանի հետ:

G. A. CHERNYAVSKY, V. O. YANIKIAN, R. T. MIRIDJANIAN

SOME RESULTS OF THE ARMENIAN SSR TERRITORY ABYSSAL MAGNETOTELLURIC SOUNDING

A b s t r a c t

The problems of magnetotelluric sounding materials processing methods are considered and the peculiarities of geoelectrical section are characterized in this paper. The information on the revealing of a high electroconductive intercrust layer is brought and the possible connection between its spatial disposition and the heat flow anomal amounts is shown.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Альперович И. М., Харасанов В. В., Чернявский Г. А. Изучение разломов Северного Сахалина по данным МТЗ. Геология нефти и газа, № 4, 1972.
2. Асланян А. Т. Тектоника. В кн. «Геология СССР», том XLIII, «Армянская ССР». «Недра», М., 1970.
3. Гаретовская И. В. Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемым станциями «Земля». В кн. «Геофизические поля и сейсмичность». «Наука», М., 1975.
4. Обухов Г. Г., Чернявский Г. А., Язовлев И. А. Возможности магнитотеллурических исследований горизонтально-неоднородных сред с применением нормирования импедансов на внутреннее магнитное поле. Геология и геофизика, № 9, 1979.
5. Мириджанян Р. Т. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1979.

УДК 550.34(479.25)

Ш. С. ОГАНИСЯН, С. Н. НАЗАРЕТЯН

О СВЯЗИ МЕЖДУ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Путем сопоставления линейных элементов гравитационного и магнитного полей с картой эпицентров землетрясений изучена связь между ними. Выделены элементы, которые характеризуются высокой сейсмической активностью, к числу которых относятся зоны больших градиентов гравитационного поля, районы их пересечения и сочленения, границы магнитных зон и подзон, линии нарушения структуры аномального магнитного поля, районы пересечения региональных зон больших градиентов Δg с линиями нарушения структуры магнитного поля и др. Эти закономерности позволяют сделать вывод о возможности применения геофизических полей с целью выделения сейсмогенных зон.

Проблема выделения сейсмогенных зон включает ряд вопросов как по изучению геологических условий возникновения землетрясений, так и по установлению связи между различными геофизическими полями и сейсмичностью. Следовательно, решать эту проблему без привлечения геологических, геофизических и геодезических материалов нельзя, поскольку тектонические движения и сейсмичность являются следствием одного и того же эндогенного процесса. Тектонические движения в свою очередь определяют формы складок и рельефа, а также формируют распределение геофизических полей.

Известно, что земной шар в целом находится в состоянии изостатического равновесия. Однако наблюдаются и многочисленные нарушения равновесия в районах повышенной тектонической активности.

Нарушения изостатического равновесия отдельных участков земной коры являются результатом действия глубинных тектонических сил и при отсутствии антиизостатических сил аномальное распределение масс в земной коре быстро переходит в равновесие, поэтому наличие изостатических аномалий силы тяжести чаще всего свидетельствует об активности тектонического процесса. С этой точки зрения возникает необходимость изучения в первую очередь изостатических аномалий физических полей. Совершенно справедливо отмечают исследователи [1], что нарушение изостатического равновесия является таким же показателем современной активности того или иного региона, как и современные движения земной коры, вулканизм, сейсмичность и т. п. Из карты изостатических аномалий [1] следует, что земная кора в пределах Армении в целом находится в изостатическом равновесии.

Куринской зоне прогибания соответствует область наиболее интенсивных положительных изостатических аномалий силы тяжести. В не-

которых местах интенсивные положительные аномалии выходят за границу Куринского межгорного прогиба в пределы зоны моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа.

Аналогичная картина наблюдается в зоне Средне-Араксинского межгорного прогиба, которая пространственно совпадает с зоной положительных изостатических аномалий силы тяжести за исключением Ереванского прогиба, которому соответствует пониженное значение изостатических аномалий.

Неовулканическая зона Антикавказа характеризуется пониженными значениями изостатических аномалий силы тяжести (+15 мгл). Местами наблюдаются даже отрицательные аномалии, близкие к нулевым значениям.

Тот факт, что Куринская впадина и Средне-Араксинская котловина характеризуются интенсивными положительными изостатическими аномалиями, может служить указанием на связь погружения этих участков с уплотнением вещества в результате заполнения прогибов осадками, а неовулканическая зона Антикавказа, которая характеризуется пониженными значениями изостатических аномалий, совпадает с участками поднятия, средняя суммарная амплитуда которого составляет 2000 м. Это подтверждается отсутствием отложений целого ряда систем (девона, карбона, перми, триаса, юры, нижнего мела).

По границе между зонами Средне-Араксинского прогиба и неовулканического поднятия, а также между зонами моноклинального поднятия северо-восточного склона Антикавказа и Куринской депрессии, горизонтальные градиенты изостатических аномалий достигают максимальных значений, особенно в тех местах, где градиенты новейших движений также характеризуются наибольшими величинами.

Подавляющее большинство землетрясений Армении имеет неглубокие очаги (порядка 5—10 км), за исключением некоторых землетрясений, глубины очагов которых также оказываются небольшими (20—25 км). Это дает возможность при выделении сейсмогенных зон на территории Армении наряду с картой изостатических аномалий использовать также другие геофизические данные, которые отражают строение верхних частей земной коры.

Гравитационное поле на всей рассматриваемой территории, представленное редукцией Буге, повсеместно характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Наиболее интенсивными отрицательными аномалиями характеризуются почти все главнейшие хребты и возвышенности Армянского нагорья, возможными причинами которых являются процессы, происходящие в подкоровом слое и приводящие к разуплотнению вещества в зонах поднятия. Поле Δg имеет зональный характер. Четко выделяются три гравитационные зоны общекавказского простирания: Среднеараксинская, Центральная и Северо-Восточного склона Антикавказа.

Среднеараксинская зона повышенных значений аномалий силы тяжести, в пределах которой отмечается ряд аномалий второго и более

низкого порядка в виде относительных максимумов, разделяющихся друг от друга либо локальными минимумами, либо зонами больших горизонтальных градиентов, совпадает с областью прогибания, состоящей из ряда положительных плиоцен-антропогенных и унаследованных от олигоцен-миоцена впадин, разделенных поперечными поднятиями палеозойского основания.

Центральная зона интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести соответствует области развития новейших тектонических движений, происходивших в плиоцене и постплиоцене и игравших исключительную роль в создании современного высокогорного, сильно расчлененного рельефа Армянского нагорья.

Крупные вулканические сооружения Армянского нагорья (Ахаллакское, Арагацкое, Гегамское, Сюникское и др.), на которых насажены многочисленные вулканические центры извержений, характеризуются интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести. Вышеуказанные участки в плиоцене и антропогене испытывали поднятия брахиантиклинального типа с амплитудой свыше 3000 м.

Существенной особенностью всех областей поднятия является приуроченность к их ядрам пород интрузивного комплекса. Кроме этого в пределах зоны поднятия расположены многочисленные минеральные источники, иногда с высокой температурой [2].

Зона Северо-Восточного склона Антикавказа, как и Средне-Араксинская, характеризуется относительным гравитационным максимумом. Но в отличие имеет несложное строение.

При сопоставлении карты Δg в редукции Буге с картой эпицентров землетрясений заметно, что из элементов гравитационного поля относительно полноценная связь наблюдается между зонами больших градиентов и сейсмичностью, поэтому на рис. 1 нанесены лишь эти элементы поля Δg . По размерам и величине градиентов, зоны больших градиентов Δg территории Армении неравнозначны. При пересчете поля по высоте намечается, что по высоте трансформации, непротяженные зоны больших градиентов постепенно исчезают и четко выделяются лишь две региональные зоны градиентов, по которым территория Армении расчленяется на гравитационные зоны. Эти градиентные зоны имеют глубинный характер и ограничивают мегаблоки (тектонические зоны) земной коры. Одна из них протягивается по направлению Ани—Ереван—Джульфа и прослеживается за пределами СССР. Величина горизонтального градиента Δg составляет в среднем 3—4 мгал/км, притом градиент в пределах Араратской котловины больше, чем в Нахичеванской котловине. Надо сказать, что по этому направлению, на картах изостатических аномалий также протягивается зона больших градиентов. Эпицентры Ленинканских, Талинских, Двинских, Садаракских, Нахичеванских и Джульфинских землетрясений расположены в пределах этой зоны больших градиентов Δg . Заметно также, что интенсивность землетрясений в пределах Араратской котловины больше, чем в Нахичеванской котло-

вине. Это, по-видимому, коррелируется с величиной градиентов зоны гравитационного поля.

Вторая зона больших градиентов Δg протягивается по направлению Алаверди—Башкенд—Горис—Шишкерт и также имеет региональ-

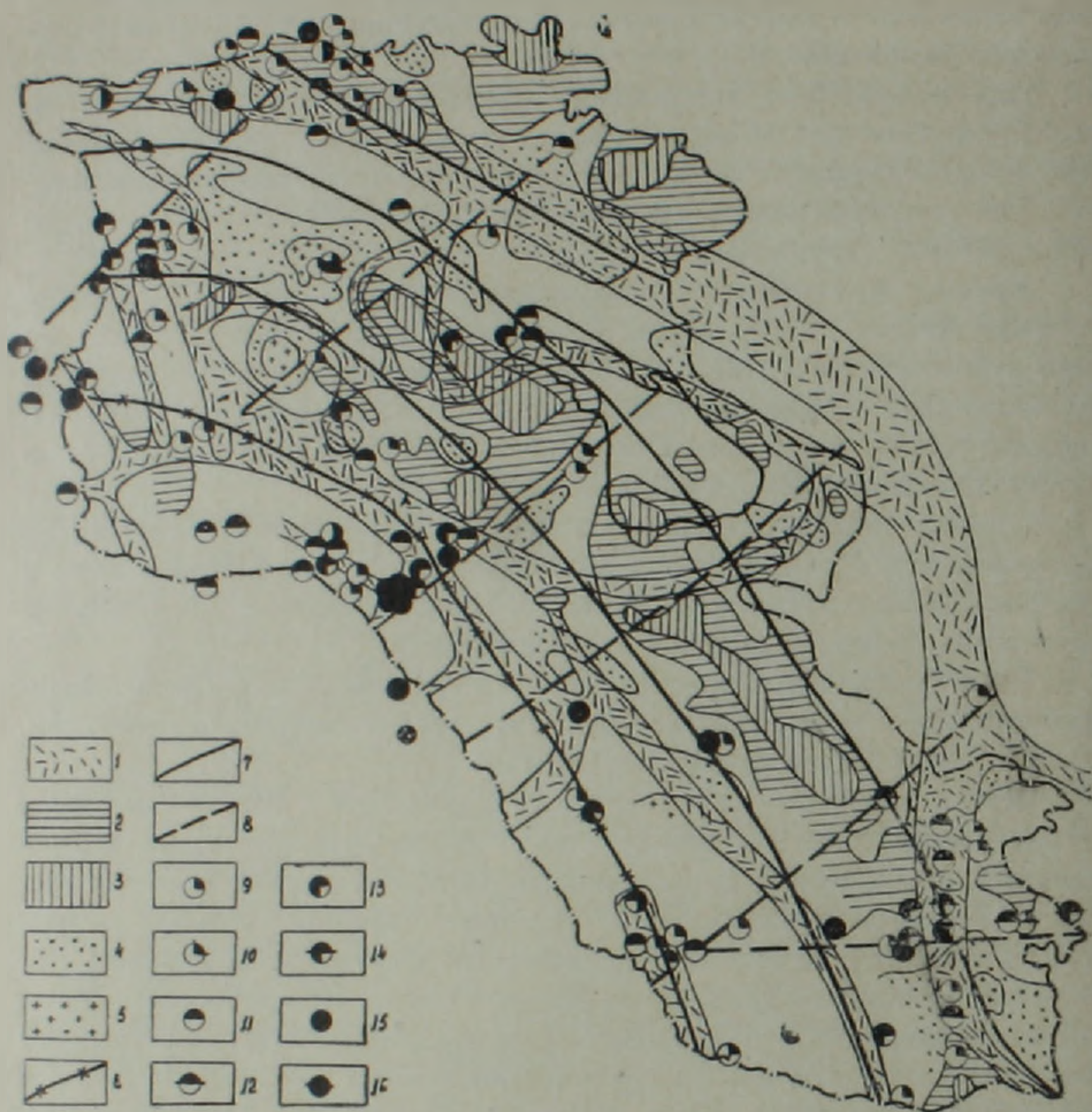


Рис. 1. Схема элементов гравитационного и магнитного полей и карта эпицентров землетрясений территории Армянской ССР. 1—зоны больших градиентов Δg ; аномалии магнитного поля; 2—положительные аномалии с интенсивностью до 3 мэ; 3—положительные аномалии с интенсивностью 3 мэ и более; 4—отрицательные аномалии с интенсивностью до 3 мэ; 5—отрицательные аномалии с интенсивностью менее 3 мэ; 6—граница магнитных зон; 7—границы магнитных подзон; 8—линии нарушения структуры аномального магнитного поля. Эпицентры землетрясений в баллах [11]: 9—5, 10—5—6, 11—6, 12—6—7, 13—7, 14—7—8, 15—8, 16—8—9.

ный характер. Она на северо-западе продолжается на территории Грузии, а на юго-востоке—Ирана. В отличие от центрального фрагмента градиентной зоны, северо-западный и юго-восточный фрагменты являются сейсмоактивными. Здесь к градиентной зоне приурочены много-

численные эпицентры сильных и слабых землетрясений, причем интенсивность землетрясений на юго-восточном фрагменте больше, чем на северо-западном. Надо отметить, что величина горизонтального градиента Δg указанных фрагментов также неодинакова. Она относительно больше на юго-востоке.

Остальные зоны больших градиентов Δg имеют локальный характер и ограничивают геоблоки более низкого порядка. Но, несмотря на это, намечается пространственная связь эпицентров с некоторыми локальными градиентными зонами (в пределах Ленинканской и Араратской котловин, Зангезурского хребта, в Гукасянском районе и др.). Особенно высока сейсмоактивность в районах пересечения и сочленения зон больших градиентов. К таким структурным элементам гравитационного поля приурочены Ленинканский, Двинский, Алавердский, Талинский группы эпицентров.

Территория Армении характеризуется высокоградиентным, знакопеременным аномальным магнитным полем с разной интенсивностью и морфологией аномалий. Такое сложное строение магнитного поля обусловлено сложным геологическим строением. Особое влияние на магнитное поле имеют магматические образования, которые присутствуют почти во всех системах и по магнитным свойствам сильно дифференцированы. Горные породы нижней юры и более древние (кроме интрузивов) в основном характеризуются слабомагнитными свойствами и особое влияние на аномальное магнитное поле не имеют. Картина поля особенно осложнена влиянием комплекса пород, перекрывающих среднюю юру. Аномалии, имеющие более глубинные источники, обусловлены магматическими телами, которые внедрялись по зонам глубинных разломов.

Пересчеты аномального магнитного поля по высоте, высотные аэромагнитные съемки и прямые расчеты показывают, что источники основной части магнитных аномалий лежат до тех глубин, где расположены очаги подавляющей части землетрясений, т. е. до 20—30 км. Этот факт уже дает основание применения магнитометрии для выделения сейсмогенных зон.

Опыт изучения сейсмичности в разных регионах показывает, что из геоструктур особенно сейсмогенными являются линейные структуры (разрывные нарушения, оси складок и т. п.) и районы их пересечения, поэтому при выделении сейсмогенных зон нами рассмотрены линейные геомагнитные элементы регионального характера. На рис. 1 выделены некоторые такие структуры, к числу которых отнесены границы магнитных зон и подзон; линии нарушения структуры аномального магнитного поля. Без геологической интерпретации указанных структур поля ΔT рассмотрим их связь с эпицентрами землетрясений.

Граница магнитных зон проходит по направлению п. Анипемза—г. Ереван—с. Джульфа и расчленяет территорию Армении на две крупные, резко отличающиеся друг от друга магнитные зоны: Приараксинская и Присеванская. Приараксинская зона охватывает Араратскую и Нахичеванскую котловины и характеризуется спокойным, близко к ну-

левым значениям, безградиентным аномальным магнитным полем. Присеванская зона охватывает целиком горное сооружение Малого Кавказа и по характеру ΔT является противоположной Приараксинской. Здесь преобладают аномалии разных размеров и разного знака, интенсивность которых достигает несколько тысяч гамм. Граница магнитных зон приблизительно совпадает с Ереван—Нахичеванской зоной больших градиентов Δg и является высокосейсмичным. Анийская, Двинская и Нахичеванская группы эпицентров сильных землетрясений приурочены к границе магнитных зон.

Граница магнитных подзон по направлению Алаверди—Башкет совпадает с региональной зоной больших градиентов Δg . Северо-восточнее от этой границы поле ΔT имеет положительное значение с относительно изометрическими формами магнитных аномалий, а юго-западнее границы поле имеет в основном отрицательное и близкое к нулю значение. К северо-западному отрезку границы магнитных подзон приурочены несколько эпицентров относительно несильных землетрясений.

Особенно четко выделяются границы магнитных подзон по направлениям Гукасян—Севан—Шишкерт и Ленинанкан—Азизбеков—Ордубад, которые ограничивают с севера, северо-востока и юга, юго-запада зону интенсивных положительных аномалий ΔT . На высокоточных аэромагнитных картах эти границы выражены узкими (3—6 км) протяженными зонами больших градиентов магнитного поля (30—60 гамм/км, при высоте съемки 4200 м [10]). Эпицентры сильных землетрясений, приуроченных к центральным отрезкам этих магнитных границ, неизвестны. Наоборот, высокосейсмичны их северо-западные и юго-восточные отрезки, которые по магнитной характеристике резко отличаются от центральных отрезков. Если по центральным отрезкам в поперечном направлении намечается четкая смена знака и интенсивности магнитного поля, то по северо-западным и юго-восточным отрезкам такая картина не наблюдается. Здесь, вдоль границ магнитных подзон, падает интенсивность поля ΔT и принимает значение близкое к нулю. К северо-западному отрезку границы магнитных подзон по направлению Гукасян—Севан—Шишкерт приурочены эпицентры землетрясений Гукасяна, Кировакана, Севана, юго-восточному—Сюника. К границе подзон Ленинанкан—Азизбеков—Ордубад на северо-западе приурочены землетрясения Ленинанканского района, а на юго-западе—Азизбекова, Зангезурского хребта и Ордубада.

Линейная отрицательная аномалия по направлению горстов Арарат—Камо простирается в антикавказском направлении и нарушает общекавказскую зональность аномального магнитного поля. Она нарушает сплошность интенсивных положительных аномалий, соответствующих складчатой зоне Армении. Вдоль этой аномалии расположены сильные и разрушительные землетрясения Арарата, Двина, Камо. На основе линейного расположения эпицентров указанных землетрясений С. А. Пирузяном по оси магнитной аномалии проведен региональный разлом [11].

Линия нарушения структуры поля ΔT по направлению Каджаран—Кафан имеет субширотное простирание, по обе стороны от которой резко меняется характер поля.

Севернее линии поле ΔT характеризуется интенсивными, крупными положительными аномалиями, южнее—интенсивной отрицательной аномалией. Вдоль указанной линии на высокоточных аэромагнитных картах намечается зона больших градиентов ΔT . Пространственно к этому направлению приурочены эпицентры сильных землетрясений, в том числе зангезурских землетрясений 1931 и 1968 г. г. Вероятное направление разрыва по определениям динамических параметров землетрясений 1968 г. протягивается вдоль этой линии [6].

Высокой сейсмичностью характеризуется линия нарушения структуры магнитного поля по направлению Ани—Ленинакан—Степанаван, к которой приурочены многочисленные эпицентры, в том числе и разрушительных землетрясений районов городов Ани, Ленинакан, Степанаван. Особенно высока сейсмичность в тех местах, где линия нарушения структуры поля ΔT антикавказского направления пересекается с границами магнитных зон и подзон (Ани, Ленинакан, Алаверди). Вдоль указанной линии намечается понижение интенсивности поля, величина которой приближается к нулю.

Арагац—Иджеванская линия нарушения структуры аномального магнитного поля также протягивается в антикавказском направлении, вдоль которой значение ΔT резко понижается и принимает нулевое и близкое к ней значение. По обе стороны линии в центральном отрезке меняется знак и форма магнитных аномалий, а на северо-востоке и юго-западе— рисунок поля. Землетрясения Арагаца, Апарана, Фиолетово и Иджевана приурочены к указанному элементу поля.

В общем плане заметно, что районы, которые характеризуются интенсивными положительными магнитными аномалиями больших размеров, являются относительно слабосейсмическими (Гегамское, Сюникское нагорья, Ноябрьерянский и Шамшадинский районы), а в районах, где наблюдается знакопеременное, дифференцированное поле ΔT , сейсмичность больше (Ленинаканская, Араратская котловины, Зангезурский, Севанский и Алавердский районы и др.).

Намечается также одно важное соотношение между гравитационным, магнитным полями и сейсмичностью. Районы, где пересекаются региональные зоны больших градиентов Δg с линиями нарушения структуры магнитного поля, как правило, характеризуются высокой сейсмичностью. Двинская, Зангезурская, Алавердская, Ленинаканская, Талинская группы эпицентров расположены именно в таких районах.

Важной особенностью сейсмичности Антикавказа является то, что от северо-востока к юго-западу возрастает сейсмическая активность (частота и сила землетрясений), или она возрастает от области раннеальпийской складчатости к области позднеальпийской складчатости [5]. Изучение данных высокоточной нивелировки показывает, что имен-

но в этом направлении увеличивается и амплитуда вертикальных движений земной коры, и они более дифференцированы.

Обобщая вышесказанное можно заметить, что успешно можно применять геофизические поля для выявления сейсмоактивных зон на территории Армянской ССР, при этом особое внимание надо уделять наиболее вероятным сейсмогенным элементам гравитационного и магнитного полей, к числу которых относятся зоны больших градиентов гравитационного поля, районы пересечения и сочленения зон больших градиентов Δg , границы магнитных зон и подзон, линии нарушения структур аномального магнитного поля, районы пересечения границ магнитных зон и подзон с линиями нарушения структуры поля ΔT , районы пересечения региональных зон больших градиентов Δg с линиями нарушения структуры магнитного поля.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 27.III.1979.

Շ. Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍԻԱՆ, Ս. Ն. ՆԱԶԱՐԵՏԻԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲՆԱՏԱՐԱԾՔՈՒՄ ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ԴԱՇՏԵՐԻ
ԵՎ ՍԵՅՍՄԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԻՋԵՎ ԵՂԱԾ ԿԱՊԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Անոմալ գրավիտացիոն և մագնիսական դաշտերի գծային տարրերի սխեմայի և էպիկենտրոնների քարտեզի համադրումից նկատվում են որոշակի օրինաչափություններ, որոնք թույլ են տալիս առանձնացնելու ՀՍՍՀ բնատարածքի սեյսմոգեն գոտիները, նշված դաշտերի հավանական սեյսմոգեն տարրերից են՝ բարձր գրադիենտային գրավիտացիոն գոտիները, այդ գոտիների հատման շրջանները, մագնիսական անոմալ դաշտի գոտիների և էնթալպիայի սահմանները, ֆիզիկական դաշտերի ստրուկտուրային կտրուկ փոփոխման ուղղությունները և այլն:

SH. S. HOVHANNISIAN, S. N. NAZARETIAN

ON THE CONNECTION BETWEEN GEOPHYSICAL FIELDS AND
SEISMICITY ON THE ARMENIAN SSR TERRITORY

A b s t r a c t

A comparison of gravitational and magnetic fields linear elements and earthquakes epicentres chart is made to investigate the connection between them. The elements are marked out which are characterized by the high seismic activity as gravitational field large gradients zones, magnetic zones and subzones boundaries, anomal magnetic field struc-

ture dislocation lines. These regularities allow to conclude the possibility of physical fields applying in marking out the seismogene zones.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Артемьев М. Е.* Изостазия. «Наука», М., 1973.
2. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», 1958.
3. *Гамбурцев Г. А.* Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 1, 1955.
4. *Габриелян А. А.* Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и географ. наук, т. XVI, № 4—5, 1963.
5. *Габриелян А. А., Пирузян С. А.* Сейсмическая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
6. *Карапетян Н. К.* Результаты сейсмологического изучения Зангезурских землетрясений 1968 г. В кн. «Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения».
7. *Кириллов И. В., Люстих Е. Н. и др.* Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, М., 1960.
8. *Люстих Е. Н., Магницкий В. А.* Вертикальные движения земной коры, изменения гравитационного поля во времени и перемещения подкорových масс. В кн. «Современные движения земной коры». Изд. АН СССР, М., 1963.
9. *Никольский Ю. Н. и др.* Некоторые черты геологического развития территории Армении по данным геофизики. «Методы разведочной геофизики», вып. 12, «Недра». Л., 1971.
10. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. «Наука», М., 1977.
11. *Пирузян С. А.* Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Изд. «Айастан», Ереван, 1969.
12. *Субботин С. И., Наумчак Г. Л., Рахимова И. Ш.* Процессы в верхней мантии Земли и строение земной коры. Изд. «Наукова думка», Киев, 1964.

