

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ  
И  
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
СТРОЕНИЯ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
■ ТЕРРИТОРИИ  
АРМЯНСКОЙ ССР

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵԹԻԱ

ԱՆԵԱՏԱՆՔԱՅԻՆ ԿԱՐՄԻՐ ԴՐՈՇԻ ՇՔԱՆՇԱՆԱԿԻՐ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱՅԻ  
ԵՎ ԻՆՓԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՑՍՄՈԼՈԳԻԱՅԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԱՐԱԾՔԻ  
ԵՐԿՐԻ ԿԵՂԵՎԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ  
ԳԵՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ԵՎ ՍԵՑՍՄՈԼՈԳԻԱԿԱՆ  
ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ  
И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР  
ЕРЕВАН 1975

В настоящем труде приведены новые данные по глубинному строению территории Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа, по подземным наблюдениям естественного электрического поля, а также вызванной поляризации на рудных месторождениях, применительно к проблемам шахтно-скважинной геофизики. Приведены также данные о поведении зданий и сооружений при землетрясении, об аппаратуре, а также по вопросам моделирования сейсмических сил.

Книга предназначена для геологов, геофизиков, сейсмологов и строителей.

Редакционная коллегия

Академик АН Армянской ССР

А.Г.Назаров (ответственный редактор)

Доктор геолого-минералогических наук

Ц.Г.Акопян (зам. редактора)

Доктор технических наук Б.К.Карапетян

Кандидат технических наук Г.О.Газарян

Кандидат технических наук С.С.Дарбинян

Кандидат геол.-мин. наук Ш.С.Оганисян

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ  
ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ  
КОРЫ

Ц.Г. Акопян

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕЖАЩИХ ЧАСТЕЙ  
МАЛОГО КАВКАЗА

Мощности гранитного и базальтового слоев для Кавказа впервые были определены Е.А. Розовой, при этом мощность гранитного слоя получилась равной  $46 \pm 5$  км., а базальтового слоя  $14 \pm 5$  км.

Однако на точности определения этих величин, безусловно, отразилось то обстоятельство, что для Кавказа были приняты скорости распространения сейсмических волн, полученные для Средней Азии, а также то, что были применены формулы для случая, когда очаг лежит в гранитном слое, в то время, как глубина залегания очагов землетрясения, на основании записей которых были вычислены мощности, равна 60 км, т.е. очаг этих землетрясений расположен в базальтовом слое, а возможно и даже земной коры /14/.

Мощность земной коры в Приказбекском районе, определенная А.Я. Левицкой этим методом, получилась равной 60 км.

Мощности гранитного и базальтового слоев для Малого Кавказа были определены Н.К. Карапетян /12/ по разности времен пробега прямых и диффрагированных волн по записям одной сейсмической станции. При этом мощность гранитного слоя получилась в среднем  $37 \pm 2$  км, а базальтового —  $15 \pm 2$  км.

Использование мощных взрывов для изучения строения земной коры на Кавказе впервые было осуществлено в 1941–1945 гг. В результате взрывов, произведенных вблизи сел Цниси и Моккеви и у г. Ахалцихе была определена мощность гранитного слоя в полосе Абастумани-Цниси — Моккеви 20–21 км и мощность базальтового слоя в 24 км.

На основании наблюдений над распространением упругих волн при взрывах в районе Мингечаура в 1947 году Е.А. Коридалиным было показано, что в районе Средне-Куринской депрессии мощность осадочных отложений доходит до 12 км. Мощность земной коры Кавказа по трассе Ереван — Грозный была определена В.Ф. Бончковским и она равнялась  $49 \pm 2$  км.

Н.К. Карапетян для определения мощности земной коры Антикавказа и прилегающих к нему областей был использован телесеismicкий метод /12, 13/. Большинство очагов землетрясений Антикавказа залегает в земной коре, вследствие чего Н.К. Карапетян были использованы

записи землетрясений Ионического и Средиземного морей среднеазиатскими станциями, а также запись землетрясений Аравийского моря станцией "Москва". По данным указанного автора, мощность коры на территории Малого Кавказа, подсчитанная телесеismicким методом, оказалась равной: в районе с.Амасия 53 км, в г.Кировакане - 54 км, в Казахе - 50 км, в Тбилиси - 52 км, в разрезе хр. Ала-даг в западной части Армянского нагорья - 54 км и т.д.

По Г.К. Твалтвадзе мощность земной коры в районе города Камо равна 47 км, при этом мощность осадочного комплекса равна 6 км, гранитного слоя - 19 км, базальтового - 22 км.

Мощность земной коры под Каспийским морем по этим данным получилась равной 35 км, в Западной Туркмении - 43-46 км, а на Кавказе - 50-54 км.

Следовательно, мощность земной коры под Каспийским морем меньше, чем на суше - под горными сооружениями Кавказа.

По данным Б.К. Балавадзе /4 - 6/ мощность осадочного комплекса вдоль гравиметрического профиля Черное море (Анаклия) - Каспийское море (Карши) меняется следующим образом. В районе Анаклии она равна 8 км и, уменьшаясь на восток, доходит до нуля в районе Дзиркульского массива. Дальше на восток мощность осадочного слоя снова возрастает, достигая в центральной части Каспийского моря около 20 км, а затем очень резко сокращается до 3 км в районе Карши. Мощность гранитного слоя претерпевает значительные изменения по профилю. В районе Анаклии она равна 13 км, на востоке она увеличивается и в районе Сурамского хребта достигает порядка 25 км, далее на восток мощность гранитного слоя уменьшается и в районе Карадонлы доходит до 5 км, еще восточнее-плавно погружается, достигая в центральной части Каспийского моря глубины около 20 км. Далее к востоку поверхность гранитного слоя ступенчатообразно воздымается и мощность его в районе Карши достигает до 15 км.

Мощность базальтового слоя по всему профилю почти не меняется и равна около 25 км, но глубина погружения его поверхности варьирует от 12 до 25 км.

По данным ГСЗ мощность осадочного чехла у г.Кировабада 8 км, гранитного слоя - 14 км, базальтового - 26 км. Суммарная мощность коры 48 км.