УДК 550.347.62

А. Г. БАБАДЖАНЯН, С. М. ОГАНЕСЯН

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПО ПРОФИЛЮ МАРКАРА—ПОЙЛЫ

На основе количественной интерпретации гравиметрических данных с использованием геологических, сейсмологических и других геофизических материалов построена гравитационная (плотностная) модель верхней части земной коры по профилю Маркара—Пойлы. Выделяются 3 группы вертикальных границ, по которым исследуемая территория подразделяется на системы блоков, прослеживаемые на различные глубины земной коры. Устанавливается уменьшение количества блоков по глубине.

Одной из центральных проблем современной геофизики является построение комплексной геофизической модели земной коры и верхней мантии. Геофизическая модель совместно с геологической и геохимической моделями может служить основой для создания объединенной модели Земли, которая позволит уточнить особенности строения верхней части планеты, а также будет способствовать установлению общих закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых [3].

Начальным этапом решения проблемы является создание моделей по различным геофизическим полям. К числу главнейших относится гравитационная или плотностная модель, которая строится по наблюдаемому гравитационному полю с учетом имеющихся геолого-геофизических данных. Основной способ построения плотностных моделей — метод подбора, который в настоящее время интенсивно автоматизируется и реализуется с использованием ЭВМ.

Построение плотностной модели осуществляется методом интерпретационного моделирования [9]. Данная методика реализуется с помощью решения обратной задачи гравиметрии, которая в общем случае некорректна [11]. Опыт многолетних исследований в различных регионах СССР показывает, что комплексная интерпретация гравиметрических и сейсмических данных является важным средством для снижения многозначности и повышения данных достоверности (устойчивости) построения разрезов земной коры [6, 13]. Исходя из этого, при построении плотностной модели земной коры территории Армянской ССР, за исходные данные целесообразно принимать результаты сейсмологических исследований со станциями «Земля», которые проводились в период 1968—1975 гг. и носили в основном маршрутный характер [7, 8].

По результатам этих исследований, помимо поверхностей кристаллического фундамента и Мохо, в верхней части земной коры были так-

же выделены различные скоростные границы (слои) и система разломов, относимых авторами работы к категории глубинных, т. е. пересекающих всю земную кору.

Для построения плотностной модели не все сейсмологические профили равнозначны, так как некоторые из них расположены в региональных градиентных зонах аномалий силы тяжести (Кармрашен—Ехегнадзор, Цовагюх—Зардахач и др.). Наиболее удачными для изучения строения земной коры территории Армянской ССР совместно с гравиметрическими данными являются профили Маркара—Пойлы, Кабахлу—Джанахмед и другие.

В настоящей работе была поставлена задача—вдоль профиля Маркара—Пойлы на основании количественной интерпретации гравиметрических данных с использованием геологических, сейсмологических и других геофизических материалов построить плотностную модель верхней части земной коры, уточнить местоположение и количественно охарактеризовать зоны разломов, выявленных станциями «Земля» и результатами геологической съемки. При этом глубинность и достоверность построения модели существенно зависят от степени геолого-геофизической изученности района.

Исследуемый профиль с юго-запада на северо-восток пересекает Приараксинскую, Мисхано-Зангезурскую, Сомхето-Карабахскую мегаантиклинальные и разделяющие их Ереван-Ордубадскую и Присеванскую мегасинклинальные зоны [1]. Профиль расположен в пределах Среднеараксинской, Центральной и Алаверди-Иджеванской региональных гравитационных зон (рис. 1) [5].

При построении гравитационной модели верхней части земной коры по профилю Маркара-Пойлы, учитывая ряд факторов—отсутствие у нас гравиметрических данных территорий Турции и Ирана, недостаточные сведения о глубинной геологии, нечеткое прослеживание сейсмических границ по всей длине исследуемого профиля и другие обстоятельства—на данном этапе исследований следует ограничиться рассмотрением следующих вопросов:

- 1) определение средней глубины (асимптоты) и положения границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом;
- 2) изучение плотностных неоднородностей в верхней части земной коры;
- 3) выявление и определение глубины распространения вертикальных границ.

Количественная интерпретация гравитационных данных проводилась по программам С. М. Оганесяна для ЭВМ «Минск—22» [15]. Исходная двумерная плотностная модель аппроксимировалась совокупностью бесконечных вертикальных прямоугольных призм. Длина профиля составляла 140 км, точки располагались на горном рельефе местности с шагом, равным 2 км.

На первом этапе интерпретации по остаточной кривой на глубине 5 км $\Delta g_{ост.}$ (5 км), полученной по методу Тихонова—Буланже [2], оп-

ределялось положение границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом. За исходное положение поверхности фундамента была принята поверхность «Ф», выявленная станциями «Земля» (рис. 2) [7]. Средняя плотность пород кристаллического фундамента, исходя из имеющихся данных по физическим свойствам [5], была принята равной $2,80 \pm 0,05 \text{ г/см}^3$.

При помощи программы решения обратной задачи гравиметрии о контактной поверхности [15] для возможных избыточных плотностей ($0,15 \div 0,30 \text{ г/см}^3$) и различных глубин залегания аномалеобразующей поверхности ($-1,5 \div +1,10 \text{ км}$ относительно уровня моря) рассчитывались модели поверхности кристаллического фундамента (рис. 2 а, б, в).



Рис. 1. Схема районирования гравитационного поля исследуемой территории (составил А. Г. Бабаджанян). 1—относительные максимумы Δg , 2—относительные минимумы Δg , 3—зоны больших горизонтальных градиентов Δg , 4—профили исследований со станциями «Земля», 5—скважины.

По критерию невязки (обобщенный метод наименьших квадратов) заданного и вычисленного полей [11] была определена средняя глубина залегания поверхности кристаллического фундамента, которая для исследуемой территории равна 500 м ниже уровня моря.

Положение границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом выбиралось на основании анализа полученных результатов с учетом имеющихся данных геологической съемки и физических свойств горных пород исследуемой территории [1, 5]. Анализ показал, что наиболее близкие результаты к опорным данным получаются при $\Delta \sigma = 0,20 \text{ г/см}^3$ (имеются в виду данные скважин № 14 Раздан и № 30 Фонтан, а также неглубокое залегание пород фундамента в районе с. Раздан).

Наблюдается несовпадение результатов определения глубины залегания поверхности фундамента в районе с. Паракар (0,2÷0,3 км) с опорными данными скв. 114 (1,1—1,2 км). Учитывая, что в этом районе породы фундамента залегают непосредственно под третичными образованиями со средней плотностью 2,50 г/см³, необходимо избыточную плотность призм в районе пикетов 10—25 принять равной 0,30 г/см³.

При избыточных плотностях призм, равных 0,30 г/см³ (пикеты 10—25) и 0,20 г/см³ (остальные пикеты), и средней глубине аномалеобразующей поверхности 500 м ниже уровня моря заново было определено положение поверхности фундамента. Результат расчета, приведенный на рис. 2г, показывает, что построенная модель поверхности кристаллического фундамента хорошо согласуется с имеющимися вдоль профиля фактическими геологическими данными.

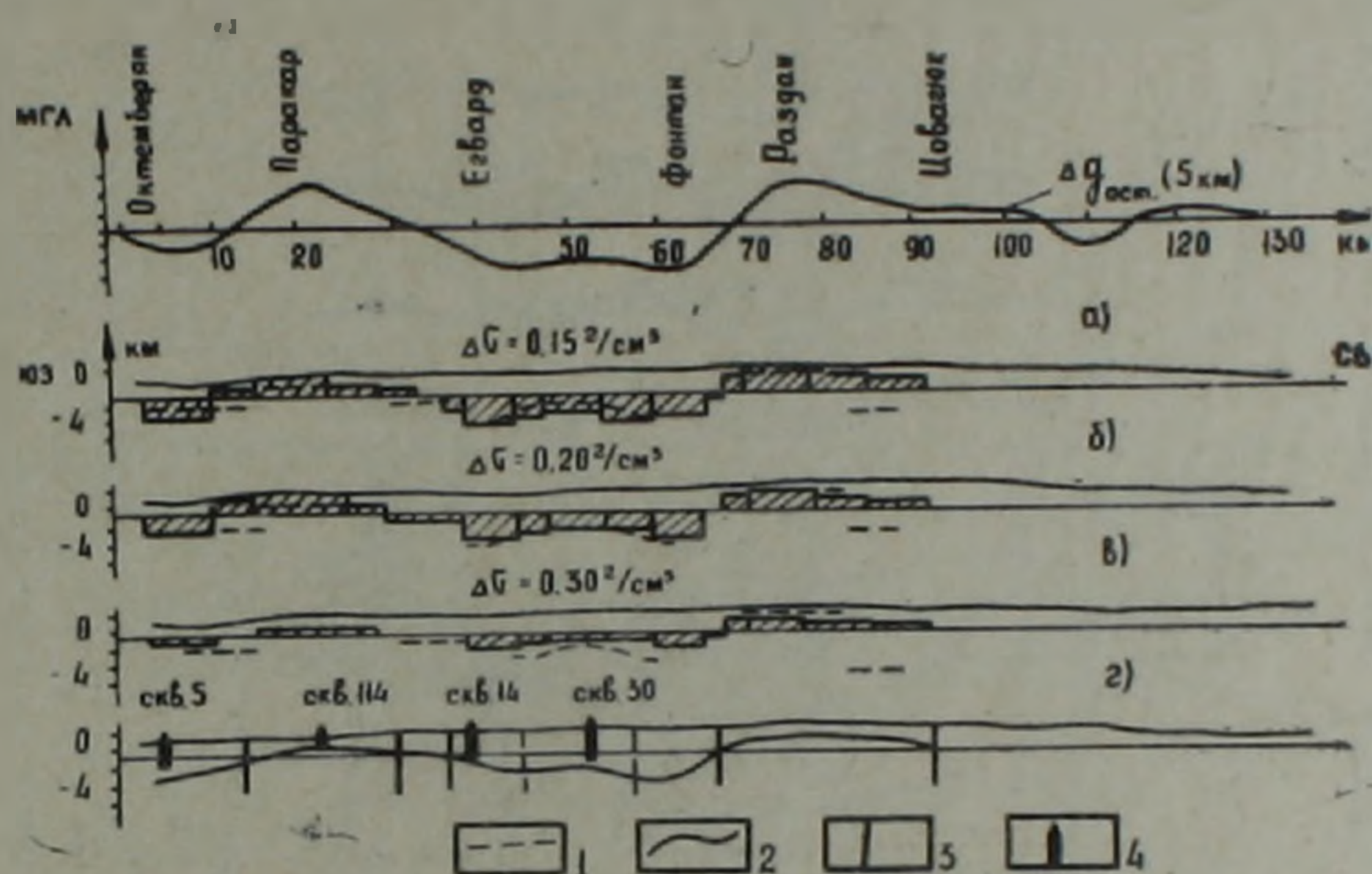


Рис. 2. Определение положения поверхности фундамента. 1— поверхность «Ф» по данным станций «Земля», 2— поверхность фундамента по данным Δg , 3— вертикальные границы в осадочном чехле, 4— скважины.

Построенная модель поверхности фундамента (рис. 2г) свидетельствует о его сложном блоковом строении, при котором средняя глубина залегания его поверхности равна 500 м ниже уровня моря и варьирует от 1500—1700 м выше до 2500—3000 м ниже уровня моря.

На втором этапе интерпретации с целью выявления плотностных неоднородностей в верхней части земной коры поле $\Delta g_{\text{рег.}}$ (5 км) было последовательно осреднено до глубины 15 км и далее до 25 км. По остаточным аномалиям $\Delta g_{\text{ост.}}^2$ и $\Delta g_{\text{ост.}}^3$ для избыточных плотностей 0,10, 0,15 и 0,20 г/см³ рассчитывались вероятные положения горизонтальных плотностных границ (рис. 3 а, б).

Глубины залегания асимптот искомых горизонтальных границ задавались (учитывая сейсмические данные) соответственно в интервале 7—12 и 16—22 км. Анализ полученных результатов (рис. 3) показывает,

что величины средних глубин залегания аномалеобразующих поверхностей 10 и 20 км совпадают со средними глубинами скоростных границ, выделенных по результатам интерпретации данных станций «Земля». При этом глубины залегания рассчитанных поверхностей изменяются в интервале от 3—6 км до 14—16 км для $H=10$ км и от 15—16,5 до 22—25 км для $H=20$ км.

Совокупный анализ рассчитанных моделей для фиксированных значений асимптот горизонтальных поверхностей и различных величин перепада плотностей показывает, что характер формы контактной поверхности остается неизменным, а меняется только величина амплитуды границы относительно средней глубины. Этот характерный признак позволяет на данном этапе исследований по совокупности результатов ин-

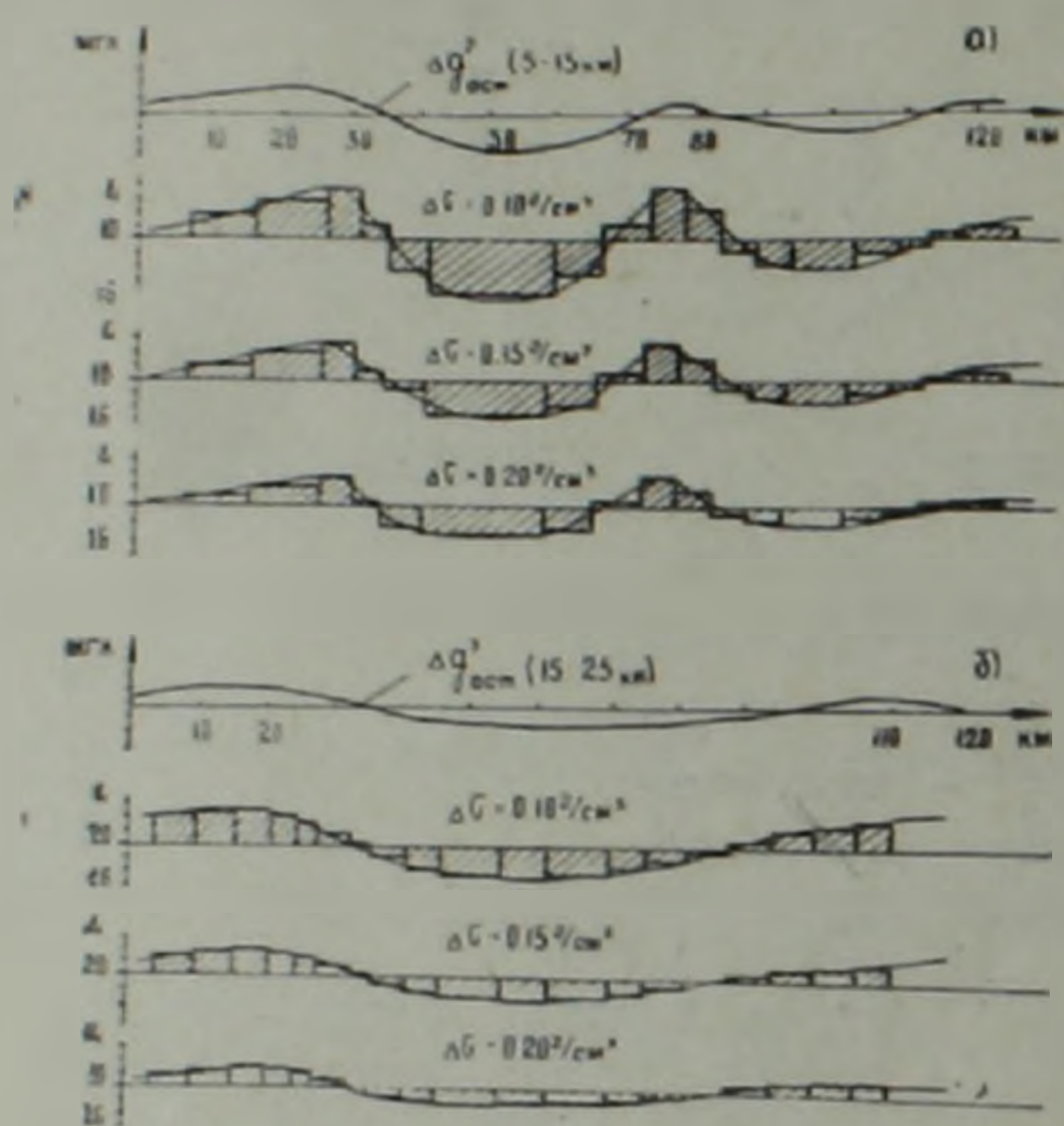


Рис. 3. Подбор разностных аномалий $\Delta g^2_{\text{ост.}}$ и $\Delta g^3_{\text{ост.}}$.

терпретации (рис. 3) на глубинах 0,5; 10 и 20 км выделять вертикальные границы на исследуемой территории. Критериями для выделения вертикальных границ служат резкое изменение глубины залегания и перемена знака амплитуды контактной поверхности относительно ее средней глубины.

По предельным глубинам вертикальных границ (разломов) на исследуемой территории можно выделить 3 основные группы: первая — в осадочном чехле (0—6 км); вторая — в «гранитном» слое (10—15 км) и третья — достигающая глубин 25 км и более (рис. 4).

Как видно из рис. 4, количество границ в группах неодинаково. Устанавливается уменьшение их количества в группах по глубине. Эти результаты согласуются с данными А. В. Чекунова и В. Г. Кучма по обобщению работ ГСЗ на юге Европейской части СССР, где в верхней части земной коры разрывов больше, а амплитуда смещения меньше, чем в низах коры [16]. Для того, чтобы с глубиной амплитуды разрывов увеличивались, необходимо допустить, что величины избыточных плотностей с глубиной уменьшаются (рис. 3).

Таким образом, на основании количественной интерпретации гравитационного поля представляется возможным по выявленным вертикальным границам выделять соответствующие группы блоков, прослеживаемые на различные глубины земной коры. При этом также отмечается уменьшение количества блоков по глубине. Так, если в пределах осадочного чехла выделяются 8 блоков, то в «гранитном» слое их 5, а на глубинах 20—25 км — 3.

Наиболее крупными структурами исследуемой территории являются Среднеараксинский, Фонтан-Севанский и Дилижан-Иджеванский блоки, которые прослеживаются, по крайней мере, до глубин порядка 20—25 км. Ширина этих блоков в среднем равна 50 км (рис 4).

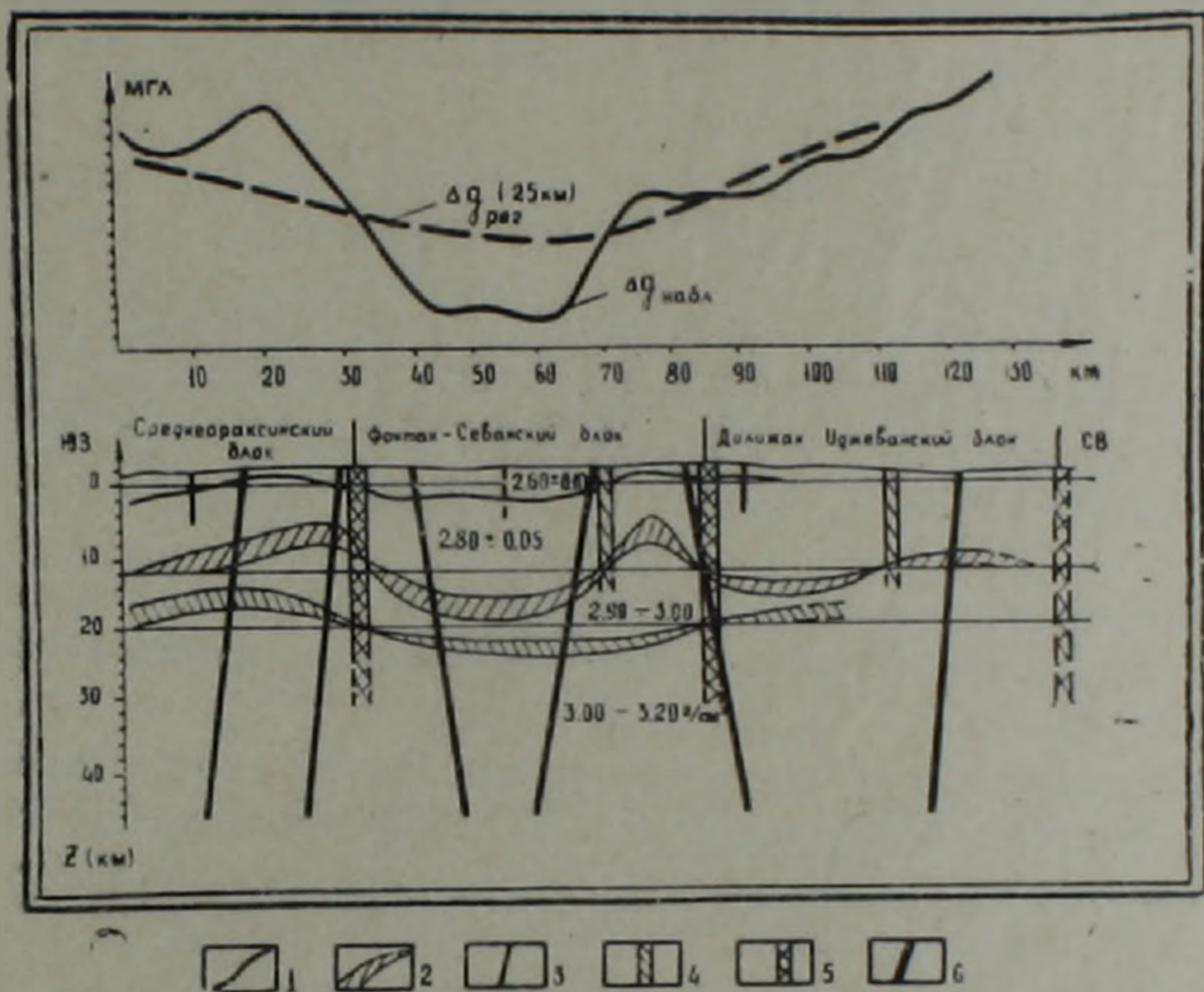


Рис. 4. Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Маркара—Пойлы. 1— поверхность фундамента, 2— зоны вероятного расположения горизонтальных плотностных границ. Разломы: 3—I-ой группы, 4—II-ой группы, 5—III-ей группы, 6—глубинные разломы по данным станций «Земля».

При сопоставлении выделенной системы блоков (II и III группы) по профилю Маркара—Пойлы с существующими схемами тектонического районирования территории Армянской ССР [1, 4, 17 и др.] оказалось, что их пространственное расположение наиболее близко к схеме тектонической зональности, составленной А. Т. Асланяном [1].