Согласно данным Р.М. Гаджиева /11/, мощность земной коры по профилю г.Норашен - хр. Шахдаг, г.Нахичевань - с.Зод и на Юге Армении меняется следующим образом: в Норашене - 48 км, в хр. Шахдаге - 50 км, в Башкенде - 53 км, в Нахичеване - 42 км, в Кивраге - 45 км, в Кафане - 52 км, Зоде - 47 км, под г.Кяпаз - 42 км и т.д.

Строение земной коры Армянской ССР, вдоль профиля р. Аракс - г. Ереван - г.Севан - г.Иджеван - р. Кура (рис. 1) по данным гравиметрических исследований при средней плотности осадочного слоя  $\sigma = 2,35$  г/см<sup>3</sup>, гранитного слоя  $\sigma = 2,65$  г/см<sup>3</sup>, базальтового слоя  $\sigma = 2,85 - 2,90$  г/см<sup>3</sup> и подкоркового слоя  $\sigma = 3,3$  г/см<sup>3</sup> представляется, в первом приближении, в следующем виде.

В начале профиля, в районе с. Ранчпар, поверхность эопалеозойского

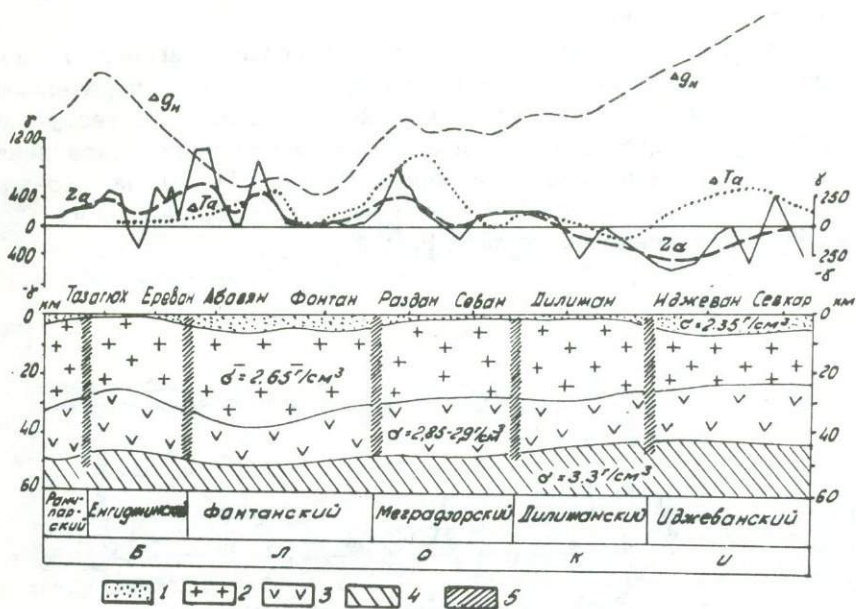


Рис. 1. Схематический геологический разрез земной коры по профилю 1-1 (Тазагюх-Севкар)

1 - осадочная толща; 2 - гранитный слой; 3 - базальтовый слой; 4 - подкорковый субстрат; 5 - глубинные разломы.

фундамента находится на глубине около 3 км, в районе с. Тазагюх фундамент залегает всего лишь на глубине 520 м от поверхности земли (скв. 3), далее к северо-востоку она резко погружается, образуя на участке Ереван-Фонтан большой прогиб, заполненный, в основном, третичными отложениями, мощностью 6-7 км. Затем к северу эта поверхность плавно воздымается и в районе Раздан-Севан находится на глубине 2,5-3 км. Начиная от г. Севан и далее к Иджевану поверхность эопалеозоя постепенно погружается и в районе Иджеван - Севкар мощность осадочного слоя достигает 7 км.

Мощность гранитного слоя по профилю с юга на север претерпевает значительные изменения, а именно: в районе Тазагюх она равна примерно 25 км и, увеличиваясь на север, доходит до 32 км в интервале Абовян - Фонтан. В центральной части Армянской ССР мощность гранитного слоя составляет около 25 км, а дальше на север она уменьшается до 15-17 км в районе Иджеван - Севкар. Мощность базальтового слоя по всему профилю составляет в среднем 16-18 км, колеблясь в диапазоне от 13 км на участке Абовян - Фонтан до 22 км в районе с. Тазагюх и на северо-восточном участке профиля. Глубина погружения поверхнос-

ти базальтового слоя варьирует от 25 до 40 км. Поверхность Мохоравичича с незначительными изменениями повторяет поверхность базальтового слоя. Таким образом, мощность земной коры в исследованном районе составляет в среднем около 50 км, колеблясь в значительных пределах от 44 до 55 км.

Кроме указанного профиля, нами сделана попытка вычислить возможную мощность земной коры Армении по трем профилям, пересекающим основные крупные тектонические комплексы (мегаблоки) республики и одним профилем, проходящим вдоль неовулканического пояса центральной Армении от г. Ленинакана на северо-западе до г. Мегри на юго-востоке. Результаты этих вычислений показаны на рис. 2, 3, 4, 5, а их взаимное расположение показано на рис. 6.

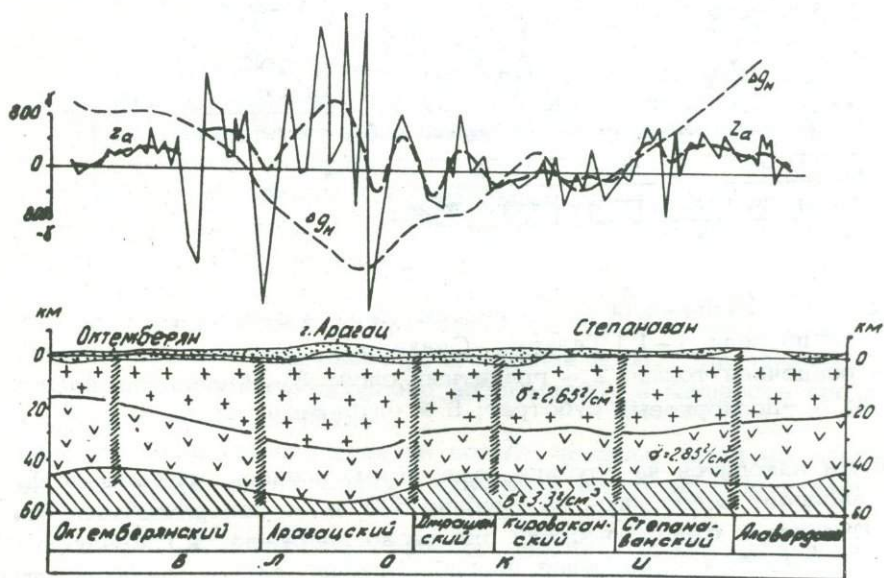


Рис. 2. Схематический геологический разрез земной коры по профилю П-П (Октемберян-Степанаван).

Как видно из этих данных, мощность земной коры по профилю р. Аракс г. Октемберян - гора Арагац - г. Степанаван меняется следующим образом: в районе г. Октемберян - 45 км, под горой Арагац - 58 км, у г. Степанаван - 50 км и далее на северо-восток мощность земной коры уменьшается до 44 км. При этом максимальная мощность гранитного слоя под горой Арагац составляет примерно 35 км, постепенно уменьшаясь как на юго-запад к Араратской котловине, так и к северо-востоку и Куринской депрессии.

Схематический геологический разрез земной коры по профилю Кивраг-Ехегнадзор-Кедабек представляется в следующем виде: в Кивраге мощ-

ность коры равна 46 км, Ехегнадзоре – 48 км, Варденисе – 52 км, к Кедабеку уменьшается до 42 км.

Общее увеличение мощности земной коры наблюдается также в центральной части юга Армении по профилю Джуга–Вагуди (рис. 3)

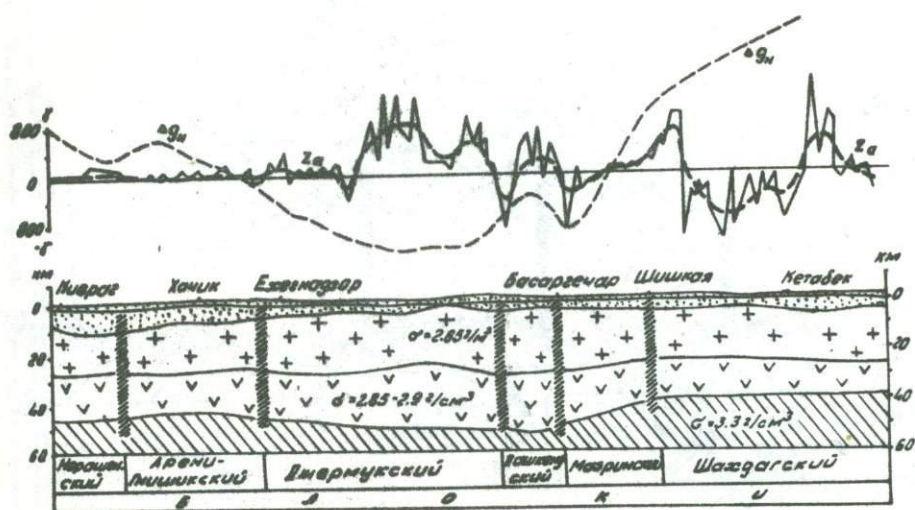


Рис. 3. Схематический геологический разрез земной коры по профилю U1-U1 (Кивраг-Кедабек)

Рассматривая данные о мощности земной коры по профилю Леникан-Мегри (рис. 3) можно отметить, что под горными сооружениями Арагаца и Спитакаса (Гегамский хребет) мощность коры наибольшая – 54–57 км, в то время как к западу и к востоку от указанных объектов мощность коры уменьшается до 46–50 км.

Таким образом, мощность земной коры в области центрального минимума  $\Delta g$  составляет порядка 54–58 км, в то время как в области Алаверди-Кафанского и Приараксинского максимумов  $\Delta g$  она равна 40–42 км (рис. 6). Следовательно, в результате колебательных движений земная кора в центральной части территории Армянской ССР, по отношению к краям, опущена (утолщена) на 10–14 км, чем и обуславливается, по-видимому, наблюдение над высокогорными сооружениями Армении отрицательное гравитационное поле – центральный минимум  $\Delta g$ .

В последнее время при сейсмологических работах для изучения регионального строения территории республики с помощью ст. "Земля" Г.В.Ерошкиной и др. получены новые данные о мощности земной коры на территории Армянской ССР по профилям Октемберян-Леникан-Кармрашен-Карабаглар и Маркара-Пойлы. Так, например, по профилю Маркара-Пойлы авторами выделяются, по крайней мере, 4 крупные тектонические зоны, отделенные друг от друга глубинными разломами.

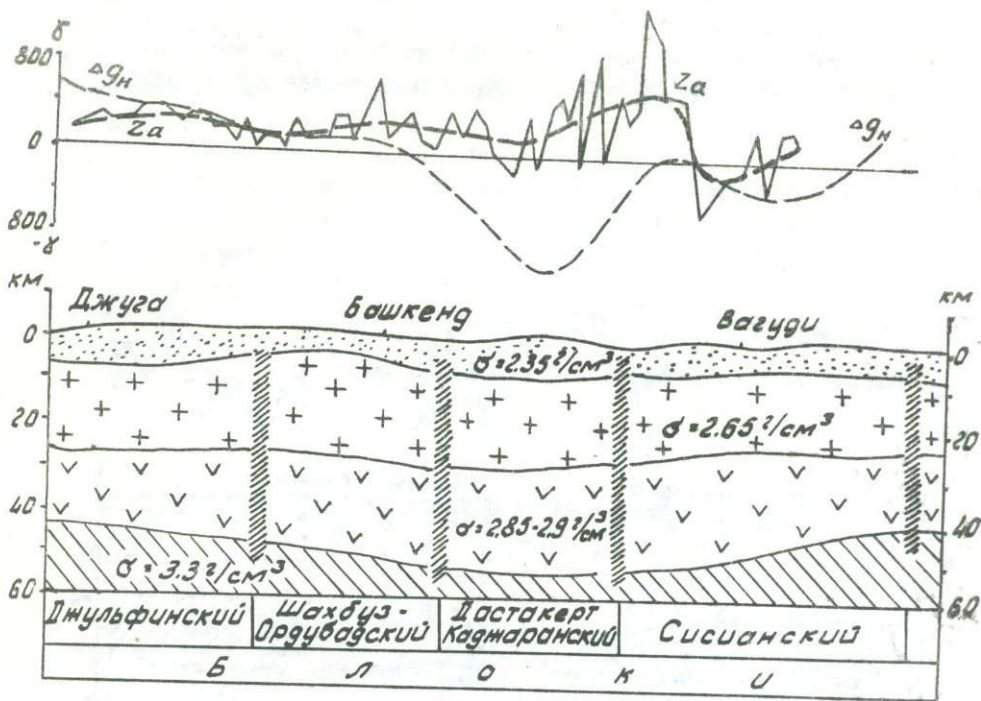


Рис. 4. Схематический геологический разрез земной коры по профилю 1X-1X (Джуга - Вагуди)