Вопрос о положении более глубоких горизонтальных границ остается открытым. Решение этого вопроса в значительной степени зависит от выяснения значений перепада плотностей на этих границах. При этом важное значение имеет установление зависимости между скоростями

распространения упругих волн с плотностями в различных слоях земной коры.

Сравнение полученных результатов с данными станций «Земля» (рис. 4) выявляет их существенное различие как по местоположению разломов, так и определению их предельных глубин залегания. Аналогичные расхождения были выявлены при интерпретации сейсмологического профиля по линии Кабахлу—Джанахмед [2]. Это обстоятельство имеет важное значение при прогнозировании температур глубинных слоев земной коры территории республики, так как при построении геотермических разрезов в основу берутся данные станций «Земля» [10].

Построенная гравитационная модель верхней части земной коры отличается от результатов Ш. С. Оганисяна по соответствующему профилю, потому что в работе [12] сделано допущение о двухслойном строении земной коры.

В ы в о д ы

1. На основе количественной интерпретации гравиметрических данных с использованием геологических, сейсмологических и других геофизических материалов построен новый вариант гравитационной (плотностной) модели верхней части земной коры по профилю Маркара—Пойлы.

2. По результатам интерпретации уточнены местоположения и количественно охарактеризованы зоны глубинных разломов, выявленных станциями «Земля».

3. Выделяются 3 группы вертикальных границ, по которым исследуемая территория подразделяется на системы блоков, прослеживаемых на различные глубины земной коры. Устанавливается уменьшение количества блоков по глубине.

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

Поступила 12 V. 1980.

Հ. Գ. ԲԱՐԱՋԱՆՅԱՆ, Ս. Մ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

ՄԱՐԳԱՐԱ-ՓՈՅԼԻ ՊՐՈՖԻԼՈՎ ԵՐԿՐԱԿԵՂԵՎԻ ՎԵՐԻՆ
ՄԱՍԻ ԿՐԱՎԻՏԱՑԻՈՆ ՄՈԴԵԼԸ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ն Վ

Գրավիմետրական տվյալների քանակական մեկնաբանման հիման վրա «Լյամոնդիական, աերոմագնիտական և երկրաբանական նյութերի օգտագործմամբ Մարգարա-Փոյլի պրոֆիլով կառուցված է երկրակեղևի վերին մասի պրավիտացիոն մոդելը:

Ստացված արդյունքների մեկնաբանման հիման վրա ճշգրտված և բանական բնութագրված են «Զեմլյա» սեյսմոլոգիական կայաններում հայտնաբերված խորքային բեկվածքների գոտիների տեղադրումը:

Առանձնացված է ուղղաձիգ սահմանների երեք խումբ, որոնցով ուսումնասիրվող բնատարածքը ստորոքաժանվում է տարբեր խտության թղկների նկատվում է թղկների քանակի նվազումն ըստ խորության:

II. G. BABADJANIAN, S. M. HOVHANNISIAN

GRAVITATIONAL MODEL OF THE UPPER EARTH CRUST ALONG THE SECTION MARCARA-POILY

A b s t r a c t

On the basis of quantitative interpretation of gravimetric data a new variety of the gravitational (density) model of the upper Earth crust along the section Marcara-Polly has been formed by using the geological, seismological and other geophysical materials.

Three groups of vertical boundaries are distinguished along which the investigated territory is subdivided into block systems revealed at various depths of the Earth crust. A quantity decrease of blocks is ascertained at depth.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван 1958.
2. Бабаджанян А. Г., Огинесян С. М. Строеие верхней части земной коры по профилю с. Кабахлу— с. Джанахмед по гравиметрическим данным. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1979.
3. Балавадзе Б. К., Старостенко В. И. О проблеме построения плотностных моделей земной коры и верхней мантии. В кн. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли», «Наукова думка», Киев, 1979.
4. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1974.
5. Геология Армянской ССР, том 10. «Геофизика». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
6. Голиздра Г. Я. Основные задачи комплексной интерпретации гравитационного и сейсмического методов. В кн. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли», «Наукова думка», Киев, 1979.
7. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М., Двоскина Т. Д., Минниязова Г. Я. Строеие земной коры северо-западной части Армении. Советская геология. № 6, 1973.
8. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Изучение глубинных разломов по материалам станций «Земля» на территории Армении. Разведочная геофизика, № 12, 1976.
9. Козленко В. Г., Старостенко В. И., Субботин С. И. Строеие коры и верхней мантии по гравиметрическим данным. В кн. «Тектоносфера Земли», «Наука», М., 1978.

10. *Мириджанян Р. Т.* Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1979.
11. *Морозов В. А.* Регулярные методы решения некорректно поставленных задач. Изд. МГУ, М., 1974.
12. *Оганисян Ш. С.* Строение земной коры территории Армении по гравиметрическим данным. В кн. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли», «Наукова думка», Киев, 1979.
13. *Павленкова Н. И.* Некоторые вопросы практического использования комплекса гравиметрии и сейсмометрии. В кн. «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли», «Наукова думка», Киев, 1979.
14. *Паффенгольц К. Н.* Кавказ—Карпаты—Бадканы (геолого-тектонические параллели). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1971.
15. *Старостенко В. И., Оганисян С. М.* Устойчивые операторные процессы и их применение в задачах геофизики. Известия АН СССР, Физика Земли, № 5, 1977.
16. *Чечунов А. В., Кучма В. Г.* Глубинная структура разломов. Геотектоника, № 5, 1979.

УДК 550.312(479.25)

А. О. ОГАНЕСЯН

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ НЕПРИЛИВНЫХ ВАРИАЦИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ЗАНГЕЗУРСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

В последние годы в различных сейсмоактивных областях земного шара выявлены неприливные вариации силы тяжести, которые связаны с землетрясениями, вулканами и современными движениями земной коры. Систематическое изучение неприливных вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинамическом полигоне показывают их наличие порядка 100—300 мкгал/год. По результатам этих исследований установлена обратная связь между вариациями силы тяжести и скоростями современных вертикальных движений земной коры. В пределах полигона по характеру вариаций выделяются три участка, которые пространственно совпадают с известными тектоническими элементами исследуемого района. Для выявления всех возможных факторов, обуславливающих неприливные вариации силы тяжести, а также определения их количественных характеристик рекомендуется проведение комплекса исследований.

В последние годы в связи с прогнозированием землетрясений и извержений вулканов большое внимание уделяется вопросу изучения изменений физических полей Земли во времени, среди которых гравитационное поле занимает одно из ведущих мест.

Как известно, под действием притяжения Луны и Солнца, в результате приливного изменения фигуры Земли, изменяется и сила тяжести во времени. Эти изменения называются приливыми лунно-солнечными вариациями, которые в настоящее время достаточно хорошо изучены (разработана теория этого явления). Величины изменения этих вариаций определяют как экспериментально, в соответствующих обсерваториях, так и вычисляют теоретически для любого наперед заданного времени и пункта земной поверхности с достаточно большой точностью.

Помимо приливных лунно-солнечных вариаций силы тяжести существуют и вариации неприливного характера (вековые). Первые сообщения о возможности вековых изменений силы тяжести были высказаны в тридцатых годах грузинским геофизиком М. С. Абакелиа [1]. По его данным на Кавказе в районе городов Гудаури, Душети, Орджоникидзе (Владикавказ) и т. д. за 30-летний промежуток времени (1879—1910 гг.) наблюдались весьма значительные расхождения (несколько десятков миллигал) между первичными и повторными данными измерений ускорений силы тяжести. Однако, после их проверки и обработки Н. Н. Парийским было установлено, что эти расхождения вызваны низкой точностью измерений маятниковыми приборами того времени [7]. Этими работами была доказана несостоятельность столь больших вели-

чин вековых изменений силы тяжести в районе Главного Кавказского хребта, обусловленных тектонической деятельностью региона.

Следует также отметить, что при проведении контрольных работ не было полной уверенности в том, что наблюдения велись на одних и тех же пунктах, и исходя из специфики аналогичных работ это обстоятельство могло явиться основной причиной невыявления вековых изменений силы тяжести на территории Кавказа.

В дальнейшем многими исследователями неоднократно предпринимались попытки измерения вековых вариаций силы тяжести [4, 10], при которых получаемые изменения в основном объяснялись низкой точностью имеющихся приборов.

Однако основными причинами неудач выявления истинных значений вековых вариаций силы тяжести, помимо низкой точности приборов, являлись несовершенная методика измерений, отсутствие высокой идентичности установки гравиметров на пунктах измерений, а также произвольный выбор пунктов наблюдений (не учитывались структурные особенности верхних горизонтов земной коры).

К настоящему времени накоплен достаточный фактический материал по изучению неприливных вариаций силы тяжести как на геодинамических полигонах СССР, так и за рубежом [5, 6].

Наблюдения за изменениями гравитационного поля показывают, что при подготовке и свершении землетрясений и вулканов гравитационное поле изменяется на вполне ощутимые современной аппаратурой величины. Так, систематические наблюдения за вариациями силы тяжести в Японии, в районах действующих вулканов, привели к выводу, что изменение силы тяжести происходит за счет перемещения масс в кальдерах действующих вулканов. Были выявлены изменения силы тяжести на 0,5 мгл, вызванные деятельностью вулканов Михара и Асо, и 0,20 мгл при землетрясении 1951 г. Инкко [5].

Большой экспериментальный материал получен для района Аляскинского землетрясения 1964 г. Здесь сопоставлены данные повторных нивелировок и гравиметрических наблюдений за период 1958—1965 гг. Отмеченные изменения силы тяжести и высот связываются с перемещениями аномальных масс и изменением положения точек наблюдений [9].

Таким образом, если напряжения, связанные с землетрясениями и извержениями вулканов, накапливаются постепенно с переменной скоростью, то плотность и форма возмущающего тела, находящегося в зоне распределения такого рода напряжений, и соответствующие им гравитационные аномалии также должны изменяться постепенно, возможно, с изменяющимися во времени скоростями. Чтобы уловить возможные вариации за относительно малый промежуток времени, необходимо выбирать наиболее мобильные районы, где наблюдаются относительно большие по величине вариации гравитационного поля, и пользоваться высокочувствительными гравиметрами.

В связи с этим следует отметить, что многочисленные разрушительные землетрясения, происходившие в прошлом на территории Армении,

позволяют отнести ее к наиболее сейсмоактивным областям Советского Союза. Землетрясения здесь обусловлены весьма активными дифференцированными движениями земной коры вдоль разрывов, характеризующихся различной интенсивностью и контрастностью новейших и современных тектонических движений.

С целью выявления относительно мобильных участков земной коры в эпицентральной зоне Каджаранского 8 балльного землетрясения Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР был создан Зенгезурский геодинамический полигон.

В орографическом отношении территория полигона представляет собой типичный горный район с сильно расчлененным рельефом. Геологически район хорошо изучен и представлен разнообразными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя [3].

В пределах полигона с востока на запад выделяются следующие структурные элементы: в составе Сомхето-Кафанской зоны — Кафанский антиклинорий, а в составе Армянской складчатой зоны — Зенгезурский антиклинорий и Ордубадский синклинорий [2].

С 1970 года на полигоне ведутся систематические (ежегодные) исследования за вариациями геофизических полей (гравитационного, магнитного и радиоактивного) и скоростей современных вертикальных движений земной коры. На сорокакилометровой трассе по линии Каджаран—Кафан на расстоянии 1—3 км друг от друга заложены 22 долговременных гравиметрических пунктов (ДГП), представляющих собой бетонные пилоны с сечением $100 \times 80 \times 250$ см. Эти пункты совмещены с геодезическими реперами.

Приращения силы тяжести между ДГП полигона измерялись одновременно двумя-тремя гравиметрами типа ГАГ—2. Наблюдения проводились по методике «двойная петля», а контрольные рейсы по системе треугольных полигонов, обеспечивающих высокую точность наблюдений.

Каждое приращение силы тяжести определялось не менее чем в двух независимых рейсах и вычислялось как средне-арифметическое от 12 до 18 значений. Поскольку продолжительность рейса не превышала 2—3 часов при обработке, вводилась лишь поправка за смещение нуля пункта, в которую автоматически входила величина приливных вариаций силы тяжести.

Значения наблюдаемых расхождений силы тяжести на каждом ДГП определялись по формуле:

$$\Delta g_i = \Delta g(t_2) - \Delta g(t_1),$$

где $\Delta g(t_1)$ и $\Delta g(t_2)$ — наблюдаемые значения силы тяжести в моменты t_1 и t_2 .

Величины наблюдаемых расхождений варьируют в пределах от 100 до 300 мкгал. Среднеквадратическая ошибка не превышает ± 30 мкгал. Это свидетельствует о том, что эти расхождения не могут быть объяс-

нены лишь инструментальными ошибками измерений. С другой стороны, построенные нами графики зависимости $\Delta g_t = f(g)$ (рис. 1) показывают, что какой-либо закономерности в распределении Δg_t от измеряемой величины g не наблюдается, т. е. отсутствует корреляционная связь этих расхождений с диапазоном изменения силы тяжести.

На рис. 2 представлены кривые изменения силы тяжести за периоды 1970—1971 и 1970—1978 гг. а также современных вертикальных движений земной коры, выявленных в результате повторных высокоточных прецизионно-нивелировочных работ в период 1970—1971 гг.

Как видно из рис. 2, по характеру и величине амплитуд годичных изменений профиль делится на три участка: восточный, центральный и западный. Границы между ними совпадают с тектоническими нарушениями, выявленными в результате геологической съемки [2].

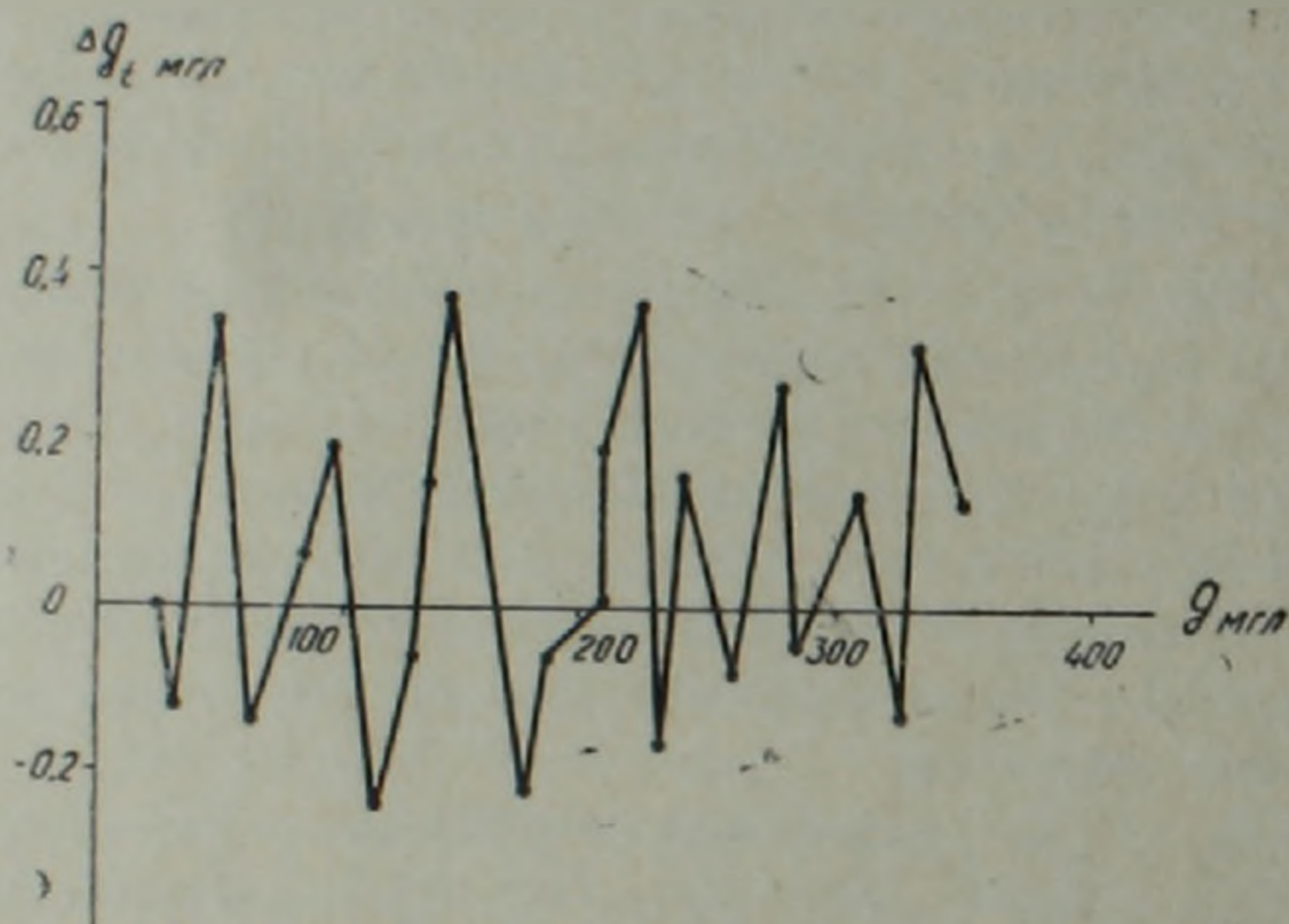


Рис. 1. График $\Delta g_t = f(g)$ для рассматриваемого участка.

Восточный участок пространственно совпадает с зоной Кафанского антиклинория и характеризуется незначительными годичными изменениями силы тяжести, которые варьируют в пределах удвоенной среднеквадратической ошибки.

Наибольшими величинами дифференцированных неприливных изменений силы тяжести характеризуется центральный участок, где амплитуда годичных изменений колеблется от 100 до 300 мкгал. Центральный участок шириной 10—12 км пространственно совпадает с шовной зоной Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон (Зангезурский антиклинорий), в пределах которой известны эпицентры наиболее сильных землетрясений [6, 7].

Западный участок (кроме пунктов 1 и 2) характеризуется систематическими годичными увеличениями силы тяжести от 50 до 150 мкгал. Пространственно этот участок совпадает с Ордубадским синклинорием.

Подобие кривых изменения силы тяжести за периоды 1970—1971 и 1970—1978 гг. свидетельствует о том, что при увеличении временного интервала характер кривых Δg_t не изменяется. Сравнительная характеристика кривых Δg_t за восемь периодов выявляет устойчивость аномального изменения силы тяжести по местоположению и во времени [6].

На этом основании важным представляется вывод о блоковой дифференциации кривых непривных вариаций силы тяжести с шириной аномальных зон около 10—12 км. Эти величины коррелируются с шириной аномальных зон современных вертикальных движений земной коры.

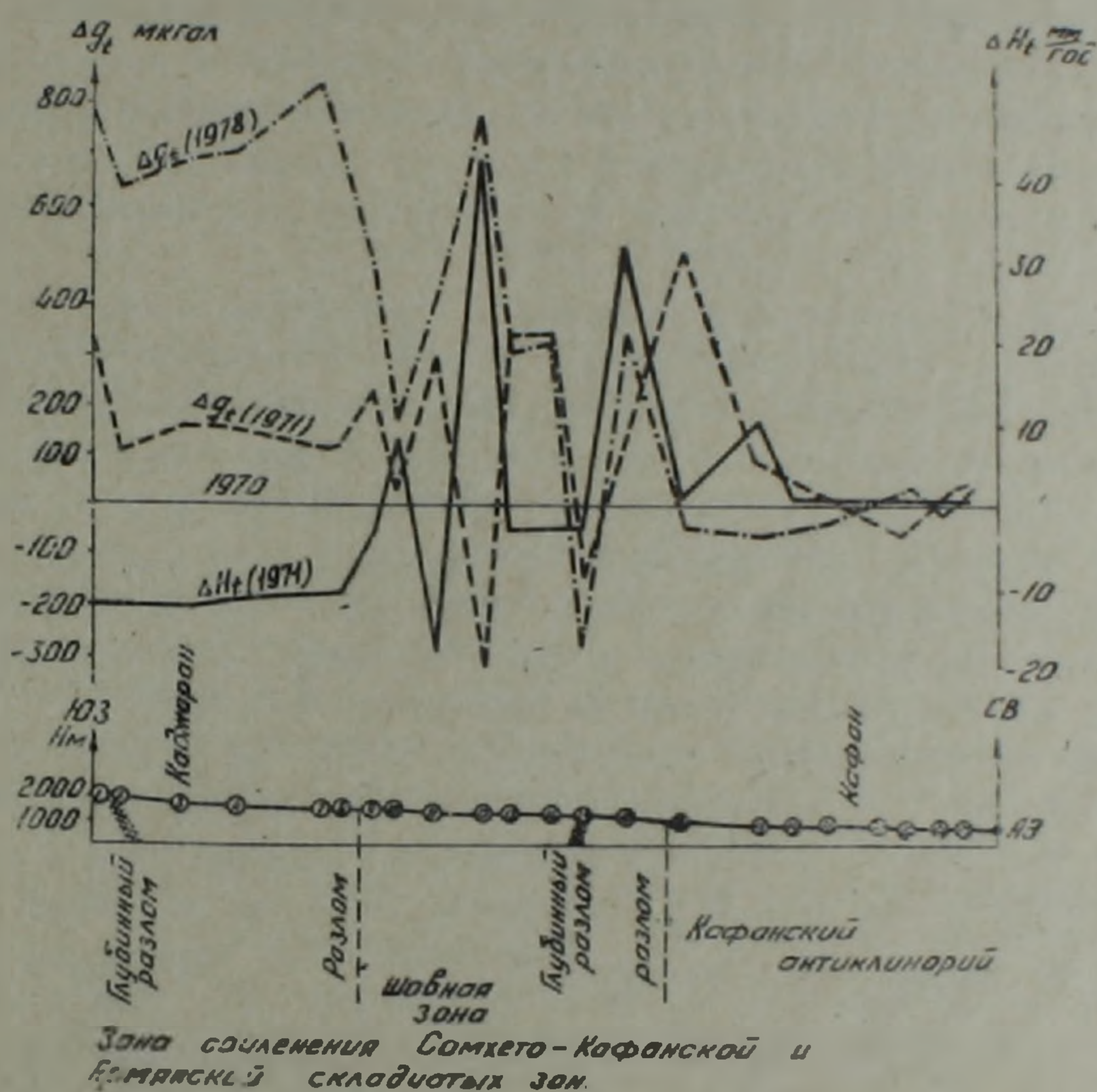


Рис. 2. Графики непривных вариаций силы тяжести (Δg_t) и современных вертикальных движений земной коры (ΔH_t) по профилю Кафан—Каджаран.

Сопоставление кривых Δg_t и ΔH_t дает основание для отождествления их природы. Кривая ΔH_t довольно точно повторяет кривую Δg_t , но с противоположным знаком, т. е. выявляется обратный тип соотношений между ними. Это свидетельствует о наличии корреляционной связи $\Delta g_t \rightleftharpoons \Delta H_t$, отражающей какую-то общность процессов, обуславливающих как современные вертикальные движения земной коры, так и непривные вариации силы тяжести. Однако изменения силы

тяжести не эквивалентны современным вертикальным движениям и не могут полностью ими объясняться, так как максимальные относительные изменения высот реперов (12 мм/год), наблюдаемые здесь, могут вызвать изменение силы тяжести во времени на величину 4 мкгал/год, в то время как действительное ее изменение превышает 100 мкгал/год.

Неприливные вариации силы тяжести связаны как с современными глубинными (эндогенными) тектонофизическими процессами, происходящими в земной коре и верхней мантии, так и с поверхностными (экзогенными) процессами — в верхних слоях литосферы. Для истолкования природы получаемых вариаций силы тяжести следует количественно оценить как экспериментальными, так и теоретическими исследованиями влияние всех возможных факторов.

Так, систематическими наблюдениями за изменениями уровня грунтовых вод, атмосферного давления, а также воздействия микросейсм можно исключить влияние экзогенных факторов на изменение силы тяжести.