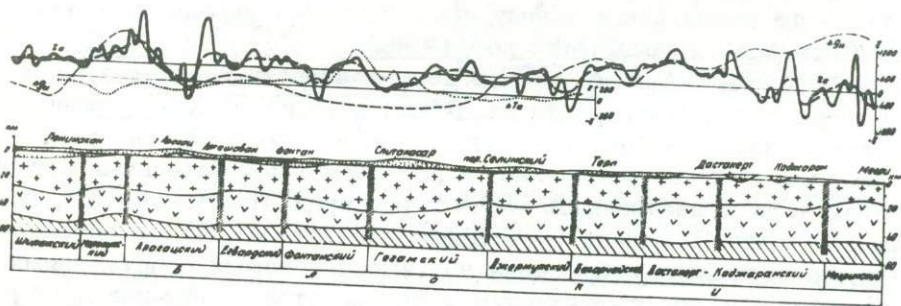


Рис. 5. Схематический геологический разрез земной коры по профилю У-У (Ленинкан - г. Арагац - г. Спитакасар - Терп - Мегри).

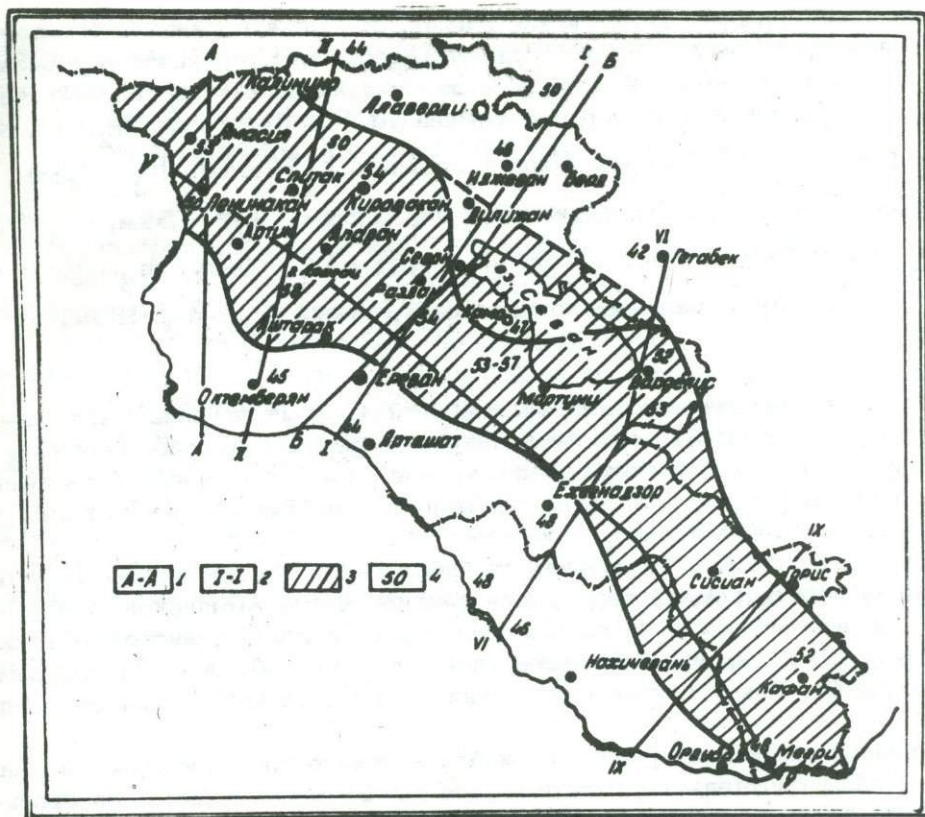


Рис. 6. Схематическая карта мощности земной коры Армянской ССР и Нахичеванской АССР.

- 1 - сейсмологические профили (со станции "Земля");  
 2 - магнитные профили; 3 - область, где мощность коры равна или больше 50 км; 4 - мощность земной коры (км)

Мощность коры или глубина залегания осадочного, гранитного и базальтового слоев с юга на север меняется следующим образом: в с. Маркара мощность осадочного слоя ( $h_1$ ) составляет 2 км, гранитного слоя - 16,3 км, в с. Зейва  $h_1 = 3$  км,  $h_2 = 18,5$  км; в Звартноце  $h_1 = 1,2$  км,  $h_2 = 21$  км, на Егвардском плато  $h_1 = 3$  км,  $h_2 = 17$  км. Мощность базальтового слоя ( $h_3$ ) и поверхность Мохо ( $h_4$ ) на этих пунктах не определена.

Далее на север по профилю мощность земной коры оценивается следующими цифрами: фонтанский прогиб  $h_1 = 5$  км,  $h_2 = 14$  км,  $h_3 = 23,5$  км,  $h_4 = 42,5$  км; Ахтинский выступ фундамента  $h_1 = 0$ ,  $h_2 = 21$  км,  $h_3 = 18,7$  км,  $h_4 = 39,6$  км; оз. Севан  $h_1 = 1$  км,  $h_2 = 18$  км,  $h_3 = 26$  км,  $h_4 = 45$  км; Кривой Мост  $h_1 = 3,5$  км,  $h_2 = 18$  км,  $h_3 = 18$  км,  $h_4 = 40$  км; Казах  $h_1 = 5,5$  км,  $h_2 = 17$  км,  $h_3 = 17$  км,  $h_4 = 39,5$  км; Пойлы  $h_1 = 6$  км,  $h_2 = 16$  км,  $h_3 = 19$  км,  $h_4 = 41$  км.

Следует отметить, что по данным ГСЗ глубина границы Мохо составляет здесь около 45 км. Мощности осадочного, гранитного и базальтового слоев земной коры по профилю Октемберян-Ленинакан-Гукасян меняются следующим образом: скважина 15-Р  $h_1 = 4$  км,  $h_2 = 11,5$  км,

$h_3 = 26$  км,  $h_4 = 41,5$  км; скважина 1 опорная  $h_1 = 2,5$  км,  $h_2 = 12,5$  км,

$h_3 = 26,5$  км,  $h_4 = 41,5$  км; Кармрашен  $h_1 = 1,8$  км,  $h_2 = 13,5$  км,  $h_3 = 29,5$

$h_4 = 45$  км; Сабунчинский прогиб  $h_1 = 4,5$  км,  $h_2 = 16$  км,  $h_3 = 23$  км,

$h_4 = 43,5$  км; Ленинаканская котловина  $h_1 = 8$  км,  $h_2 + h_3 = 36$  км,

$h_4 = 44$  км.

Здесь, в пределах профиля, выделяются 4 зоны: а) зона Октемберянской депрессии; б) зона Сабунчинского прогиба; в) зона Ленинаканской котловины; г) Мисхано-Зангезурская складчатая зона. Указанные зоны отделяются друг от друга глубинными разломами, охватывающими мощность земной коры.

Таким образом, и по данным станции "Земля" устанавливается утолщение мощности земной коры в центральной части Армянской ССР. По этим данным мощность гранитного слоя в пределах Армянской ССР составляет 12-21 км, базальтового слоя 17-29 км, общая мощность земной коры 42-48 км. Глубина залегания фундамента колеблется от 0,3 до 9 км.

Средняя мощность гранитного и базальтового слоев по профилю Маркара-Пошлы составляет соответственно 14-21 и 17-20 км, а по профилю Октемберян-Ленинакан мощность указанных слоев земной коры составляет 12-16 и 23-29 км.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц.Г., Оганесян Ш.С. Глубинное строение и магматизм Армянской ССР. Материалы Первого регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Изд. ЦК КП Грузии, Тбилиси, 1969.
2. Акопян Ц.Г. Магнитные свойства горных пород Армянской ССР и их использование в целях интерпретации магнитных аномалий и корреляции вулканогенных образований. Автореферат докторской диссертации. Тбилиси, 1967.
3. Асланян А.Т., Вегуни А.Т. и др. Геология СССР, т. 43 Армянская ССР, Изд. "Недра", 1970.
4. Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики, раздел 2, Гестеолтехиздат, 1960.
5. Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К. Строение земной коры в Грузии по геофизическим данным. Известия АН СССР, "серия геофизическая", № 9, 1958.

6. Балавадзе Б.К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1957.
7. Габриелян А.А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. XXIII, № 3, 1970.
8. Габриелян А.А., Татевосян Л.К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа". Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. XIX, № 1-2, 1966.
9. Габриелян А.А. О связи магматизма и тектоники. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. XVШ, № 5, 1964.
10. Габриелян А.А., Багдасарян Г.П. и др. Основные этапы геологического развития и магматической деятельности на территории Арм.ССР "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. XXI, № 1-2, 1968.
11. Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Азгосиздат, Баку, 1965.
12. Карапетян Н.К. Годограф сейсмических волн Малого Кавказа. "Известия АН СССР", серия геофизическая, № 1, 1956.
13. Карапетян Н.К. О сейсмичности Кавказа. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. XIII, № 1, 1960.
14. Фозова Е.А. Глубинное строение земной коры Кавказа. Труды СН АН СССР, № 94, М.Л., 1939.

Ш.С. Оганисян

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНАЛЬНОГО  
ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ АРМЕНИИ

Тектоническое строение Армении и сопредельных с ней районов Малого Кавказа рядом авторов основывается главным образом на материалах геологических наблюдений /5, 6, 8, 9, 10, 14, 19 /. В последние годы стало возможным использовать для изучения тектоники данные нефизических и, преимущественно, гравиметрических исследований, оказавшиеся весьма эффективными при решении региональных геологических задач.

Одна из первых попыток сопоставления геофизических данных с тектонической схемой Армянской ССР принадлежит А.Т.Донабедову (1945г.). Сопоставляя гравиметрические и магнитометрические карты с геологической он пришел к выводу, что закономерное зональное изменение интенсивности физических полей обусловлено крупными региональными структурами исследованной территории.

Вопросы изучения тектоники Армении и ее отдельных областей по геофизическим данным освещены в работах ряда исследователей / 2, 3, 4, 11, 13, 16, 20/. Важные данные региональной тектоники содержатся в работе Э.Б.Аджимамудова /1/. Однако низкая точность гравиметрических исследований и редкое сечение изоаномалий не позволили тогда достаточно четко оконтурить гравитационные зоны и сделать по ним соответствующие выводы. В последующие годы, благодаря широкому применению гравиметрической съемки, накопился дополнительный фактический материал, позволяющий внести значительные изменения в существующие представления о гравитационном поле территории Армении. После этих работ гравитационные зоны стали отчетливо выявляться и оконтуриваться во многих районах.

Гравитационное поле Армянской ССР, представленное редукцией Буте, повсеместно характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести. Наиболее интенсивными отрицательными аномалиями характеризуются почти все главнейшие хребты и возвышенности Армянского нагорья (рис. 1). Существуют разные мнения о причинах, вызывающих отрицательные аномалии. Во избежание загромождения настоящей работы мы не будем останавливаться на разборе литературных материалов. Эти данные и рассуждения к ним приведены в одной из наших работ /18/.