Изучение современных движений и деформаций земной коры, исследования за изменениями физических полей во времени, а также физических свойств горных пород при высоких термодинамических условиях дают возможность оценить влияние эндогенных процессов (накопление напряжений, перемещение масс, тепловой поток и т. д.) на величину неприливных вариаций силы тяжести.

Изучение неприливных вариаций силы тяжести в комплексе с рекомендуемыми исследованиями может внести много нового в представлениях о процессах, происходящих в недрах Земли, известными проявлениями которых являются вулканизм, сейсмичность, современные движения, что имеет важное народнохозяйственное и научное значение.

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

Поступила 22. V. 1979.

2. 2. ՀՈՎՀԱՆՆԻԹՅԱՆ

ԶԱՆԻԵԶՈՒՐԻ ԴԵՌԻՆԱՄԻՓՈՐՁԱԴԱՆՏՈՒՄ ԾԱՆՐՈՒԹՅԱՆ ՈՒԺԻ
ՈՉ ՄԱԿԸՆԹԱՑԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Երկրագնդի տարբեր աղտիվ զոտիներում բարձր ճշտության կրկնվող գրավիմետրական չափումների միջոցով հայտնաբերված են ծանրության ուժի ոչ մակընթացային փոփոխություններ, որոնք մասնավորապես կապված են երկրաշարժերի, հրաբուխների և երկրակեղևի ժամանակակից շարժումների հետ:

Զանգեզուրի փորձադաշտում 1970 թ. դիտարկված ծանրության ուժի փոփոխությունների ուսումնասիրությունից պարզվում է, որ ոչ մակրնթացային փոփոխությունները տարեկան կազմում են մինչև 100—300 միկրոգալ:

Ուսումնասիրություններից պարզվում է, որ այդ փոփոխությունների և ժամանակակից ուղղահայաց շարժումների միջև գոյություն ունի համահարաբերակցական կապ՝ հակադարձ փոխհարաբերությամբ: Քաջարան—Ղափան ուղղությամբ ձգվող փորձադաշտում ծանրության ուժի փոփոխությունների բնույթով առանձնացվում են երեք տեղամասեր, որոնք քննադրվում են իրենց բլոկային առանձնահատկությամբ և համընկնում են շրջանում հայտնի տեկտոնական տարրերի հետ:

Ծանրության ուժի ոչ մակրնթացային փոփոխություններն առաջացնող բոլոր հնարավոր պատճառների որոնման, ինչպես նաև նրանց քանակական մեկնաբանման համար առաջարկվում են կոմպլեքս ուսումնասիրություններ:

II. H. HOVHANNISIAN

STUDY PECULARITIES OF NON-TIDAL VARIATIONS OF GRAVITY IN THE ZANGUEZOR GEODYNAMIC POLYGON

A b s t r a c t

Lately non-tidal variations of the gravity are revealed in different seismoactive regions of the Earth, which are coherent with earthquakes, volcanoes and contemporary movements of the Earth crust.

Systematic studies of non-tidal variations of the gravity in the Zanguezor geodynamic polygon show that the annual quantity of these variations is about 100—300 microgal.

As a result of these investigations an inverse connection is established between the variations of the gravity and the rate of contemporary vertical movements of the Earth crust.

According to the character of variations three districts are distinguished which coincide with the well-known tectonic elements of the investigated region.

For revealing of all possible factors stipulating non-tidal variations of the gravity as for the determination of their quantitative estimation the complex researches are suggested.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абакелиа М. С. Об изменении силы тяжести во времени в связи с геотектоническими движениями на Кавказе. Проблемы советской геологии, № 2, 1936.
2. Алоян П. Г. Структура Центрального Загезура и причины землетрясений 1968 г. Материалы III республиканской конференции молодых научных работников Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1970.
3. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», 1958.

4. Буланже Ю. Д. По поводу вековых изменений силы тяжести. Советская геология, № 25, 1947.
5. Буланже Ю. Д. Изменяется ли сила тяжести во времени? Земля и Вселенная, № 2, 1965.
6. Оганесян А. О. Методика и результаты исследований неприливных вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинатическом полигоне. В кн. «Повторные гравиметрические наблюдения». Изд. Межв. Гесфиз. Ком. АН СССР, М., 1979.
7. Оганесян Ш. С., Оганесян А. О., Титов С. П. Некоторые предварительные результаты исследований современных вертикальных движений и изменений силы тяжести во времени на геодинатических полигонах Армянской ССР. В кн. «Современные движения земной коры». Материалы конференции, «Наука», Новосибирск, 1976.
8. Парийский Н. Н. Исследование временных изменений силы тяжести на Кавказе. Международный геологический конгресс, XVII сессия. Тезисы докладов, М.—Л., 1937.
9. Barnes D. F. Изменения силы тяжести в связи с землетрясениями на Аляске. J. Geophys. Res. vol. 71, № 2, 1966. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 45, № 1, 1965.
10. Barta G. The evolution of the idea of the secular variation of the gravity. Boll. geofis. teorica appl., 7, № 25, 3—5, 1965.

УДК 552.4 : 550.834 (479.23)

Э. М. КАРАПЕТЯН, О. В. МИРОШНИКОВА, Ю. Г. ШОПИН, А. А. ХАЛАТЯН,
Ш. В. КАМАЛЯН

СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Показано, что характерной особенностью скоростной модели исследуемых пород является тонкослоистая дифференциация, расчленение на крупные блоки относительно однородного строения с градиентом скорости в некоторых из них. Сейсмические границы, соответствующие контактам пород и зонам тектонических нарушений, аппроксимируются, главным образом, моделью тонких слоев или их сочетаниями.

В последние годы на территории Кафанского рудного района в большом объеме проведены детальные исследования упругих параметров вулканогенно-осадочных пород. Наибольший интерес представляют результаты массовых измерений плотности и скорости продольных волн по образцам керна из 45 скважин глубиной до 0,8 км с равномерным отбором через интервал 5—10 м. Последние в сочетании с данными обработки волновых полей наземных и скважинных наблюдений дают возможность получить достаточно полное представление не только о скоростной модели среды в целом но и о локальных скоростных неоднородностях (сейсмических границах), определяющих структуру наблюдаемых волновых полей.

Особенностью скоростного строения вулканогенно-осадочных пород Кафанского района являются широкий диапазон изменения значений плотности ($2,42\text{—}2,89\text{ г/см}^3$) и скорости продольных волн ($1,5\text{—}7,5\text{ км/с}$), а также высокие средние значения этих параметров, лежащие в пределах $2,52\text{—}2,82\text{ г/см}^3$ и $4,4\text{—}5,8\text{ км/с}$ соответственно (табл. 1). Эти изменения обусловлены, главным образом, литологическим составом, возрастом, условиями залегания пород и наличием широко развитых зон тектонических нарушений и вторичного метаморфизма.

Сравнивая характеристики разновозрастных горизонтов, сложенных в основном из порфиритов, можно видеть, что молодые породы мелового-верхнеюрского возраста имеют наименьшие значения плотности ($2,63\text{ г/см}^3$) и скорости продольных волн ($4,7\text{ км/с}$), верхнеюрские и верхнебайосские соответственно $2,72\text{ г/см}^3$ и $5,5\text{ км/с}$, а нижнебайосские— $2,78\text{ г/см}^3$ и $5,7\text{ км/с}$ (рис. 1).

В меньшей степени эта зависимость проявляется в туфогенных породах, для которых возможны и обратные соотношения параметров: молодые разности этих пород иногда имеют более высокие значения упругих параметров, чем древние. Однако эти разности пород не оказывают существенного влияния на общую закономерность увеличения значений

упругих параметров с возрастом пород, связанную с изменением состава, структуры и другими физико-геологическими факторами.

Следует отметить, что аналогичная закономерность установлена и для вулканогенно-осадочных пород эоценового возраста Ордубадского рудного района. Для трех горизонтов верхнего, среднего и нижнего эоцена наблюдается последовательное увеличение с возрастом осредненных значений плотности 2,45, 2,50 и 2,75 г/см³ и скорости продольных волн 4,5, 5,0 и 5,5 км/с. В целом, эти породы имеют меньшие зна-

Таблица 1

Возраст	Породы	Количество образцов	Плотность, г/см ³			Скорость упругих волн, км/с		
			среднее значение	пределы изменений	коэффициент вариации	среднее значение	пределы изменений	коэффициент вариации
Нижний мел-верхняя юра	плагноклазовый порфирит	58	2,63	2,42—2,81	0,08	4,6	2,5—6,0	0,9
	известняк	10	2,52	2,45—2,61	0,01	4,4	4,2—6,8	0,8
Верхняя юра	кварцевый порфирит	32	2,64	2,55—2,76	0,05	4,7	1,7—6,5	1,4
	плагноклазовый порфирит	215	2,71	2,57—2,88	0,07	5,4	1,5—7,5	1,3
	туфобрекчии	155	2,72	2,55—2,85	0,07	5,7	2,2—7,5	1,2
	туфоконгломераты	166	2,67	2,47—2,84	0,07	4,5	1,6—6,8	1,3
	туфопесчанник, песчанник	51	2,70	2,57—2,89	0,08	5,3	2,6—6,8	0,9
Верхний байос	кварцевый порфирит	26	2,66	2,57—2,70	0,07	4,8	1,7—6,5	1,4
	плагноклазовый порфирит	216	2,72	2,53—2,86	0,07	5,5	2,2—7,5	1,3
	туфобрекчии	60	2,69	2,57—2,78	0,05	5,0	2,6—6,8	0,9
	туфоконгломераты	40	2,69	2,57—2,87	0,09	4,5	2,1—6,5	0,9
Нижний байос	плагноклазовый порфирит	35	2,79	2,72—2,89	0,05	5,6	3,6—7,4	0,9
	диабазовый порфирит	8	2,82	2,74—2,87	0,04	5,8	4,0—6,9	0,9

чения упругих параметров по сравнению с более древними вулканогенно-осадочными отложениями Кафанского района.

Как и для большинства рудных районов Кавказа, верхняя часть разреза вулканогенно-осадочных пород Кафанского района характеризуется изменением упругих параметров с глубиной [1—7]. Зависимость упругих параметров от глубины может иметь разнообразные формы

графиков $V(z)$ и $\delta(z)$: постепенное или резкое возрастание значений параметров или сложная форма графиков, не позволяющая установить какой-нибудь определенной закономерности. Последнее отражает сильную изменчивость упругих характеристик пород и существование участков разреза с произвольным направлением градиента. В общем же случае породы в верхней части разреза имеют резкое изменение значений параметров, а на глубинах, превышающих первые сотни метров, гради-

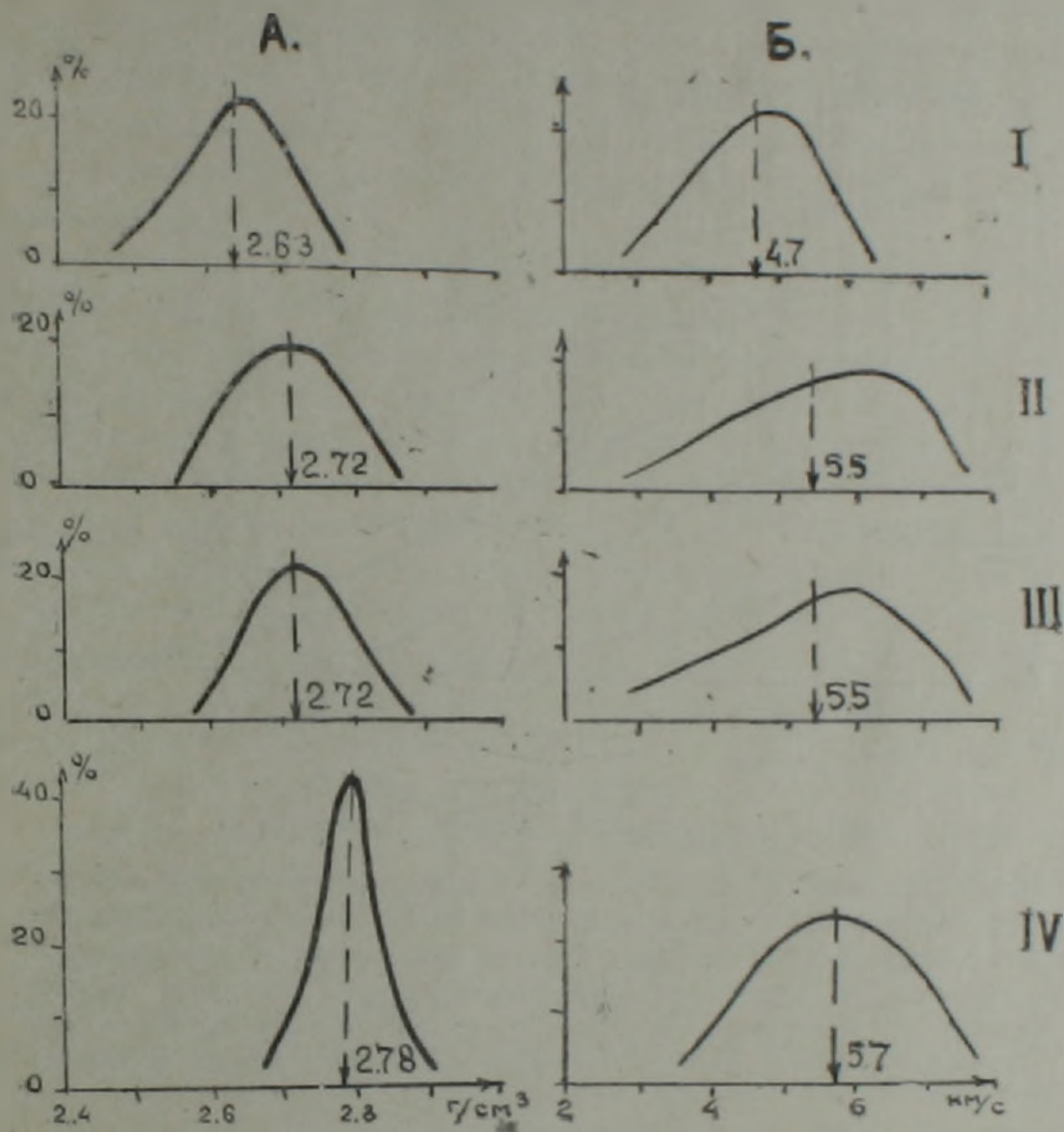


Рис. 1. Вариационные кривые распределения плотности (А) и скорости продольных волн (Б) порфиритов разного возраста: нижнемеловые-верхнеюрские (I), верхнеюрские (II), верхнепалеоценовые (III) и нижнепалеоценовые (IV).

ент скорости уменьшается и значения упругих параметров пород приближаются к осредненным характеристикам исследуемой толщи пород.

Обобщенные зависимости скорости от глубины для всего комплекса вулканогенно-осадочных пород Кафанского района имеют следующие параметры: начальная скорость равна 4—4,5 км/с, на глубинах свыше 0,4—0,6 км значения скорости достигают 5,5—5,8 км/с. Мощность слоя с максимальным градиентом скорости меняется в широких пределах и

в среднем составляет 0,4 км. При линейном возрастании скорости с глубиной величина коэффициента β меняется от 0,2 до 0,8 м⁻¹.

Скоростная модель глубинной части разреза представляется в виде блоков пород с относительно однородным распределением упругих параметров. В такие блоки объединяются породы с близкими литологическим составом и структурными особенностями. Границы скоростных блоков часто совпадают с крупными зонами тектонических нарушений, которые на сейсмических разрезах прослеживаются серией крутопадающих отражающих площадок (рис. 2). Размеры блоков могут быть са-

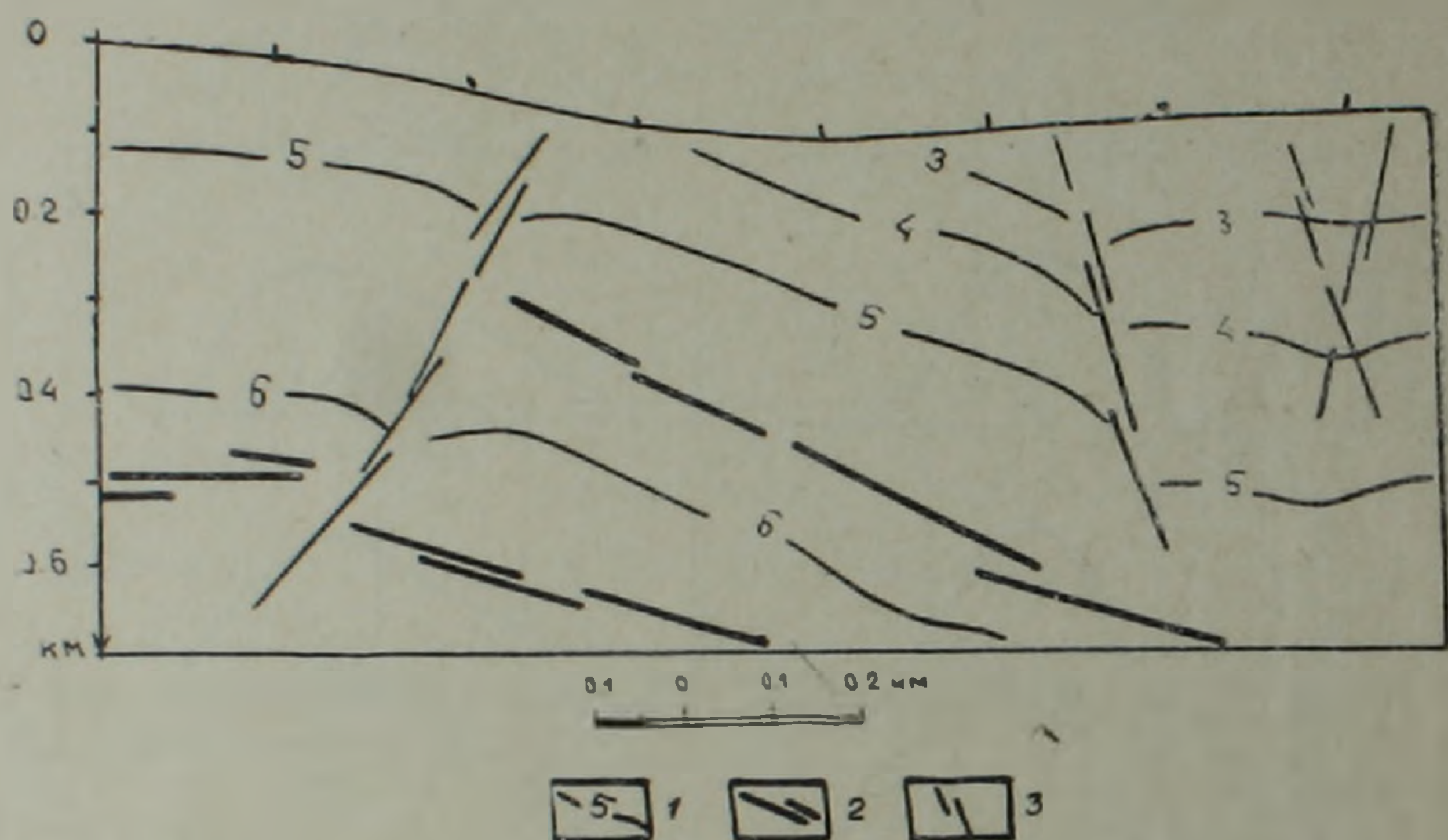


Рис. 2. Типичный сейсмический разрез в вулканогенно-осадочных породах Кафанского рудного района, полученный по данным обработки годографов рефрагированных и отраженных волн. 1—изолинии скорости (в км/с), построенные по годографам рефрагированных волн детальной системы наблюдений, 2—отражающие площадки, соответствующие литологическим горизонтам, 3—отражающие площадки, связанные с зонами тектонических нарушений.

мые разнообразные: в верхней части разреза горизонтальные размеры блоков не превышают 2—3 км, а на участках спокойного залегания слоев и слабо развитой тектоники размеры блоков увеличиваются до 4—6 км.

Блоки пород состоят из большого количества слоев с различными упругими характеристиками и меняющимися мощностями, углами наклона и глубиной залегания.

С некоторыми из этих слоев или их сочетаниями (пачки) связано образование интенсивных отраженных волн, прослеживаемых на больших интервалах наблюдений [1]. Изучение скоростных слоев в разрезе скважин было проведено по данным графиков акустической жесткости

$W(z)$, полученных путем перемножения значений скорости и плотности в каждой точке измерений.

На графиках акустической жесткости $W(z)$ были выделены интервалы (скоростные слои), характеризующиеся определенной закономерностью распределения и близкими значениями упругих параметров. Статистический анализ этих данных показал, что наибольшее распространение в пределах глубин 0,8 км имеют слои мощностью 20—40 м. Скоростные слои с меньшей мощностью можно не рассматривать, поскольку каждый в отдельности такой слой не может оказать существенного влияния на формирование основных составляющих волнового поля. Справедливость этого положения подтверждается результатами решения прямых задач и сопоставлением полученных синтетических сейсмограмм с экспериментальными.

Большую роль в определении скоростной структуры среды играют хранящие свои параметры в пределах блоков однородного сейсмогеологического строения. Вследствие перераспределения упругих параметров внутри слоя на границах крупных блоков происходит изменение его структуры, приводящее либо к еще более резкому выделению этого слоя, либо к полному его сглаживанию до совпадения значений упругих параметров с осредненными характеристиками вмещающих его пород. Максимальная протяженность прослеживания скоростных слоев, определяемая размерами блоков, может составлять в среднем 2—4 км. Можно предположить, что на глубинах свыше 1 км выдержанность скоростных слоев, как правило, увеличивается. Последнее подтверждается устойчивостью динамических характеристик волн, отраженных от глубинных слоев [2—4].

Представляют интерес результаты изучения распределения упругих параметров в области контактов пород и зон тектонических нарушений, являющихся объектами сейсмических исследований. На основе анализа графиков акустической жесткости $W(z)$ было установлено, что скоростная модель последних не всегда может быть представлена резкой скоростной границей с большим перепадом значений упругих параметров. Как правило, на контактах пород наблюдается сложное распределение упругих параметров, которое может быть выражено в виде одного слоя неоднородного скоростного строения или сочетаний (пачек) тонких слоев [1].

Наиболее четкой скоростной границей в рассматриваемом районе является контакт между двумя основными разностями пород: туфогенной и вулканогенной фациями. Однако перепад значений упругих параметров может почти отсутствовать, если в контакте располагаются туфогенные породы и плагиоклазовые порфириды верхнего байоса или верхней юры. При залегании кварцевых порфиритов верхнего байоса под туфобрекчиями верхней юры возникает инверсионный перепад упругих параметров или отрицательный градиент этих параметров.

Большинство выделенных на графиках $W(z)$ скоростных слоев со-

зоны вторичного метаморфизма. Установлено, что породы, подверженные окварцеванию, серицитизации, альбитизации и другим вторичным процессам заметно меняют свои скоростные характеристики. Как правило, большинство из этих процессов приводит к уменьшению значений упругих параметров пород. Так, например, средняя плотность неизмененных разностей порфиритов равна $2,74 \text{ г/см}^3$, а в зонах вторичного метаморфизма они уменьшают плотность до $2,56 \text{ г/см}^3$. Исключением являются эпидотизированные порфириты, упругие характеристики которых по сравнению с неизмененными разностями пород возрастают: плотность на $0,7 \text{ г/см}^3$ и скорость на $0,5 \text{ км/с}$. Материалы сейсморазведки показывают, что этого вполне достаточно для уверенного выделения зон вторичного метаморфизма и, в частности, прослеживания фронта (поверхности) эпидотизированных порфиритов [2].

Несмотря на сильную изменчивость внутренней скоростной структуры зон вторичного метаморфизма, последние могут быть источниками образования интенсивных отраженных волн, прослеживаемых на больших интервалах наблюдений. Последнее наглядно подтверждается результатами сейсморазведочных работ в Кафанском районе, которые выявили и проследили на глубину и по площади сложную систему зон тектонических нарушений [2, 3].