Общей закономерностью в распределении гравитационного поля являются его протяженно-линейные формы. Гравитационное поле имеет четко

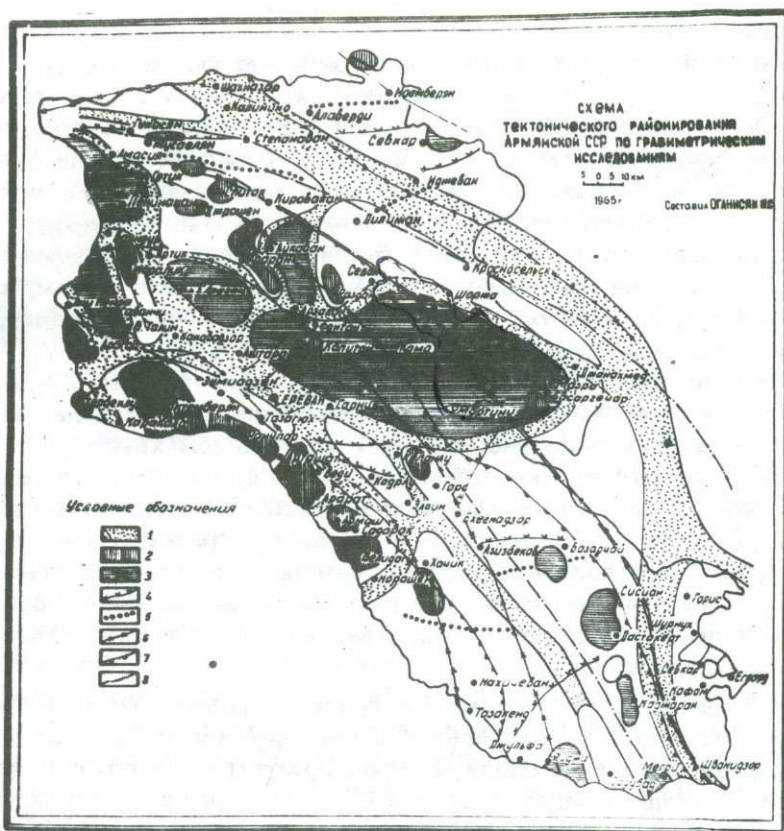


Рис. 1. 1 - зоны повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести; 2 - относительные максимумы силы тяжести; 3 - относительные минимумы силы тяжести; 4 - оси локальных максимумов силы тяжести; 5 - оси локальных минимумов силы тяжести; 6 - границы тектонических зон (по А.Т. Асланяну); 7 - наблюдаемые и предполагаемые зоны глу-бинных разломов (по А.А.Габриеляну); 8 - границы тектонических зон (по К.Н.Паффенгольцу).

выраженное простира-ние, совпадающее с общим простираением Кавказ-ской складчатой зоны. Изоаномалии силы тяжести с отдельными ослож-нениями протягиваются с юго-востока на северо-запад.

По интенсивности, простираению и форме аномалий на территории Армении можно наметить 4 аномальные зоны: средне-араксинскую, цен-тральную, Алаверди-Иджеванскую и Горис-Кафанскую. Центральная зо-на представляет собой область развития крупных отрицательных анома-лий силы тяжести. Среднеараксинская, Алаверди-Иджеванская и Горис-Кафанская зоны, обрамляющие с юго-запада, северо-востока и востока центральную, представлены менее интенсивными гравитационными анома-лиями. Эти зоны отделяются друг от друга гравитационными ступеня-ми и отличаются геологическим строением.

Среднеараксинская зона максимума, или зона повышенных значений аномалий силы тяжести, охватывающая Нахичеванскую складчатую зону /19/ или Приараксинскую мега антиклинальную зону /4/, соответствует области относительно высокого залегания палеозойского и эопалеозойского кристаллического фундамента. Неровности кровли фундамента выделяются в гравитационном поле в виде локальных аномалий высокого порядка, представленных относительными максимумами и минимумами различной формы, интенсивности и ориентировки. Аномалии линейного типа, разделяющие относительные максимумы и минимумы, имеющие значительную протяженность и выдержанную ориентировку, соответствуют переходным участкам фундамента.

В пределах Среднеараксинской зоны палеозойские породы обнажаются в ядре Садаarakской брахиантиклинали, в массивах гг. Велидаг и Дагна, а также в пределах бассейна р. Веди и на Урцском хребте.

В центральной части среднеараксинской зоны фундаментом являются метаморфические сланцы эопалеозоя, вскрытые на глубине 520 м в селе Тазагюх (к югу от г. Еревана). В остальных районах зоны кристаллический фундамент залегает глубже, чем на Тазагюхском своде и до настоящего времени вскрыт в трех пунктах: в районе села Паракар на глубине приблизительно 800 м, близ Звартноца на глубине 1000 м и около Аштарака на глубине 2400 м.

В западной части зоны фундамент залегает гораздо глубже и ни одной скважиной пока еще не достигнут. В Октемберянском районе расположена опорная скважина, забой которой находится на глубине 2800 м в пестроцветной толще миоцена. Другая скважина, расположенная на северо-востоке от Октемберяна в с. Лукашин, вскрыла песчано-глинистые отложения миоцена на глубине 2100 м. Забой этой скважины находится на глубине 2900 м, также в пестроцветной толще миоцена.

Скважины, расположенные в районах сел. Маркара и Кармрашен, вскрыли породы мелового возраста соответственно на глубине 1800 и 2500 м.

В нахичеванском сегменте Среднеараксинской зоны, кроме палеозоя, триаса и мела, развиты также маломощные песчано-глинистые отложения эоцена, вулканогенные отложения олигоцена и нормально-осадочные отложения миоцена и сармата.

С обнажениями палеозоя в районах массива горы Велидаг и селения К. Веди, являющихся поперечными поднятиями каледонского субстрата, пространственно связаны Велидагский и Вединский интенсивные относительные максимумы. Садаarakская мульда, находящаяся между этими поднятиями и заполненная мощными отложениями миоцена, характеризуется относительными минимумами силы тяжести. Сопоставление расчетных данных с наблюдаемыми величинами силы тяжести показывают, что основная роль в формировании относительного минимума в районе Садаarakа принадлежит рельефу палеозойского фундамента. При избыточной плотности между палеозойскими и перекрывающими породами ( $0,2 \text{ г/см}^3$ ) глубина залегания палеозоя составляет 1500 м, при  $\Delta \rho = 0,3 \text{ г/см}^3 = 1000 \text{ м}$ . Вероятно, глубина залегания каледонского субстрата в районе Садаarakской мульды колеблется в пределах 1000–1500 м.

Погружение пород палеозоя в направлении к Арташату под толщу бо-

лее молодых отложений характеризуются убыванием аномалии силы тяжести, а высокий градиент убывания указывает на относительно крутое погружение поверхности палеозоя, сопровождающееся мощностью менее плотных пород третичных и четвертичных отложений. Не исключена возможность, что такое крутое погружение не может происходить без дизъюнктивного нарушения сбросового типа субмеридионального направления. Если принять среднюю разность плотностей между породами палеозоя и перекрывающими их отложениями равной  $0,3 \text{ г/см}^3$ , то погружение первых под второе составляет в районе Арташата около 3 км. Гравиметрические данные о погружении палеозойских отложений в районе Арташата на такую глубину находят некоторое подтверждение в данных бурения. Скважина, расположенная в Арташате, вскрыла отложения мела на глубине 1800 м. Забой этой скважины находится на глубине 2500 м в породах мелового возраста. Скважина в районе сел. Мхчян вскрыла породы мелового возраста на глубине 3300 м. По данным сейсморазведочных работ в этом районе наблюдается один преломляющийся горизонт, относящийся, предположительно, к девонским отложениям, который полого погружается в направлении с востока на запад с углом падения в разных местах профиля от  $3$  до  $7^\circ$ .

Бесыма важным геотектоническим элементом Среднеараксинской зоны является Тазагюхский гравитационный максимум. Выявленный в центральной части Среднеараксинской зоны, Тазагюхский интенсивный максимум имеющий простирание с северо-запада на юго-восток связан с поднятием плотных метаморфических сланцев эопалеозоя, доказанным пробуренными скважинами. Результаты количественной интерпретации гравитационных данных, выразившихся на глубине 600 м, были сверены с данными скважины в районе с. Тазагюх, которая пересекла кристаллический фундамент на глубине 520 м, тем самым подтвердив правильность результатов геологической интерпретации. Такое соответствие указывает на точность определения регионального гравитационного фона и на правильное истолкование геологической сущности аномалий силы тяжести в этой зоне.

Убывание аномалии силы тяжести к северо-востоку и юго-западу от Тазагюхского максимума является следствием погружения на значительную глубину поверхности кристаллического фундамента и накопления мощных толщ менее плотных осадочных отложений, включая и соленосную толщу. Переход от Тазагюхского максимума к Ранчпарскому относительному минимуму на юго-западе сопровождается большими градиентами силы тяжести, что свидетельствует о резком погружении фундамента в этом направлении. Скважина, расположенная ближе к центру Ранчпарского минимума на расстоянии 4 км к югу от ст. Масис, после валуногалечных отложений вскрыла зангинскую толщу на глубине 230 м, соленосную — на глубине 375 м и пестроцветную — на глубине 1660 м. Забой скважины находится в пределах палеогена на глубине 2470 м.

На основании изучения плотности горных пород, слагающих геологический разрез Тазагюх-Ранчпарского участка можно принять, что избыточная плотность пород верхнетретичной системы (неоген) по сравнению с плотностью пород эопалеозойского кристаллического фундамента составляет порядка  $0,3 \text{ г/см}^3$ , палеогена —  $0,2 \text{ г/см}^3$ , а пород вулкано-

генно-осадочной фации мела -  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Исходя из этих данных и учитывая гравиметрические и геологические данные можно предполагать, что мощность вулканогенно-осадочного чехла в пределах Ранчпарского гравитационного минимума составляет 4000 м. Мощность отложения миоцена по данным бурения составляет 2400 м. Остальные 1600 м, по всей вероятности, составляют мощности меловых отложений. Здесь данные гравиметрических исследований хорошо согласуются с электроразведкой. Действительно, по данным дипольных электрических зондирования (ДЭЗ), в районе Ранчпарского гравитационного минимума выделяется один опорный электрический горизонт высокого электрического сопротивления. Поверхность этого горизонта отбивается в районе с. Ранчпар на глубине 4000-4500 м и, по всей вероятности, связывается с поверхностью эоценозоя.

Переход от Тазагюхского относительного максимума к Фонтан-Севанскому обширному минимуму на северо-востоке также сопровождается большими градиентами силы тяжести, что говорит о крутом погружении кристаллического фундамента. Эта зона обусловлена Ереванским глубинным разломом, который служит границей двух крупных тектонических комплексов Малого Кавказа: среднеараксинского на юго-западе и Армянского на северо-востоке. Мощность третичных отложений к юго-западу от зоны разлома по сравнению с мощностью этих отложений северо-восточного крыла незначительна. Разность в мощностях составляет около 5000 м причем такой резкий контраст проявляется на расстоянии всего несколько километров. В пределах Тазагюхского максимума эоценовые отложения по мощности в 10 раз меньше, чем в Армянской зоне, олигоценые - в 5 раз, миоценовые - в 6 раз /4/.

Таким образом, особенностью геологического строения Тазагюхского относительного максимума является резкое выклинивание кайнозойских пород к осевой зоне максимума и резкое их увеличение на северо-восток и юго-запад. Резкое погружение пород (к ЮЗ и СВ) связано с крупными разрывами, имеющих направление с северо-запада на юго-восток и разделяющих горные и депрессионные участки исследованной территории. Этот максимум соответствует приподнятому блоку фундамента, который разделяет Ранчпарский и Аванский соленосные бассейны. Количественные расчеты показывают, что наблюдаемый на этом участке гравитационный эффект полностью объясняется гипсометрией эопалеозойского фундамента, который имеет несколько ассиметричный характер, что выражается в относительно повышенных средних градиентах к юго-западу от осевой линии этого максимума.

Для геологического истолкования Октемберянского обширного максимума, приуроченного к юго-западной части среднеараксинской зоны, большое значение приобретают результаты пробуренных скважин. Однако следует отметить, что в пределах этого максимума находятся несколько десятков пробуренных скважин и ни одна пока еще не вскрыла фундамента. Забой самой глубокой скважины находится на глубине около 2950 м, в породах верхнего турона и нижнего коньяка (сел. Маркара).