Таким образом, скоростная модель вулканогенно-осадочных пород представляется в виде блоков относительно однородного строения с градиентом скорости в некоторых из них. Распределение упругих параметров в блоках обусловлено большим количеством физико-геологических факторов, главными из которых являются состав, возраст, условия залегания пород и наличие зон тектогенеза вторичного метаморфизма. Весь этот комплекс факторов определяет сложную скоростную структуру исследуемых пород, отличительным признаком которых является тонкослоистая дифференциация. С отдельными слоями или пачками тонких слоев связано образование большинства интенсивных отраженных волн, регистрируемых на экспериментальных сейсмограммах.

В заключение необходимо отметить, что основные черты скоростной модели вулканогенно-осадочных пород Кафанского района во многом аналогичны другим рудным районам Кавказа. Так, для них всех характерно блоковое строение среды и наличие градиента упругих параметров. Много общего устанавливается в проявлениях различного рода физико-геологических факторов, определяющих изменение упругих параметров в зависимости от состава, возраста, условий залегания и наличия зон вторичного метаморфизма. Последнее позволяет широко использовать полученные данные о скоростных характеристиках пород при изучении скоростной модели других рудных районов.

Ленинградский горный институт,
Управление геологии
Армянской ССР

Поступила 6. III. 1980.

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ԱՐԱԴԻՈԹՅԱՆ ՄՈԴԵԼԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հիմնվելով Ղափանի հանքային շրջանի հրաբխածին-նստվածքային ապարների արագությունների բնույթի համակողմանի ուսումնասիրությունների վրա, կառուցված է միջավայրի արագությունների ընդհանրացված մոդելը:

Ցույց է տրված առաձգական շափանիշների կախվածությունը ապարների հասակից, տեղադրման խորությունից, ինչպես նաև զնահատված է երկրորդական պրոցեսների ազդեցության աստիճանը, որոնք ըստ սրագոթությունների կտրվածքի ստորաբաժանման մեջ կտրկոր դեր ունեն:

Նշված է, որ տարբեր ապարների հպման սահմանները և տեկտոնական խախտումների գոտիներն ունեն արագությունների բարդ բաշխում, որը ներկայացված է առաձգական շափանիշների կտրուկ անկումով, բարակ շերտով կամ շերտախմբով, իսկ որոշ դեպքերում՝ գրադիենտային շերտով:

E. M. KARAPETIAN, O. V. MIROSHNIKOVA, YU. G. SHOPIN,
A. A. KHALATIAN, SH. V. KAMALIAN

THE VELOCITY MODEL OF KAPHAN ORE-BEARING REGION

A b s t r a c t

A generalized velocity model of medium is formed on the basis of Kaphan region volcanogene-sedimentary rocks elastic characteristics complex investigation. It is shown that the characteristic feature of the investigated rocks velocity model is the thin-layer differentiation, the dismembering to large blocks of comparatively homogenous structure with a gradient of velocity and density in some of them. The seismic boundaries corresponding to rock contacts as well as to tectonic dislocations zones are mainly approximated by the model of thin layers or their combinations.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мирошникова О. В., Шопин Ю. Г. Изучение тонкой скоростной структуры сейсмических границ в магматических породах рудных районов. Зап. ЛГН, т. 78, вып. 2, 1978.
2. Мирошникова О. В. Сейсмические исследования глубинного строения Кафанского поднятия Армении. Зап. ЛГН, т. 69, вып. 2, 1976.
3. Мирошникова О. В., Сепоян Р. П., Халатян А. А., Шопин Ю. Г. Основные элементы тектоники Кафанского рудного района по геофизическим данным. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1976.

4. Шопин Ю. Г., Громова Н. Н., Мирошникова О. В., Камалян Ш. В., Халатян А. А. Сейсмические исследования интрузивных массивов южной части Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1978.
5. Шопин Ю. Г., Громова Н. Н., Мирошникова О. В. Скоростная характеристика магматических пород северо-восточной части Малого Кавказа. В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып. Сейсморазведка, «Недра», Л., 1969.
6. Шопин Ю. Г., Мирошникова О. В., Громова Н. Н. Сейсморазведка при изучении морфологии интрузивных тел Малого Кавказа. В сб.: Вопросы разведочной геофизики. «Недра», Л., 1969.
7. Шопин Ю. Г., Громова Н. Н., Мирошникова О. В., Морозова Л. М. О некоторых закономерностях изменения физических характеристик метаморфических пород Белоканского рудного поля Большого Кавказа. В сб.: Методы разведочной геофизики, вып. 18, «Недра», Л., 1973.

УДК 553.574(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

К. А. КАРАМЯН, Р. Г. МХИТАРЯН

СЕРИЦИТЫ ИЗ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
ЗАНГЕЗУРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (АРМЯНСКАЯ ССР)

Серицит является наиболее распространенным минералом гидротермально измененных пород рудных формаций Зангезурского рудного района. Серицит широко проявляется в небольших грейзеноподобных образованиях района сс. Ванк, Аравус, где тесно ассоциирует с турмалином. В указанных образованиях серицит сопровождает процесс турмалинизации и обычно разъедает выделения турмалина. В грейзенизированных породах серицит образует крупные чешуйчатые и сноповидные агрегаты, промежутки между которыми заполнены рудным минералом, обычно халькопиритом, либо молибденитом (рис. 1).

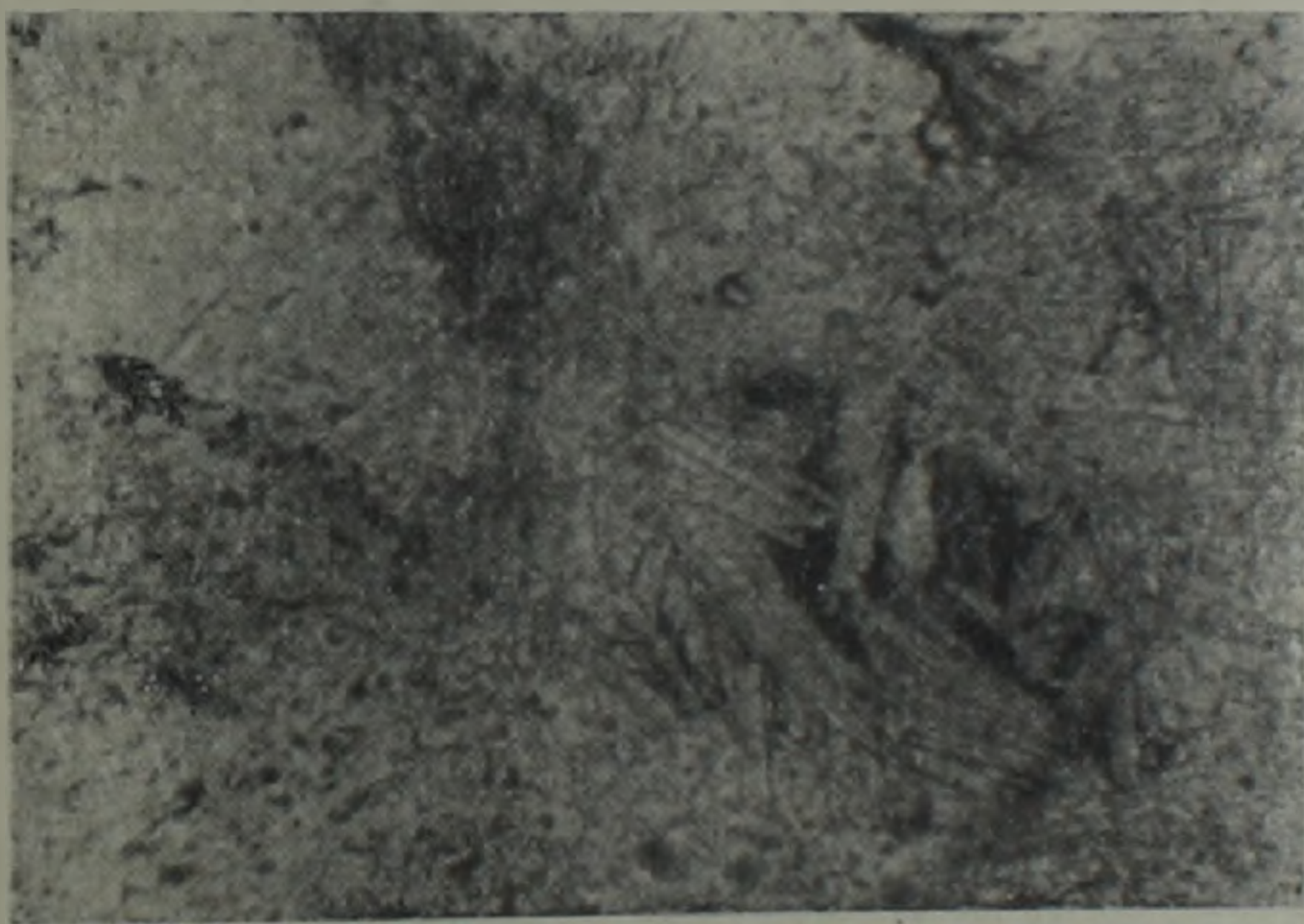


Рис. 1. Сноповидные и чешуйчатые агрегаты серицита в грейзенах. Промежутки заполнены рудным минералом (черное) (Ср). Прозрачный шлиф. Ув. 60. Месторождение Аравус.

Серицит весьма широко развит во вторичных кварцитах, где он является одним из преобладающих минералов и тесно сростается с кварцем. В кварц-серицитовый фации этих кварцитов серицит составляет 50—60% всего объема породы. Такие вторичные кварциты развиты на Дастакертском, Каджаранском, Джиндаринском, Айгедзорском и Агаракском месторождениях, где они являются предрудными образованиями.

Наиболее широко серицит представлен в околорудноизмененных породах медно-молибденовой и золото-сульфидной формаций и сопровождает формирование ряда рудных ассоциаций (кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая).

На Дастакертском месторождении, в отличие от других месторождений, серицитизация характерна для околорудноизмененных пород—I кварц-молибденит-халькопиритовой ассоциации. Дастакертское месторождение в основном локализовано в контактовых роговиках, а околорудные метасоматиты этой ассоциации характеризуются тонкозернистым строением. Серицит в них совместно с кварцем и хлоритом образует двух—и трехминеральные агрегаты.

II кварц-молибденит-халькопиритовая ассоциация локализована в гранодиоритах. Серицит околорудноизмененных пород этой ассоциации характеризуется сравнительно большими размерами чешуек. Они здесь достигают 3—4 мм в поперечнике. Это, очевидно, обусловлено тем, что он развивается по сравнительно крупным призматическим кристаллам плагиоклаза гранодиоритов. Серицит здесь характеризуется следующими константами: $N_g=1.589$, $N_p=1.561$ и $N_g-N_p=0.028$.

Чисто отобранные чешуйки серицита были подвергнуты химическому анализу в лаборатории ИГН АН Арм. ССР (аналитик З. Гаспарян), который показал следующее содержание компонентов (табл. 1).

Таблица 1

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	Автор
Содержание в %	53.80	0.09	33.11	0.55	—	сл.	сл.	—	5.56	1.93	4.30	1.00	100.34	К. Карамян

Упрощенная структурная формула после пересчета имеет следующий вид: $(OH)_2 K_{0.7} Al_2 (Si_{3.4} Al_{0.6}) O_{10}$.

Как видно из химического анализа и структурной формулы, серицит относится к фенгиту.

Возрастные взаимоотношения серицита околорудноизмененных пород ранее отмеченных ассоциаций с рудными минералами устанавливаются довольно отчетливо. Молибденит, как правило, захватывает чешуйки серицита, либо интенсивно замещает его (рис. 2).

Аналогичные взаимоотношения устанавливаются также между серицитом и халькопиритом в рудах кварц-халькопиритовой ассоциации на ряде месторождений (Каджаран, Агарак, Айгедзор, Тей-Личк-ваз). Серицит повсеместно является более ранним образованием, и

халькопирит, как правило, цементирует его чешуйчатые агрегаты (рис. 3).

Несколько иная картина намечается в возрастных взаимоотношениях между ранним пиритом, образующим ореол вкрапленной мине-

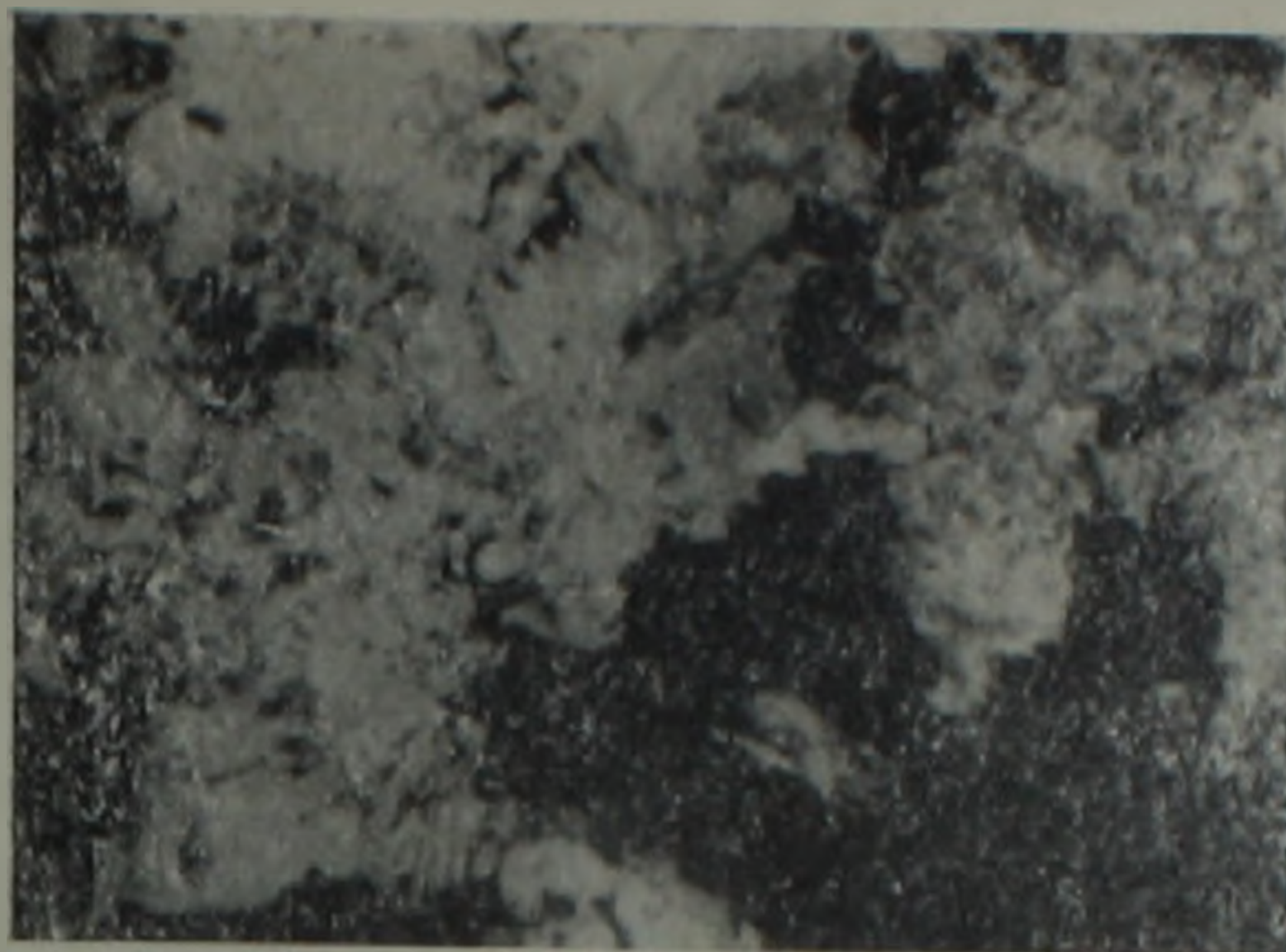


Рис. 2. Характер срастания серицита (светлое) чешуйчатого с молибденитом (черное). Молибденит захватывает небольшие чешуйки серицита и интенсивно развивается по нему. Дастакертское медно-молибденовое месторождение I кварц-молибденит-халькопиритовая ассоциация. Прозрачный шлиф. Ув. 24 х.



Рис. 3. Срастания халькопирита с серицитом (чешуйчатым) в около-рудноизмененных породах. Халькопирит (светлое) цементирует чешуйки серицита (темное). Полированный шлиф. Ув. 100. Агаракское месторождение.

рализации вокруг рудных тел ряда минеральных ассоциаций (кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая и кварц-сфалерит-галенитовая), и

серицитом околорудноизмененных пород. Пирит здесь образуется замещением темноцветных минералов (биотит, роговая обманка) путем заимствования из этих минералов железа в процессе диффундирования ионов серы во вмещающие породы. Серицит же образуется после образования раннего пирита. В этом случае пирит разъедается серицитом (рис. 4).



Рис. 4. Характер срастания пирита с серицитом. Серицит разъедает ранние выделения пирита. Прозрачный шлиф. Ув. 60. Каджаранское месторождение.

Серицит в месторождениях Зангезурского рудного района характеризуется проявлением двух политипных модификаций $2M_1$ и $1M$. С целью определения условий проявления этих модификаций в различных типах метасоматитов нами были проведены электронномикроскопические исследования серицитов из трех наиболее характерных метасоматитов Зангезурского рудного района: грейзены, вторичные кварциты и березиты (кварц-серицитовые метасоматиты), которые сопровождают оруденение ряда минеральных ассоциаций: кварц-молибденит-халькопиритовой, кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой. Результаты этих исследований представлены в табл. 2.

Из представленной таблицы видно, что для грейзенов характерно исключительное развитие политипной модификации $2M_1$. Аналогичная картина наблюдается для серицитов вторичных кварцитов, где также в целом преобладает политип $2M_1$. Несколько разнообразно проявляется политипия в серицитах из березитов, которые, как было отмечено ранее, сопровождают рудную минерализацию ряда минеральных ассоциаций. При этом для ранних и высокотемпературных минеральных ассоциаций $q-Mo-C_p$ и $q-C_p$ ассоциаций в целом характерен по-

Таблица 2

Развитие политипных модификаций серицита 2М₁ и 1М в различных типах метасоматитов Зангезурского рудного района

	Метасоматические формации	Месторождения и местонахождение	
I	Грейзены	1. Кварц-турмалин-серицитовые грейзены с. Ванк 2. Кварц-турмалин-серицитовые грейзены с. Аранус	2М ₁ 2М ₁
II	Вторичные кварциты	1. Вторичные кварциты Давачи 2. Вторичные кварциты Джиндара 3. Вторичные кварциты Нор-Аревик 4. Вторичные кварциты Тей 5. Вторичные кварциты Агарак	2М ₁ 2М ₁ + 1М 2М ₁ 2М ₁ 2М ₁
III	Гидротермально измененные породы березиты (кварц-серицитовые метасоматиты)	1. I q-Mo-C _p стадия Дастакерт 2. II q-Mo-C _p стадия Дастакерт 3. q-P _y стадия Дастакерт 4. q-Sl-Ga стадия Дастакерт 5. q-C _p стадия Каджаран 6. q-P _y стадия Каджаран 7. q-P _y стадия Аткиз 8. q-P _y стадия Катнарат 9. q-Sl-Ga стадия Каджаран 10. q-Mo-C _p стадия Шор-Джур 11. q-P _y стадия Тей-Личкваз 12. q-Sl-Ga стадия Тей-Личкваз 13. q-C _p стадия Агарак 14. q-P _y стадия Агарак	2М ₁ > 1М 2М ₁ > 1М 1М > 2М ₁ 1М > 2М ₁ 2М ₁ 1М + 2М ₁ 1М 1М 1М + 2М 1М 1М 1М 2М ₁ 2М ₁ 2М ₁ + 1М

литип 2М₁, между тем как для поздних относительно низкотемпературных ассоциаций характерен политип 1М.

Картина распределения политипных модификаций серицита в различных метасоматических формациях Зангезурского рудного района весьма сходна с распределением политипных модификаций серицита, характерных для колчеданных месторождений Армянской ССР [1].

В результате анализа высот рефлекса упомянутых политипных модификаций серицита были определены параметры их элементарных ячеек.

Таблица 3

Модификации	П а р а м е т р ы			
	a	b	c	β
1М	5,16—5,20 Å	8,96—9,0 Å	9,9—10,4 Å	99°45'—100°21'
2М ₁			19,5—20,1 Å	95°—95°30'

Серициты из ранее отмеченных метасоматических формаций были проанализированы спектрометрически. Помимо элементов, составляющих основу серицита, к которым относятся *Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, K*, в серицитах установлена большая группа элементов-примесей, к которым относятся:

Mn— 0,003—0,1	Zn— 0,002—0,3
Ni— 0,0003—0,002	Sb— 0,02
Co— 0,001—0,003	Bi—0,002—0,01
Ti— 0,1—1,0	Sn— 0,0003—0,01
V— 0,003—0,03	Ga— 0,001—0,01
Cr— 0,0003—0,01	Jt— 0,001—0,003
Mo— 0,0003—0,1	Yb— 0,0003—0,003
Zr— 0,002—0,01	Sr— 0,001—0,03
Cu— 0,003—1,0	Ba— 0,03—0,1
Pb— 0,001—0,3	Be— 0,0002—0,0003
Ag— 0,001—0,003	

Характерной особенностью серицитов из трех ранее выделенных метасоматических формаций является то, что серициты окolorудно-измененных пород (березиты) постоянно содержат повышенные содержания рудных элементов, к которым относятся *Mo, Cu, Pb, Ag, Zn, Sb, Bi*.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21. II. 1980.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ачикгезян С. О., Мхитарян Р. Г., Налбандян Э. М. Об особенностях окolorудных серицитов некоторых колчеданных месторождений северной Армении. ДАН Арм. СССР, т. 47, № 2, 1968.

УДК 550.837

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Л. А. АХВЕРДЯН, Г. Э. МАЛХАСЯН

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ
СТРОИТЕЛЬСТВА ПОДЗЕМНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ «ГАРНИ»

В районе строительства подземной геофизической обсерватории «Гарни» и на примыкающей к нему территории (северо-восточная часть с. Гарни) проводились электроразведочные работы методом ВЭЗ. Из них 6 ВЭЗ проводились вдоль оси тоннеля с разносами $AB=3000$ м, 8 ВЭЗ — на андезито-базальтах (примыкающая территория) с разносами 2000 м.

Условимся район штольни называть участком I, а базальтового лютока — участком II.

Работы проводились с целью решения следующих задач:

1. Составление геоэлектрического разреза на обоих участках, определение мощности андезитовых туфобрекчий на I участке, мощность базальтового покрова на II участке и прослеживание их контактов с подстилающими породами.

2. Определение наличия возможно водоносных горизонтов на обоих участках.

3. Приближенная оценка ожидаемого «электроупругого эффекта» на территории обсерватории на основе полученных результатов.

Полевые наблюдения, обработка и интерпретация полученных материалов проводились по общепринятой методике [5].

Участок I. Кривые ВЭЗ на участке штольни трехслойные, типа КQ (рис. 1а).

Слой 1 (ρ_1) характеризует породы верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Этот слой обладает высокими значениями сопротивления $\rho_1=120—145$ ом. Мощность первого слоя $=25—35$ м.

Слой 2 (ρ_2) имеет сопротивление электрического горизонта 25—35 ом и представлен песчано-глинистыми образованиями. Мощность колеблется от 75 до 160 м.

Слой 3 (ρ_3) характеризуется низким сопротивлением, в пределах 5—14 ом, что указывает на связь с глинистыми образованиями верхнего эоцена.

Участок II. Кривые ВЭЗ над андезито-базальтом отражают четыре электрических горизонта и относятся к типу АК (рис. 1б).

Слой 1 (ρ_1) в основном современные отложения, представленные аллювиально-пролювиальными образованиями. Слой имеет низкое сопротивление — ρ_1 от 100 до 320 ом.м. Мощность (h_1) от 1,7 до 4 м.

Слой 2 и 3 представляют собой андезито-базальт, поэтому целесообразно эти слои рассматривать совместно. Это самый мощный геоэлектрический горизонт, представленный базальтами, андезито-базальтами, отмечается максимальным значением сопротивления от 550 до 3000 ом.м. Базальтовый слой на кривых ВЭЗ отражается двумя слоями: первый слой — относительно сухой базальт, сопротивление которого на изучаемой площади изменяется от 2000 до 3000 ом.м, а мощность колеблется от 40 до 50 м; второй слой — водоносный базальт, сопротивление которого изменяется от 550 до 700 ом.м, а мощность — в пределах 130—160 м.

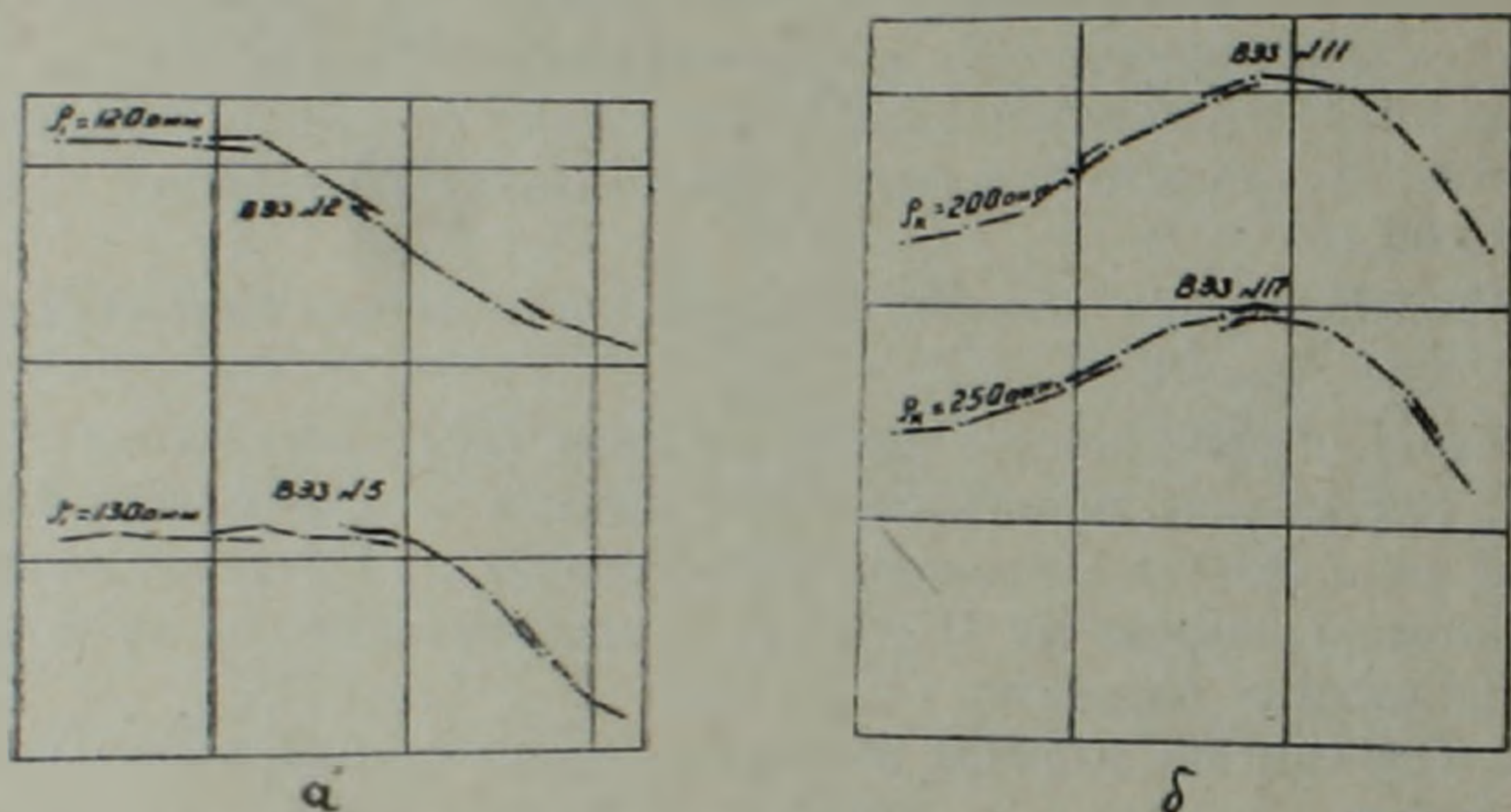


Рис. 1. Кривые ВЭЗ на территории: а — на I участке, б — на II участке.

Четвертый слой — подбазальтовый геоэлектрический горизонт, который, по всей вероятности, является совокупностью пород озерно-лагунных отложений и андезитовых брекчий и туфобрекчий эоцена плиоценового возраста участка I. Сопротивление этого горизонта от единиц до 10 ом.м.

Из геоэлектрического разреза (рис. 2) видно, что тоннель геофизической обсерватории проходит по андезитовым брекчиям, глинам, туфобрекчиям, мощность которых возрастает, начиная с портала.

Под андезитовыми брекчиями и туфобрекчиями верхнемиоценового возраста на геоэлектрическом разрезе выделяются озерно-лагунные отложения эоцена мощностью 150 м. Под этими породами залегают отложения глинисто-песчаных пород с удельным сопротивлением до 10 ом.м.

В геоэлектрическом разрезе II участка (рис. 3) мощность почвенного слоя сравнительно мала, достигает в среднем от 1,8 до 4 м. Сухие

лавовые образования (базальты, андезито-базальты) имеют выдержанную мощность. Она изменяется в пределах 50—65 м.

Мощность водоносного комплекса лавового образования сравнительно невелика— 135—187 м. На ВЭЗ № 10 $h=135$ м, затем постепенно увеличивается и достигает на ВЭЗ № 12 187 м. Примерно такой характер геоэлектрического разреза наблюдается на обоих участках.

Важным информативным источником для геоэлектрического разреза служит результат бурения Шорахпюрской скважины (скв. 31),

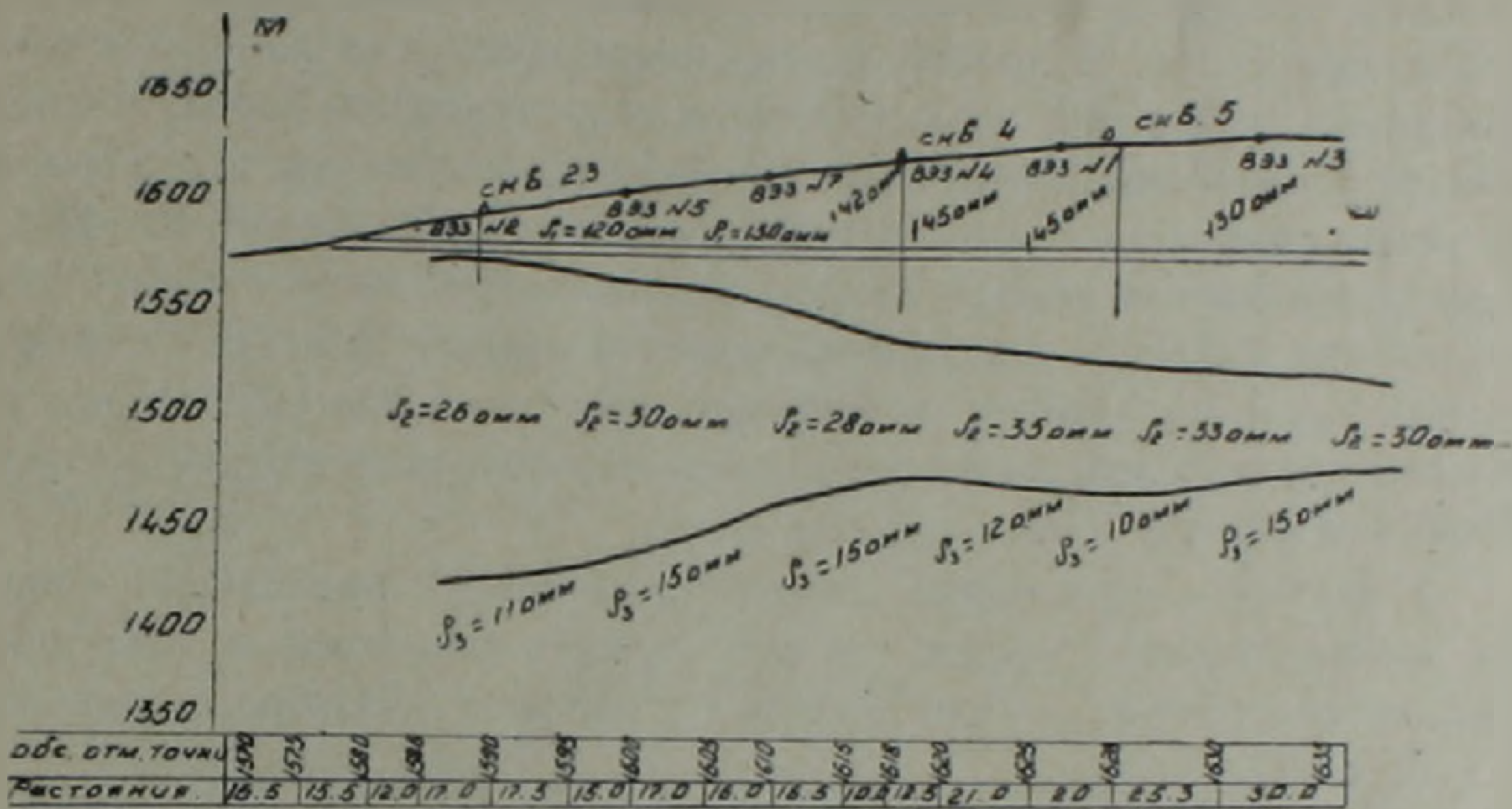


Рис. 2.— Геоэлектрический разрез территории обсерватории на участке I.

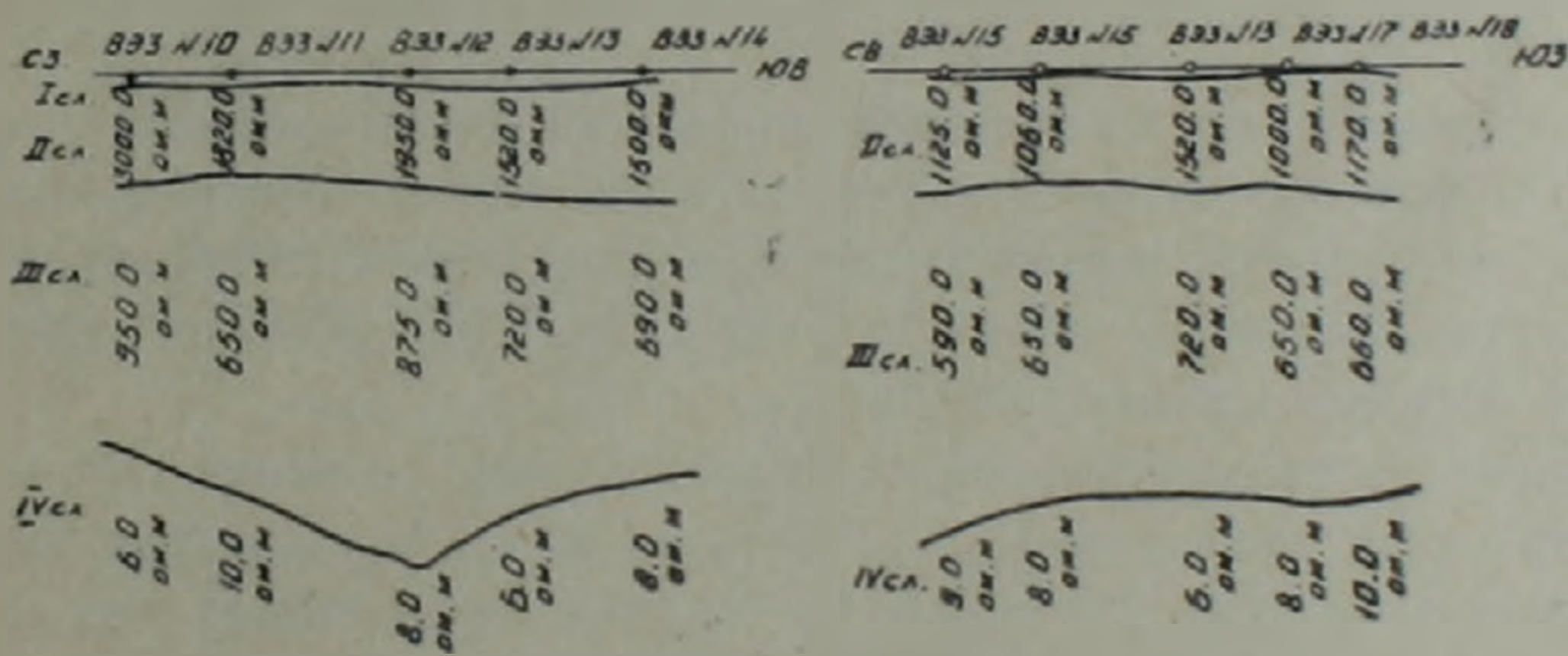


Рис. 3.— Геоэлектрический разрез территории обсерватории на участке II.

находящейся к юго-западу от участка обсерватории глубиной ~4 км.

По данным бурения стратиграфический разрез представлен следующим образом:

- 0—390 м—ср. и нижний олигоцен,
- 390—1570 м—верхний эоцен,
- 1570—3050 м—средний эоцен,
- 3050—3200 м—нижний эоцен,
- 3200—3665 м—верхний мел (сантон, маастрихт).

С литологической точки зрения этот разрез идентичен разрезу на участке обсерватории (песчаники, глины, мел-известняк, туфопесчаньки).

Принимая во внимание, что обсерватория предназначена для поисков предвестников землетрясений на территории республики и для района «Большого Еревана», в комплекс наблюдений входит изучение земных токов, в частности, будут исследоваться изменения электрических токов во времени и в пространстве методом сопротивлений.

Этот метод, по литературным данным, является одним из обнадеживающих [4, 6]. В процессе подготовки землетрясений наблюдаются локальные изменения электрического сопротивления пород, причем в момент толчка они достигают минимума. Для сильных землетрясений электрическое сопротивление постепенно уменьшается на 15—18% от первоначального значения. Авторы это явление объясняют тем, что при увеличении давления поровой жидкости в горных породах в сейсмоактивных зонах происходит увеличение пористости, способствующее проникновению поровой жидкости с высокой электропроводностью в разрушенном скелете горной породы.

В пределах территории обсерватории средой проявления «ложного» электроупругого эффекта могут служить гипсоносные слабовыраженные соленосные глины эоцена с хорошей электропроводностью ($\rho = 10$ ом).

Следует иметь в виду, что при различных атмосферных явлениях степень минерализации вод и контактные заземления в гипсо-и соленосных свитах, встречающихся здесь, могут меняться в определенных пределах.

Полезный сигнал (или предполагаемый электроупругий эффект) по своей величине может оказаться соизмеримым величине помех. С целью выделения полезного сигнала на фоне помех лабораторные эксперименты следует проводить с особой тщательностью на образцах с разной степенью водонасыщенности.

Согласно предшествующим исследованиям, в этом районе очаг землетрясения расположен на глубине 5—10 км [2], которая примерно сравнима с глубиной скважины № 31; последнюю можно использовать для исследования «электроупругого эффекта» непосредственно в районе Гарнийского очага землетрясения.

По предложению авторов [1] при решении этих задач можно применить в качестве источника тока батарею высоковольтных конденсаторов, предварительно заряженных обычным маломощным электрогенератором. Зависимость отношения E/I от частоты является характеристикой геоэлектрического разреза в окрестности излучающего и приемного диполей (E —напряженность электрического тока, а I —импульс тока), что позволит заранее уточнить геоэлектрический разрез и оценить методические погрешности.

Вышеизложенный материал приводит к следующим выводам:

1) На территории обсерватории геоэлектрические разрезы на участках I и II таковы:

участок I	$\rho_1 = 120-145$ ом.м	$h_1 = 25-35$ м
	$\rho_2 = 25-35$ ом.м	$h_2 = 75-160$ м
	$\rho_3 = 5-14$ ом.м	
участок II	$\rho_1 = 100-320$ ом.м	$h_1 = 1,7-4$ м
	$\rho_2 = 2000-3000$ ом.м	$h_2 = 4,0-50$ м
	$\rho_3 = 550-700$ ом.м	$h_3 = 130-160$ м
	$\rho_4 = 1-10$ ом.м	

2) На территории обсерватории залегают мощные слои глини эоцена с высокой электропроводностью ($\rho = 10$ ом.м), что требует от исполнителей учета методических погрешностей для выделения полезного электроупругого сигнала на фоне помех.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 27. I. 1978.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков О. М., Сорокин О. Н. Изменения кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе. Известия АН СССР, Физика Земли, № 10, 1973.
2. Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья, ч. I. Изд. АН Грузинской ССР, 1948.
3. Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1948.
4. Зубков С. И., Мизунов Н. И. О времени возникновения электромагнитных предвестников землетрясений», Геомagnetизм и аэрономия, т. 15, № 6, 1975.
5. Пылаев А. М. Руководство по интерпретации ВЭЗ. М—Л., 1949.
6. Mazzella, Morrison. Science, 1974, 185, vol. 1.

УДК 528.024.1

К. Р. ТРОЗЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРЕВЫШЕНИЯ ТОЧЕК С ПОМОЩЬЮ
ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ

При рассмотрении гидродинамического нивелирования п точек Р. А. Мовсисяном, А.М. Бархударяном [2] были получены следующие уравнения движения жидкости:

$$\begin{aligned} z - z_1 &= \frac{L\omega^2}{2g} \left[\left(\frac{v - v_1}{F_1} \right)^2 - \left(\frac{u}{\omega} - \frac{v}{F} \right)^2 \right] + \frac{l}{g} \frac{dv}{dt} + \Sigma h \\ z_1 - z_2 &= \frac{l_1}{g} \frac{dv_1}{dt} + \Sigma h_1 \\ &\dots \dots \dots \\ z_{n-1} - z_n &= \frac{l_{n-1}}{g} \frac{dv_{n-1}}{dt} + \Sigma h_{n-1} \end{aligned} \quad (1)$$

и уравнения неразрывности:

$$\begin{aligned} \frac{dz}{dt} &= u - \frac{\omega}{F} v \\ \frac{dz_1}{dt} &= (v - v_1) \frac{\omega}{F_1} \\ &\dots \dots \dots \\ \frac{dz_{n-1}}{dt} &= (v_{n-2} - v_{n-1}) \frac{\omega}{F_1} \\ \frac{dz_n}{dt} &= v_{n-1} \frac{\omega}{F_1} \end{aligned} \quad (2)$$

Как указано в работе [2], после определенного времени t_0 устанавливается стационарное движение и разность в уровнях в системе при непрерывном изменении горизонтов жидкости в сосудах остается постоянной, и уравнение движения жидкости принимают вид:

$$\begin{aligned} z - z_1 &= \frac{\alpha\omega^2}{2g} \left[\left(\frac{v - v_1}{F_1} \right)^2 - \left(\frac{u}{\omega} - \frac{v}{F} \right)^2 \right] + \Sigma h \\ z_1 - z_2 &= \Sigma h_1 \\ z_{n-1} - z_n &= \Sigma h_{n-1} \\ &\dots \dots \dots \\ z_{n-1} - z_n &= \Sigma h_{n-1} \end{aligned} \quad (3)$$

а уравнения неразрывности (2) остаются без изменения.

Из уравнения (3) следует, что разность в горизонтах жидкости соседних сосудов равна потере энергии на данном участке и так как эта разность не изменяется, то потери энергии также не меняются. Следовательно, скорость движения жидкости в трубопроводах остается постоянной во времени. А из уравнения неразрывности (2) следует, что скорость изменения уровня жидкости в сосудах также не меняется во времени и так как разность горизонтов жидкости в сосудах постоянна, то есть: $z - z_1 = \text{const}$, $z_1 - z_2 = \text{const}$, . . . , $z_{n-1} - z_n = \text{const}$, то

$$\frac{dz}{dt} - \frac{dz_1}{dt} = 0$$

$$\frac{dz_1}{dt} - \frac{dz_2}{dt} = 0$$

.

$$\frac{dz_{n-1}}{dt} - \frac{dz_n}{dt} = 0,$$

откуда следует, что:

$$\frac{dz}{dt} = \frac{dz_1}{dt} = \frac{dz_2}{dt} = \dots = \frac{dz_n}{dt}. \quad (4)$$

Иначе, скорости движения уровня жидкости в сосудах равны.

Из вышеизложенного следует, что линии энергии, пьезометрические линии и уровни в сосудах меняются равномерно, и эти линии перемещаются параллельно самим себе во времени.

При гидродинамическом низелировании превышение нивелируемых точек принимают пропорционально разности отметок гидродинамических горизонтов жидкости в сосудах. Однако, изменения внешних факторов (температура, состав жидкости, сечения трубопроводов и др.) вызывают изменение потерь энергии (3), и, следовательно, меняется связь между разностью отметок и потерь энергии.

Цель настоящей работы заключается в определении абсолютного значения разности контакта сигнализаторов, а, следовательно, - отметки двух соседних точек независимо от изменения внешних факторов.

Полученные данные можно использовать не только для проектирования новых установок, но и для решения задач на действующих системах.

Для этого рассмотрим изменение линии энергии, пьезометрической линии и изменения отметок поверхности жидкости в сосудах для следующих случаев:

- 1) когда измерительный сосуд поднимается вверх с постоянной скоростью u ;
- 2) когда сосуд опускается вниз с той же скоростью u .

1. Сосуд поднимается вверх

Когда измерительный сосуд поднимается вверх со скоростью u ,

жидкость в системе движется слева направо (рис. 1). В этом случае уравнения движения жидкости будут иметь вид:

$$\begin{aligned} z - z_1 &= \Sigma h \\ z_1 - z_2 &= \Sigma h_1 \\ &\dots \dots \dots \\ z_{n-1} - z_n &= \Sigma h_{n-1}. \end{aligned} \quad (5)$$

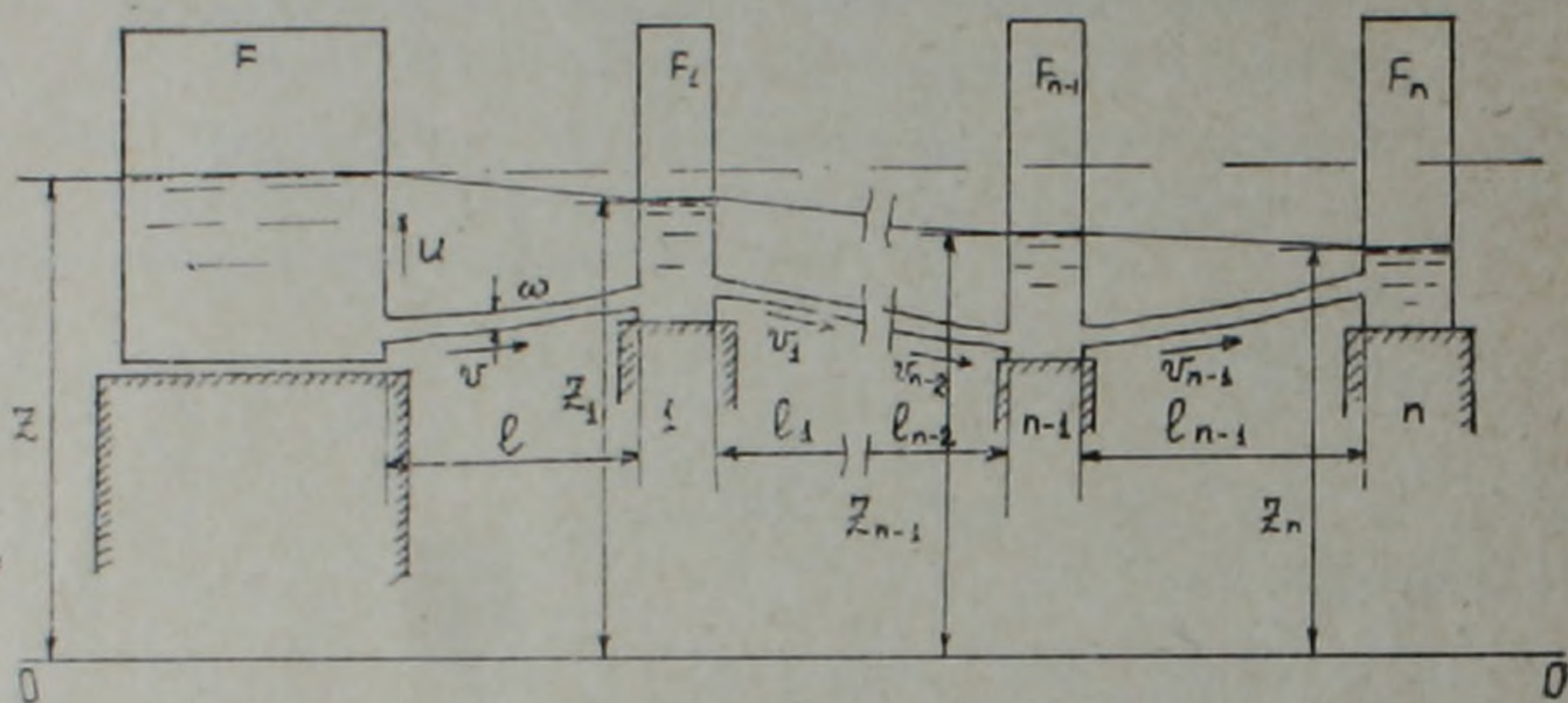


Рис. 1.

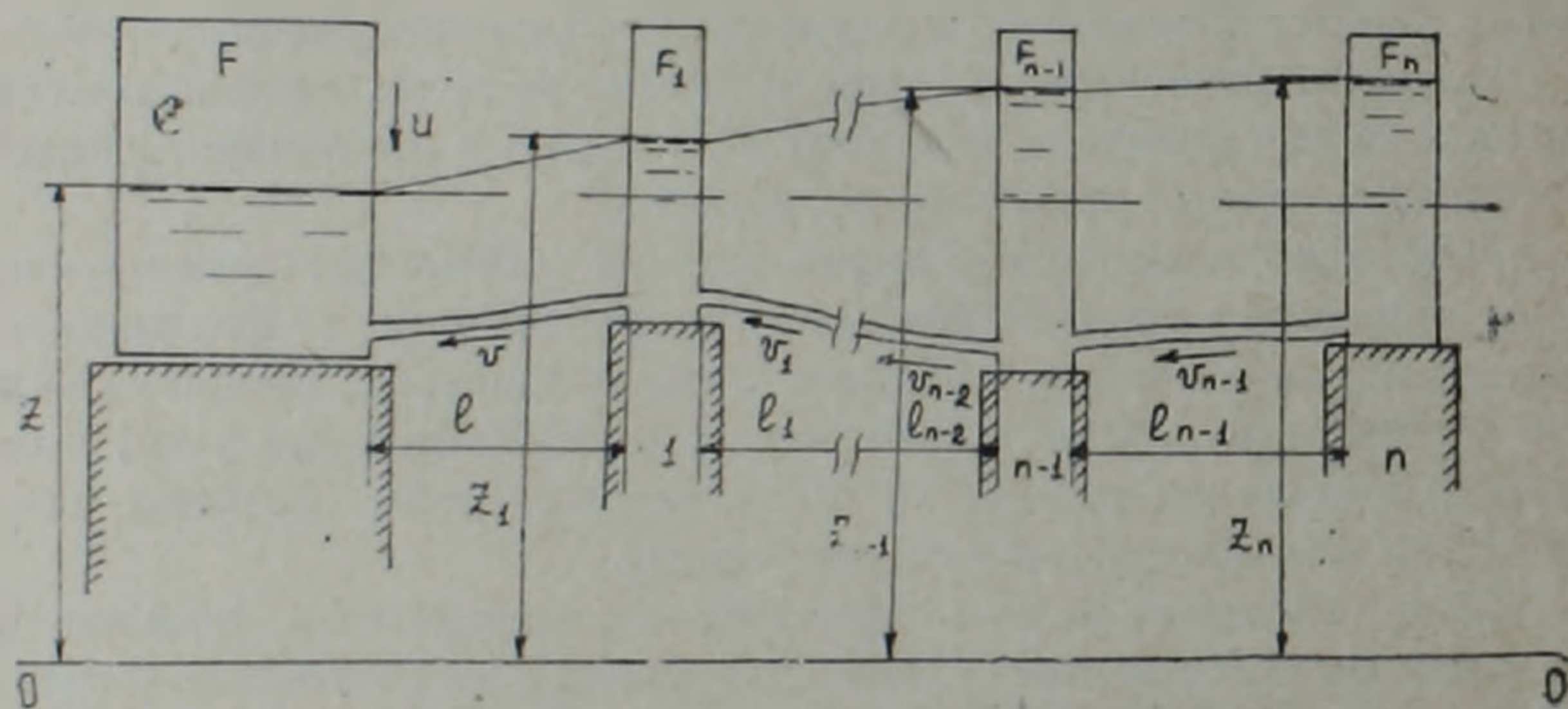


Рис. 2.

Расход в трубопроводе (n-1), согласно уравнению (2) будет:

$$Q_{n-1} = \frac{dz_n}{dt} F_n,$$

в трубопроводе (n-2):

$$Q_{n-2} = Q_{n-1} + \frac{dz_{n-1}}{dt} F_{n-1}$$

или

$$Q_{n-2} = \frac{dz_n}{dt} F_n + \frac{dz_{n-1}}{dt} F_{n-1}$$

и т. д., а для первого трубопровода будет:

$$Q_1 = \frac{dz_1}{dt} F_1 + \frac{dz_2}{dt} F_2 + \dots + \frac{dz_{n-1}}{dt} F_{n-1} + \frac{dz_n}{dt} F_n. \quad (6)$$

Таким образом, расход на данном участке трубопровода равен сумме расходов, поступающих в отдельные сосуды, находящиеся вправо от данного участка.

С другой стороны, согласно уравнению (2), имеем:

$$Q_1 = Fu - \frac{dz}{dt} F.$$

Откуда следует, что

$$Fu = \frac{dz}{dt} F + \left(\frac{dz_1}{dt} F_1 + \frac{dz_2}{dt} F_2 + \dots + \frac{dz_n}{dt} F_n \right)$$

и имея в виду (4), получим:

$$\frac{dz}{dt} = \frac{u}{1 + \frac{F_1 + F_2 + \dots + F_n}{F}} = Au. \quad (7)$$

Если $F_1 = F_2 = \dots = F_n$, то

$$\frac{dz}{dt} = \frac{u}{1 + \frac{F_1}{F} n} = A_1 u, \quad (8)$$

где A и A_1 для данной системы постоянные и зависят от размера сечения сосудов.

2. Сосуд опускается вниз

Предполагая, что измерительный сосуд поднялся до определенного уровня и остановился, в сосудах установился определенный статистический уровень, после чего сосуд начинает опускаться вниз, жидкость при этом движется справа налево (рис. 2).

При таком положении наступает нестационарное движение, которое через определенное время t_0^1 переходит в стационарное и тогда линия энергии, пьезометрическая линия и уровень в сосудах равномерно понижаются. В этом случае уравнения движения примут вид:

$$\begin{aligned} z_n - z_{n-1} &= \Sigma h_{n-1} \\ z_{n-1} - z_{n-2} &= \Sigma h_{n-2} \\ &\dots \dots \dots \\ z_2 - z_1 &= \Sigma h_1 \\ z_1 - z &= \Sigma h. \end{aligned} \quad (9)$$

Сопоставляя уравнения (9) и (5), видно, что разность горизонтов жидкости в сосудах в обоих случаях одинаковы, меняется только их знак.

Из уравнений неразрывности получим:

$$\begin{aligned} Q_{n-1} &= \frac{dz_n}{dt} F_n \\ Q_{n-2} &= \frac{dz_n}{dt} F_n + \frac{dz_{n-1}}{dt} F_{n-1} \\ &\dots \dots \dots \\ Q_1 &= \frac{dz_n}{dt} F_n + \frac{dz_{n-1}}{dt} F_{n-1} + \dots + \frac{dz_2}{dt} F_2 + \frac{dz_1}{dt} F_1. \end{aligned} \quad (10)$$

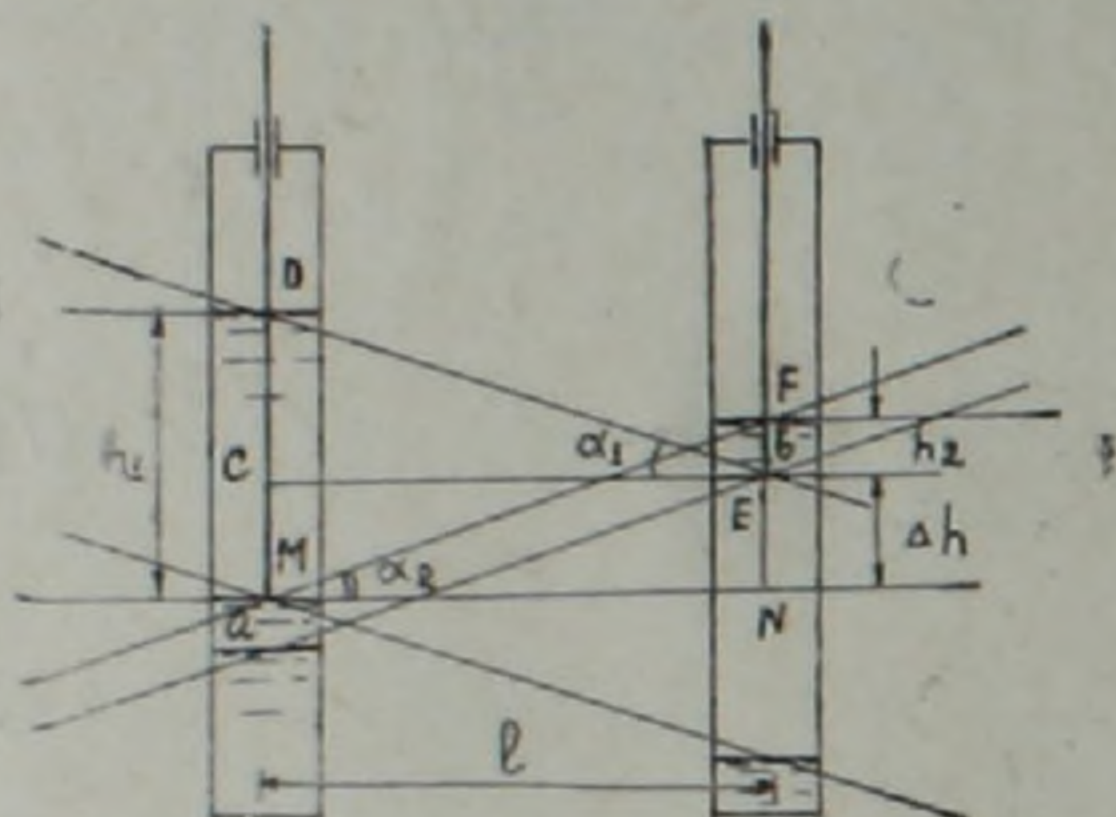


Рис. 3.

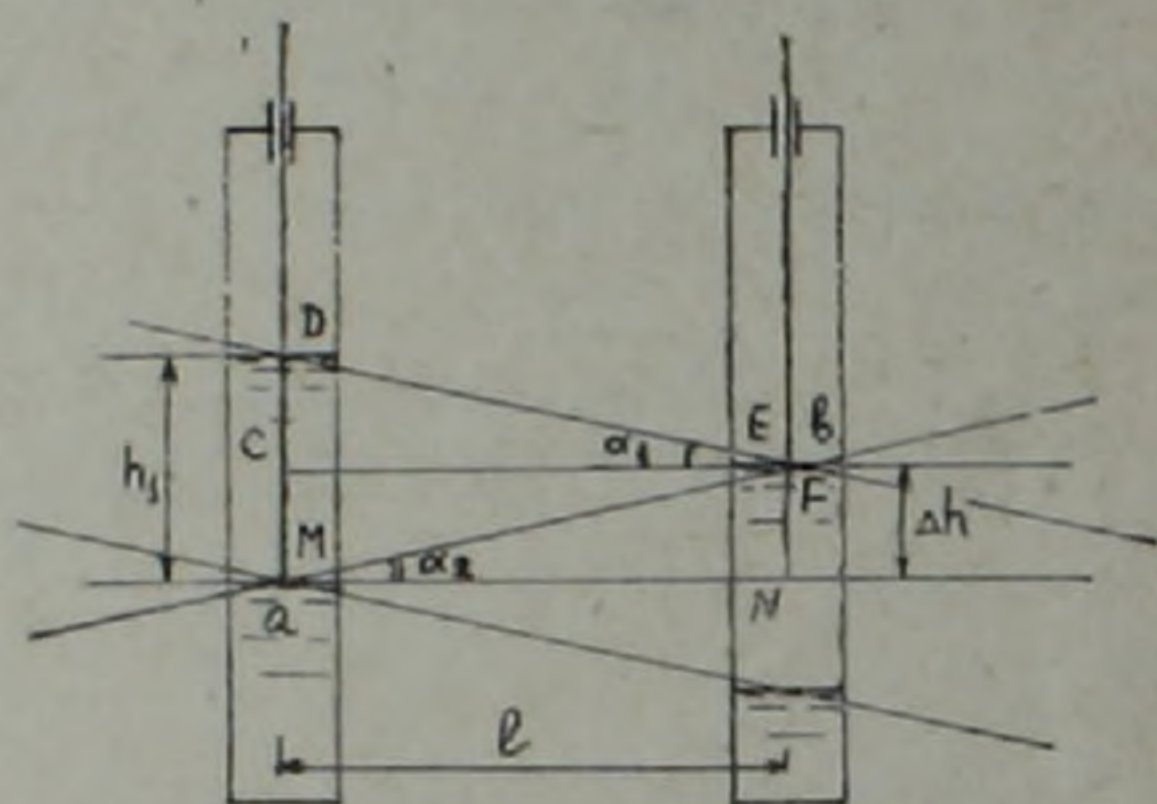


Рис. 4.

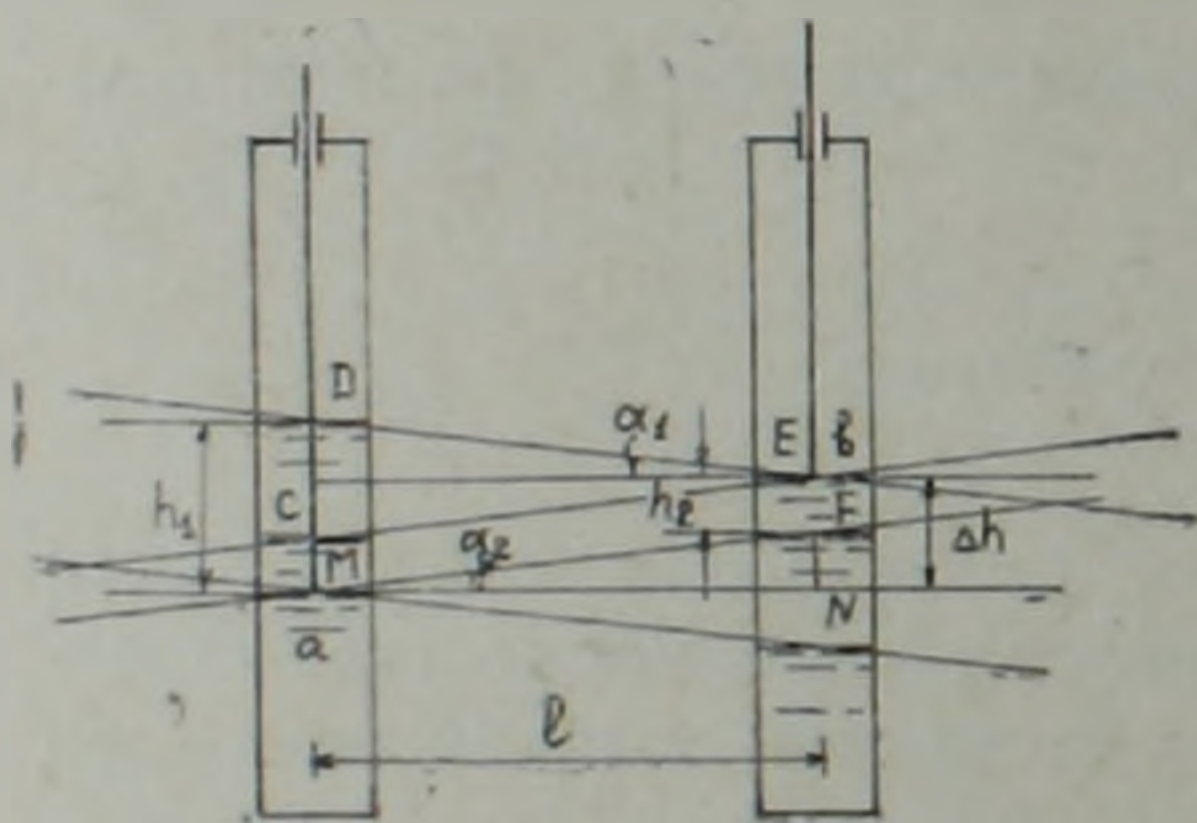


Рис. 5.

С другой стороны

$$Fu = F \frac{dz}{dt} + Q_1$$

имея в виду (4), получим:

$$\begin{aligned} \frac{dz}{dt} &= \frac{u}{1 + \frac{F_1 + F_2 + \dots + F_n}{F}} = \\ &= Au. \end{aligned} \quad (11)$$

Если $F_1 = F_2 = \dots = F_n$, то

$$\frac{dz}{dt} = \frac{u}{1 + \frac{F_1 n}{F}} = A_1 u. \quad (12)$$

Таким образом, при движении измерительного сосуда вниз, получаем те же самые зависимости, что и при движении сосуда вверх (7, 8).

Следовательно, как при поднятии измерительного сосуда, так и при опускании его с одинаковыми скоростями u , на участках трубопровода расход жидкости не меняется, следовательно, не меняются

потери энергии, уклон пьезометрической линии и разность в уровнях жидкости в сосудах, а меняется только направление движения.

Известно [2], что при гидродинамическом нивелировании определяется относительная разность отметок двух точек с помощью показаний счетчиков, присоединенных к специальным сигнализаторам, которые срабатывают при соприкосновении или при отрыве жидкости.

Для определения абсолютного значения разности (превышения) точек, делаются два замера:

первый — при повышении горизонта в измерительном сосуде, второй — при понижении уровня.

Рассмотрим случай, когда сигнализатор «а» ниже сигнализатора «в» на величину Δh (рис. 3). При подъеме уровня в соседних сосудах, разность горизонтов жидкости в данном сосуде, когда жидкость соприкасается с сигнализаторами, обозначим через h_1 , а при понижении — разность горизонтов при отрыве жидкости от сигнализаторов h_2 , расстояние между сигнализаторами l , угол между линиями, соединяющими два соседних горизонта жидкости с горизонтальной линией, соответственно через α_1 и α_2 . Эти углы равны $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha$, так как разность горизонтов соседних сосудов при одинаковой скорости движения измерительных сосудов согласно (5) и (9) равны.

При движении сосудов вверх горизонт жидкости соприкасается сначала с сигнализатором «а», а потом с «в». При понижении уровня жидкости, в зависимости от уклона пьезометрической линии, горизонт жидкости может отрываться от сигнализатора по-разному:

а) при больших уклонах пьезометрической линии горизонт жидкости сначала отрывается от сигнализатора «а», а потом от сигнализатора «в».

Тогда (рис. 3) из треугольника DEC следует:

$$h_1 - \Delta h = l \operatorname{tg} \alpha,$$

а из треугольника FMN :

$$h_2 + \Delta h = l \operatorname{tg} \alpha,$$

откуда

$$\Delta h = \frac{h_1 - h_2}{2}; \quad (13)$$

б) при среднем уклоне могут отрываться две точки вместе (рис. 4), тогда $h = 0$ и из треугольника DEC следует:

$$h_1 - \Delta h = l \operatorname{tg} \alpha;$$

из треугольника FMN :

$$\Delta h = l \operatorname{tg} \alpha.$$

Получим:

$$\Delta h = \frac{h_1}{2}; \quad (14)$$

в) при малом уклоне пьезометрической линии (рис. 5) горизонт жидкости отрывается сначала от сигнализатора «в», а потом от «а». Тогда из треугольника DEC и FMN

$$h_1 - \Delta h = l \operatorname{tg} \alpha$$

$$h_2 + \Delta h = l \operatorname{tg} \alpha.$$

Получим:

$$\Delta h = \frac{h_1 + h_2}{2}. \quad (15)$$

Из вышесказанного следует, что Δh не зависит от уклона пьезометрических линий, а зависит только от разности соприкосновения и отрыва горизонтов жидкости от сигнализатора.

Следовательно, для определения абсолютного значения превышения точек достаточно иметь два замера и при этом никакие внешние факторы не влияют на точность определения отметок. Отметим, что влияние мениска жидкости не учитывается.

Ереванский политехнический
институт

Поступила 9. IV. 1980.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агрокин И. И., Дмитриев Г. Т., Пикалов Ф. И. Гидравлика, М.—Л., 1950.
2. Мовсисян Р. А., Бархударян А. М. Теоретические основы метода гидродинамического нивелирования. Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, № 1, 1976.
3. Мовсисян Р. А., Бархударян А. М. Ошибки гидродинамического характера в системах для гидростатического нивелирования с большим числом сообщающихся сосудов. Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, № 6, 1975.
4. Овсепян В. М. Гидравлический таран и таранные установки. «Машиностроение», 1968.

Ю. А. Агабян. Рационализация использования минеральных ресурсов и критерии оптимальности	2—38
Г. А. Александрян. О методике определения влагосодержания атмосферы в горных условиях и характеристика его режима	5—82
Р. Т. Алиев, А. Т. Асланян, И. Н. Ситковский	2—3
А. Т. Асланян, Р. Л. Мелконян. О некоторых методических вопросах развития геологических исследований в Армянской ССР	1—3
А. Т. Асланян, К. Г. Ширинян, А. Л. Ананян, Р. С. Малхазян. Задачи исследования и возможности использования подземного тепла в Армянской ССР	3—11
А. Т. Асланян, А. Л. Ананян, Р. Т. Мириджанян. Состояние изученности геотермических условий недр Армянской ССР	3—3
А. Т. Асланян. К аксиоматике геологической науки	4—3
А. Т. Асланян, Э. Х. Гуляян, Г. О. Пиджян, Ш. О. Амирян, А. С. Фарамазян, Э. Ш. Овсепян, С. Г. Арутюнян, Х. Г. Галстян. Техутское медно-молибденовое месторождение	5—3
К. Г. Асланян, В. Б. Мурадян. К вопросу о синтезе некоторых гранатов	1—50
А. Г. Бабаджанян, С. М. Оганесян. Гравитационная модель верхней части земной коры по профилю Маркара—Пойлы	6—60
Э. Н. Богуславский, Т. А. Тарабарини, Р. С. Малхазян. Перспективы освоения петрогеотермальных ресурсов Армянской ССР	3—20
А. А. Габриелян. О геотектоническом режиме Сомхето-Карабахской зоны и Кафанского сегмента в киммерийском этапе	2—13
В. Б. Гамоян. Характер поля блуждающих токов при наличии тела сферической формы	1—64
Ж. И. Ганин. Первая Араратская экспедиция (к 150-летию)	2—63
Р. Г. Геворкян, К. И. Карапетян. О вулканических породах бассейна верховьев р. Карс	4—65
О. П. Гуюмджян, Л. П. Яшвили. Изверженные кремнистые породы (кварцолиты) Вайоцдзора	6—3
Г. В. Демура, В. М. Геворкян. Количественное обоснование геофизического комплекса при решении поисков и разведки (на примере Анкадзорского месторождения меди)	4—80
Р. Т. Джрбашян, А. А. Садочн. Существуют ли нижнеэоценовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы в бассейне левобережья р. Аракс?	1—9
Б. Ц. Еремян, Д. И. Сихирулидзе, Н. П. Тутберидзе. Высокоскоростные дисперсионные волны и вопросы строения земной коры Малого Кавказа	6—28
Ю. Р. Каграманов. О перспективах нефтегазоносности эоценовых отложений территории Армянской ССР	1—18
А. А. Казанчян. Некоторые геохимические особенности процессов выветривания на территории Армянской ССР	6—17
Г. А. Казарян. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса	4—56

А. К. Караханян. Термомагнитные исследования палеогеновых эффузивов Армении	1—7
Н. К. Карапетян. Сейсмический режим территории прогностического полигона	5—36
Э. М. Карапетян, О. В. Мирошникова, Ю. Г. Шопин, А. А. Халатян, Ш. В. Камалян. Скоростная модель Кафанского рудного района	6—77
Г. Н. Каттерфельд. Планетарная трещиноватость четвертичных отложений Предкавказья в Армении	4—29
Е. П. Леман, А. А. Тамразян, В. А. Арцыбашев. Поток вторичных излучений и структурные коэффициенты для гетерогенной среды с биномальным законом распределения неоднородностей	1—57
Е. П. Леман, А. А. Тамразян, В. А. Арцыбашев. Теоретические основы способов реализации рентгенорадиометрического метода при анализе грубо-зернистых гетерогенных сред с биномиальным распределением неоднородностей	2—52
Н. Г. Магакьян, А. Н. Карапетян, Г. О. Пиджян, Э. А. Хачатурян. Рудные формации Центрального Средиземноморья и геологические параллели: Кавказ-Закавказье-Иран-Анатолия-Балканы	5—25
Н. Н. Магакьян, Т. М. Арутюнян, С. С. Ахмаева, С. О. Карагулян. Геолого-технологическая типизация руд Зодского месторождения	5—35
Р. С. Мовсесян. Геологическое строение и особенности структуры Арманиского полиметаллического месторождения	1—23
С. Н. Назаретян. Геофизическая характеристика антикавказских глубинных разломов на территории Армянской ССР	4—71
Г. Б. Нисанян, Н. Х. Петросов. Пиррофиллит, парагонит и сопутствующие глинистые минералы в палеозойских отложениях Армянской ССР как индикаторы постседиментационных изменений	5—44
В. М. Овсепян, Р. Г. Асатрян. Состояние и пути развития противоселевых мероприятий в Армянской ССР	5—74
А. О. Оганесян. Особенности изучения неприливных вариаций силы тяжести на Зангезурском геодинамическом полигоне	6—69
Ш. С. Оганесян, С. Н. Назаретян. О связи между геофизическими полями и сейсмичностью на территории Армянской ССР	6—51
Н. Б. Осипова. О региональных сейсмических исследованиях станциями «Черепаха» в Армении	5—65
Ю. М. Парийский. Научно-технические предпосылки и мировой опыт освоения петрогеотермальных ресурсов	3—20
В. О. Пароникян. Количественный минеральный состав полиметаллических руд Армянской ССР	1—42
Г. О. Пиджян, Ш. О. Амирян, А. Н. Карапетян, А. С. Фармазян. Минеральные ассоциации теллуридов в главнейших рудных формациях Армянской ССР	1—31
А. Н. Савченко. Глобальная тектоника литосферы—индикатор столкновений Земли с крупными астероидами	4—15
Г. П. Тамразян. Важнейшие общепланетарные особенности в изменении качества нефти Земли и их пространственно-временная сопряженность с движением солнечной системы в галактике	
Р. Н. Таян. Тектонические напряжения в пермских известняках среднего течения р. Гехи (Западный Зангезур)	4—49
Э. С. Халатян. Состояние изученности и перспективы использования минеральных вод Армянской ССР	3—69
М. П. Ходжоян. Основные типы месторождений термоминеральных вод Армянской ССР	2—47

М. П. Ходжоян, Р. Г. Арутюнян, Л. М. Багдасарян. Геолого-экономическая оценка некоторых месторождений термоминеральных вод Армянской ССР	3—64
И. Я. Центер, И. Г. Ляпичев, В. Н. Куранова. Об изменении состава пироксена в процессе кристаллизации верхнеюрских-нижнемеловых базальтовых и андезитовых лав Кафанского района	2—25
Г. А. Чернявский, В. О. Яникян, Р. Т. Мириджанян. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований на территории Армянской ССР	6—43
К. Г. Ширинян. Возможные петрогеотермические ресурсы новейшего вулканического пояса Армянской ССР и некоторые проблемы их поисков и изучения	3—36
Р. Б. Ядоян. Наложенные тектонические впадины как перспективные структуры выявления термоминеральных вод	3—51

Краткие сообщения

А. А. Авакян, К. А. Карамян, С. П. Саркисян. О корреляции между содержаниями основных компонентов в медно-молибденовых рудах на примере Дастакертского месторождения	2—70
Г. А. Александрян. Об искусственных осадках в бассейне озера Севан	2—90
А. М. Асланян . Компенсационный способ подавления нестационарных электрических помех при работах методами постоянного тока и вызванных потенциалов	2—83
Л. А. Ахвердян, Г. Э. Малхасян. Электроразведочные исследования в районе строительства подземной геофизической обсерватории «Гарни»	6—91
С. С. Кизарян. Электрическое поле произвольных источников постоянного тока в n -слойной цилиндрической среде	2—77
К. К. Карамян, Р. Т. Мхитарян. Серпидиты из метасоматических формаций Зангезурского рудного района (Армянская ССР)	6—85
М. В. Мелкумян. Об одном способе обработки геодезических данных при изучении склоновых процессов (на примере города Дилижана)	4—86
К. Р. Трозян. Определение превышения точек с помощью гидродинамического нивелирования	6—96
Р. С. Эминян, Г. М. Мкртчян. Спектрографическое изучение микрокомпонентного состава гидрокарбонатных углекислых минеральных вод Армении	5—88

Научная хроника

В. А. Агамалян, С. Г. Рудяков. Некоторые проблемы корреляции доварисских и варисских событий в Средиземноморской части Альпийского пояса (по результатам Полевой встречи участников Международного Проекта № 5 МПГК 1—10 октября 1979 г. в Болгария)	1—77
С. А. Бальян, С. М. Оганесян. Республиканская научно-техническая конференция молодых геофизиков, посвященная 60-летию установления Советской власти в Армении	4—93
Р. С. Малхазян. Методические и организационные проблемы использования геотермальной энергии в Армянской ССР (11-ое выездное заседание подсекции геотермальной энергетики ГКНТ СССР в г. Ереване)	3—76

Юбилейные даты

Гавриил Павлович Завриев (к 70-летию со дня рождения)	1—89
Эдуард Абелович Хачатурян (к 60-летию со дня рождения)	3—81

Рефераты

- | | |
|---|------|
| Г. М. Бабурян, В. В. Барсегян, А. А. Халатян. Выяснение глубины залегания и формы интрузивных тел в пределах Гехинского рудного узла на основе анализа наблюдаемого магнитного поля | 1—98 |
| А. А. Тащян. Положение горизонта с <i>Spirallia subarchanensis</i> Zhichenko в разрезе миоценовых отложений Араратской котловины | 1—85 |
| Г. П. Хомизури. У истоков тектонической мысли. Фалес, Анаксимандр, Анаксимен | 3—87 |
| Г. П. Хомизури. У истоков тектонической мысли. Геродот | 3—89 |

Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի գիտություններ Երկրի
մասին տեղեկագրի XXXIII հատորի բովանդակությունը

Գ. Ա. Ալեքսանդրյան, <i>Հոնոլուլուի պայմաններում մթնոլորտում խոնավության պարու- նակության որոշման մեթոդիկայի մասին</i>	5—82
Բ. Տ. Ալին, Ա. Տ. Ասլանյան, Ի. Ն. Սիտկովսկի , <i>Տեկետինը Կովկասում</i>	2—3
Յու. Ա. Ազարսլյան, <i>Հանքահումքային ռեսուրսների ուսումնասիրության օգտագործումը և օպ- տիմալության չափանիշը</i>	2—33
Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Լ. Անանյան, Թ. Տ. Միրիչանյան, <i>Հայկական ՍՍՀ ընդերքի գեո- թերմալ պայմանների ուսումնասիրության վիճակը</i>	3—3
Ա. Տ. Ասլանյան, Է. Խ. Ղուկան, Գ. Հ. Փիթյան, Շ. Հ. Ամիրյան, Ա. Ս. Փարամազյան, Է. Շ. Հովսեփյան, Ս. Գ. Հաբուսյանյան, և Գ. Դավթյան, <i>Թեղուտի պղինձ- մոլիբդենային հանքավայրը</i>	5—3
Ա. Տ. Ասլանյան, Թ. Լ. Մելիքյան, <i>Հանքապետության մեջ երկրաբանական հետազո- վողությունների դարգացման մի քանի մեթոդական հարցերի մասին</i>	1—3
Ա. Տ. Ասլանյան, Կ. Գ. Երիցյան, Ա. Լ. Անանյան, Թ. Ս. Մալխասյան, <i>Ստորգետնյա ջերմության հետազոտման խնդիրները և օգտագործման հնարավորությունները Հայկական ՍՍՀ-ում</i>	3—11
Կ. Գ. Ասլանյան, Վ. Ս. Մուրադյան, <i>Որոշ նոնաթարերի սինթեզի հարցի վերաբերյալ</i>	1—50
Հ. Գ. Ռաբաչանյան, Ս. Մ. Հովհաննիսյան, <i>Մարգարա-Փոլի պրոֆիտվ երկրակենդանի վերին մասի գրավիտացիոն մոդելը</i>	6—60
Է. Ի. Ռոզուլավսկի, Տ. Ա. Տաբաթաբեկովա, Թ. Ս. Մալխասյան, <i>Հայկական ՍՍՀ պետ- րոգնոթերմալ պաշարների յուրացման հեռանկարները</i>	3—29
Ա. Հ. Դարբինյան, <i>Սոմաթա-Ղարաբաղի զոնայի ու Ղափանի սեզմենտի կիմերե- յան էտապում գեոտեկտոնական ուժերի մասին</i>	2—13
Վ. Ս. Դամոյան, <i>Թափառող հոսանքների դաշտի բնույթը գնդաձև մարմնի առկայու- թյան դեպքում</i>	1—64
Ժ. Ի. Գանին, <i>Արարատյան առաջին գիտարշավը (150-ամյակի առթիվ)</i>	2—63
Հ. Պ. Գույումճյան, Լ. Փ. Յաշվիլի, <i>Վայոցձորի հրածին սինթեզային ապարները (քվարցոլիտներ)</i>	6—3
Թ. Գ. Գեորգյան, Կ. Ի. Կառապետյան, <i>Կարս գետի ավազանի վերին հոսանքի հրաբխա- յին ապարների մասին</i>	4—65
Գ. Վ. Դեմուրա, Վ. Մ. Դեմոքյան, <i>Երկրաֆիզիկական կոմպլեքսի քանակական հիմ- նավորումը որոնման և հետախուզման խնդիրների լուծման ընթացքում (Հան- քաձորի պղնձի հանքավայրի օրինակով)</i>	4—81
Բ. Յ. Լուկան, Գ. Ի. Սիխաբուլիձե, և Պ. Խուրբերիձե, <i>ԲԼ-բարձր արագության դիս- պերսիոն ալիքները և Փոքր Կովկասի երկրակենդանի կառուցվածքի հարցերը</i>	6—28
Գ. Պ. Խամբազյան, <i>Երկրագնդի նավթերի որակի փոփոխության կարևորագույն համա- մոլորակային յուրահատկությունները և դրանց տարածական-ժամանակային առնչությունը արեգակնային համակարգության շարժմանը գալակտիկայում</i>	4—41
և Պ. Լեման, Ա. Ա. Խամբազյան, Վ. Ա. Արցիբաչև, <i>Երկրորդական ճառագայթման հոսքը և կառուցվածքային գործակիցները անհամասեռությունների բինոմալ բաշխմամբ տարակազմ միջավայրի համար</i>	1—57
և Պ. Լեման, Ա. Ա. Խամբազյան, Վ. Ա. Արցիբաչև, <i>Ռենտգենառադիոակտիվ մեթոդի իրացման եղանակների տեսական հիմունքները անհամասեռությունների բի- նոմալ բաշխմամբ խոշորահատիկ տարակազմ միջավայրի անալիզի մասանակ</i>	2—52
Է. Ս. Խալսոյան, <i>Հայկական ՍՍՀ Հանքային ջրերի ուսումնասիրության վիճակը և օգ- տագործման հեռանկարները</i>	3—70

- Մ. Պ. Խոջոյան. Հայկական ՍՍՀ ջերմահանքային ջրերի հանքավայրերի հիմնական տիպերը 3—47
- Մ. Պ. Խոջոյան, Ռ. Գ. Հաւոօրյունյան, Լ. Մ. Բաղդասարյան. Հայկական ՍՍՀ ջերմահանքային ջրերի մի քանի հանքավայրերի երկրաբանա-տնտեսական գնահատականը 3—65
- Յու. Ռ. Կազարմանով. Հայկական ՍՍՀ տարածքի Լոցինյան նստվածքների նավթա-գազաբերության հեռանկարների մասին 1—13
- Գ. Ն. Կատերձեղ. Նախակովկասի և Հայաստանի շրջաօղակային նստվածքների համամոլորակային ճեղքայնությունը 4—25
- Ա. Կ. Կաբախանյան. Հայաստանի պայեռոգների էֆուզիվների թերմոմագնիսական ուսումնասիրությունները 1—17
- Է. Մ. Կաբապետյան, Ռ. Վ. Միրոշնիկովա, Յու. Գ. Շուպին, Ա. Ա. Խալարյան, Շ. Վ. Քամալյան. Ղափանի հանքային շրջանի արագության մոդելը 6—77
- Ն. Կ. Կաբապետյան. Երևանյան սելսմապրոգնոստիկ փորձադաշտի սելսմիկ ուժիմը 5—55
- Հ. Հ. Հովհաննիսյան. Զանգեզուրի գեոդինամիկ փորձադաշտում ծանրության ուժի ոչ մակրնթացային փոփոխությունների ուսումնասիրության առանձնահատկությունները 6—69
- Շ. Ս. Հովհաննիսյան, Ս. Ն. Նազարեթյան. Հայկական ՍՍՀ ընտարածքում երկրաֆիզիկական դաշտերի և սելսմականության միջև եղած կասկի մասին 6—51
- Վ. Մ. Հովսեփյան, Ռ. Հ. Ասատրյան. Հակասելավային միջոցառումների և զարգացման ուղիները Հայկական ՍՍՀ-ում 5—74
- Ա. Ա. Ղազանյան. Հայկական ՍՍՀ ընտարածքում ռոզմաբարման պրոցեսների որոշ երկրաբանական առանձնահատկությունները 6—17
- Հ. Ա. Ղազանյան. Սևանի օֆիոլիտային գոտու վերին կավձի իրարխականության հիմնական գծերը 4—56
- Հ. Գ. Մաղաբյան, Ա. Ի. Կաբապետյան, Գ. Հ. Փիջյան, Է. Ա. Խաչատրյան. Միջերկրածովյան մետաղածնական գոտու կենտրոնական մասի հանքային ֆորմացիաները և Կովկաս—Անդրկովկաս—Իրան—Անատոլիա—Քալկաններ երկրաբանական զուգահեռականները 5—25
- Ն. Հ. Մաղաբյան, Տ. Մ. Հաւոօրյունյան, Ս. Ս. Ակմսեա, Ս. Հ. Կաբապետյան. Զոդի հանքավայրի հանքանյութերի երկրաբանատեխնոլոգիական տիպականացումը 5—35
- Ռ. Ս. Մովսեսյան. Արմանիսի բազմամետաղային հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքը և ստրուկտուրային առանձնահատկությունները 1—28
- Ռ. Ռ. Յաղոյան. Տեկտոնական վրադրված իջվածքները որպէս ջերմահանքային ջրերի հանքավայրերի հայտնաբերման հեռանկարային ստրուկտուրաները 3—52
- Ս. Ն. Նազարեթյան. Հայկական ՍՍՀ տարածքի հակակովկասյան խորքային բեկվածքների Լըյրաֆիզիկական բնութագիրը 4—71
- Գ. Բ. Նյսսանյան, Ի. Խ. Պետրոսով. Հայկական ՍՍՀ պայեռոգյան նստվածքների ալի-րոֆիլիտը, սլարագոնիտը և նրանց ուղեկցող կավային միներալները որպէս էտնոստվածքային փոփոխությունների ինդիկատորները 5—16
- Ա. Գ. Շիրինյան. Հայկական ՍՍՀ նորագույն հրաբխային դոսու հնարավոր պետրոգեոթերմալ ռեսուրսները և նրանց ուսումնասիրման ու որոնման որոշ պրոբլեմները 3—36
- Դ. Ա. Չերնյավսկի, Վ. Օ. Յանիկյան, Ռ. Տ. Միքիլայան. Հայկական ՍՍՀ ընտարածքում խորքային մագնիսատելուրիկ գոնդալորման մի քանի արդյունքների մասին 6—13
- Յու. Մ. Պարիսկի. Պետրոգեոթերմալ պաշարների յուրացման գիտատեխնիկական նախադրյալները և համաշխարհային փորձը 3—29
- Վ. Հ. Պարոնիկյան. Հայկական ՍՍՀ բազմամետաղային հանքանյութերի բաժնական միներալային կազմը 1—42
- Ռ. Տ. Զերարյան, Հ. Ա. Սաղոյան. Գոյություն ունեն արդյո՞ք ստորին Լոցինյան հասակի հրաբխային և հրաբուածին-նստվածքային սպարներ Արաքս գետի ձախախնյա ավազանում 1—9
- Ա. Ի. Սավչենկո. Լիթոսֆերայի համամոլորակային տեկտոնիկական որպէս խոշոր աւտերոֆիզների հետ երկրագնդի բախման ցուրիշ 4—15

Ռ. Ն. Տայան, Դեղի միջին հոսանքի պերմի կրաքարերի տեկտոնիկ լարվածությունները (Արևմտյան Զանգեզուր)	4—49
Ի. Յա. Յենսեր, Ի. Կ. Կապիչև, Վ. Ն. Կուրանովա, Հալիանի շրջանի վերին յուրայի ստորին կավճի բազալտային և անդեզիտային լավաների բյուրեղացման քիմիական պրոցեսների կազմի փոփոխության մասին	2—25
Գ. Շ. Փիչյան, Շ. Հ. Ամիրյան, Ա. Ի. Կարապետյան, Ա. Ս. Ֆառամազյան, Թեյուրիդների միներալային ասոցիացիաները Հայկական ՍՍՀ գլխավոր հանքային ֆորմացիաներում	1—31
Ի. Բ. Օսիպովա, «Զերեպախա» կայանների միջոցով Հայաստանում ռեգիոնալ սեյսմիկ հետազոտությունների մասին	5—65

Համառոտ հաղորդումներ

Գ. Ա. Ալեքսանդրյան, Արհեստական տեղումների մասին Սևանա լճի ավազանում	2—90
Ա. Մ. Ասլանյան , Հաստատուն հոսանքի և հարուցված պոտենցիալների մեթոդներով աշխատելիս ոչ ստացիոնար էլեկտրական խանգարումների ճնշման կոմպենսացիոն եղանակը	2—83
Ա. Ա. Ավագյան, Կ. Ա. Քարամյան, Ս. Պ. Սարգսյան, Պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերում հիմնական կոմպոնենտների պարունակությունների միջև համահարաբերակցության մասին Դաստակերտի հանքավայրի օրինակով	2—70
Ռ. Ս. Էմինյան, Կ. Մ. Մկրտչյան, Հայաստանի հիդրոկարբոնատային ածխաթթվային ջրերի միկրոբազադրամասերի սպեկտրոգրաֆիկ հետազոտումը	5—88
Հ. Ա. Հախվերդյան, Կ. Է. Մալխասյան, էլեկտրամետրիական հետազոտությունները Դառնիի ստորգետնյա երկրաֆիզիկական դիտակայանի տարածքում	6—91
Ս. Ս. Ղազարյան, Հաստատուն հոսանքի կամայական աղբյուրների էլեկտրական դաշտը Ուշերտանոց գլանային միջավայրում	2—77
Մ. Վ. Մելիքովյան, Հանքային պրոցեսների ուսումնասիրման ժամանակ գեոդեզիական ավյալների մշակման մի եղանակի մասին (Դիլիջան քաղաքի օրինակով)	4—86
Ք. Ռ. Տոտյան, Կետերի վերազանցումների որոշումը հիդրոդինամիկ նիվելիրացման միջոցով	6—96
Յ. Ա. Քարամյան, Ռ. Գ. Մխիթարյան, ՀՍՍՀ Զանգեզուրի հանքային շրջանի մետասոմատիկ ֆորմացիաների սերիցիտները	6—85

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ

Վ. Ա. Աղամալյան, Ս. Կ. Ռուդակով, Այսլիական գոտու Միջերկրածովային մասի միջվարիսյան և վարիսյան իրադարձությունների համահարաբերակցության մի քանի խնդիրներ (ըստ 1979 թ. հոկտեմբերի 1—10-ը Բուլղարիայում կայացած ԵՀՄԵ N 5 Միջազգային Նախագծի մասնակիցների Դաշտային հանդիպման արդյունքների)	1—77
Ս. Ա. Բալյան, Հայկական երկրաբանական ընկերության երրորդ կոնֆերանսը	4—90
Ս. Ց. Հակոբյան, Ս. Մ. Հովհաննիսյան, Երիտասարդ երկրաֆիզիկոսների հանրապետական գիտատեխնիկական կոնֆերանս, նվիրված Հայաստանում սովետական իշխանության հաստատման 60-ամյակին	4—93
Ռ. Ս. Մալխազյան, Հայկական ՍՍՀ-ում գեոթերմալ էներգիայի օգտագործման մեթոդական և կազմակերպչական խնդիրները (ՍՍՀՄ ԳՏՊԿ գեոթերմալ էներգետիկայի ենթասեկցիայի Երևանում կայացած 2-րդ արտագնա նիստը)	3—77

Խեֆերաուններ

Գ. Մ. Բաբուրյան, Վ. Վ. Բաբսեղյան, Ա. Ա. Խալաբյան, Գեղի հանքային հանքային սահմաններում ինտրուզիվ մարմինների տեղադրման խորություն և ձևի պարզարանումը դիտարկված մագնիսական դաշտի վերլուծության հիման վրա	1—83
---	------

Գ. Պ. Խոմիզուրի. Տեկտոնական մտքի ակունքների մոտ: Թայեա, Անաթոլիանդր, Անաթոլիան	3—87
Գ. Պ. Խոմիզուրի. Տեկտոնական մտքի ակունքների մոտ: Հերոդոտ	3—88
Ա. Ա. Տաշչյան. Spiralis subarchanensis Zhichenko պարունակող հորիզոնի դիրքը Արարատյան գոգավորության միոցենի նստվածքների կտրվածքում	1—85

Հորեյանական տարեքվեր

Գարրիել Պավելի Զավրիկ (ծննդյան 70-ամյակի առթիվ)	1—89
Հրաչյան Արեգի Խաչատրյան (ծննդյան 60-ամյակի առթիվ)	3—82