Можно утверждать, что Октемберянский относительный максимум

обусловлен приближением к дневной поверхности плотных пород мелового возраста, о чем свидетельствуют геологические и буровые данные. Скважина, расположенная в пределах Октемберянского максимума, в районе села Маркара, вскрыла отложения мела на глубине 1800 м.

В зонах линейных аномалий силы тяжести, соответствующих разломам глубокого заложения, по-видимому, имеются резкие плотностные неоднородности внутри фундамента, что связано с внедрением в верхнюю часть кристаллической толщи по расколам менее плотных интрузивных пород. Действительно, скважина, расположенная в районе Анипемза в пределах зоны больших градиентов силы тяжести, вскрыла на глубине 700 м интрузивные породы гранодиоритного состава; другая скважина, расположенная к юго-западу от Октемберянского относительного максимума, в пределах зоны повышенных градиентов, вскрыла на глубине 1300 м дайки гранодиоритного состава. Средняя плотность пород гранодиоритов по 15 определениям составляет  $2,56 \text{ г/см}^3$ , т.е. на  $0,16 \text{ г/см}^3$  меньше средней плотности пород, слагающих эопалеозойский кристаллический фундамент.

Таким образом, имеющийся гравиметрический материал свидетельствует о достаточном соответствии наблюдаемых аномалий силы тяжести тектоническому строению палеозойского и эопалеозойского фундамента Среднеараксинской зоны. Иными словами, характер аномального поля силы тяжести отражает, в первую очередь, формы рельефа палеозойского и эопалеозойского фундамента. При этом региональные гравитационные минимумы отражают прогибы в кристаллическом фундаменте, выполненных отложениями неогена, палеогена, возможно и мела, а зоны гравитационных максимумов соответствуют участкам поднятий поверхности фундамента. Зоны повышенных градиентов обусловлены разломами в кристаллическом фундаменте.

Характер гравитационного поля свидетельствует о сложном блоковом строении фундамента в зонах нарушения и о наличии отдельных прогибов. Последние выполнены мощной толщей осадочных отложений, среди которых широкое развитие имеют соленосные отложения миоцена. Вскрытая мощность миоцена, представленная чистой солью, нередко превышает 1300 м. Уместно отметить, что соляные структуры не нашли своего отражения в гравитационном поле исследованной территории. Это обусловлено отсутствием плотностных границ между соленосными и вмещающими отложениями.

Гравиметрические исследования в пределах Среднеараксинской зоны дали материал для понимания ее общего строения и помогли выделить наиболее перспективные участки для последующих более детальных работ по полезным ископаемым.

Алаверди-Иджеванская зона максимума, или зона повышенных значений аномалий силы тяжести, охватывает Алавердскую (Сомхето-Карабахскую) мегаантиклинальную зону и прилегающую часть Прикуринской мегаантиклинальной зоны, которые, в основном, соответствуют областям развития юрских, частично меловых вулканогенно-осадочных отложений, залегающих непосредственно на отложениях перми и эопалеозоя, а также интрузивных пород кислого и частично основного составов.

В пределах этой зоны частично фиксируется региональное увеличение аномалий силы тяжести в северо-восточном направлении. Однако в этом же направлении увеличивается мощность кайнозойских отложений, т.е. наблюдается обратное соотношение между поведением границ раздела плотности и характером гравитационного поля. С погружением весьма плотных пород мезозойского и подстилающих их палеозойского и эопалеозойского возрастов, значения аномалий силы тяжести увеличиваются. Это, по-видимому, объясняется тем, что массы приподнятого субстрата, особенно базальтового слоя, компенсируют дефицит масс в осадочных слоях или объясняется уменьшением мощности земной коры в области Куринской низменности. В пользу первого предположения выступал Б.К. Балавадзе, считавший, что причиной возрастания аномалий силы тяжести в Куринской депрессии является уменьшение мощности гранитного слоя и, наоборот, увеличение мощности базальтового слоя /7/.

Менее отчетливые соотношения наблюдаются между локальными структурами и гравитационным полем. Из-за отсутствия достаточно отчетливых плотностей границ они создают весьма слабые локальные аномалии, которые почти полностью затушевываются более сильным влиянием регионального поля, обусловленного здесь рельефом кровли мезозойских и палеозойских отложений, а также подстилающего их эопалеозойского фундамента.

Антиклинальные и синклинальные структуры в пределах Алаверди-Иджеванской зоны имеют антикавказское простирание, которое, по мере приближения к зоне больших градиентов силы тяжести, приобретает общекавказское простирание /4/. Указанная связь аномалий силы тяжести с геологическими строениями может быть объяснена движением кристаллического ложа. Как уже было отмечено, зоны резких изменений аномалий силы тяжести отображают участки нарушений кристаллического фундамента, вдоль которых имело место взаимное перемещение отдельных блоков, находящихся свое отражение в деформации осадочного чехла. В пределах этих участков возможно создавались благоприятные условия для передислокации локальных структур северо-восточного простирания.

На фоне регионального убывания гравитационного поля в юго-западном направлении выделяются относительные минимумы силы тяжести. Первый из них - Севкарский - объясняется прогибом юрских отложений, заполненных верхнемеловыми породами. Второй - с осью, проходящей по линии Алаверди-Ахтала-Ноемберян, по-видимому, обусловлен интрузивными породами гранодиоритов, широко развитых в Алаверди-Иджеванской зоне максимума.

Горис-Кафанская зона максимума, которая охватывает Кафанскую полого-складчатую моноклиналную зону, в основном, соответствует области развития юрских отложений. Мощность мезозойских и кайнозойских отложений, доходящая местами до 2500 м, не оказывает решающего влияния на картину гравитационного поля. Это объясняется тем, что породы мезокайнозойского комплекса представлены порфиритами и их брекчиями, андезито-базальтовыми лавами, плотность которых соизмерима со сред-

ней плотностью пород более древнего возраста: юрских, а также подстилающих их палеозойских и эопалеозойских отложений.

В пределах рассматриваемой зоны на фоне закономерного нарастания силы тяжести четко выделяются отдельные аномалии. Шурнухийский и Кафанский относительные максимумы обусловлены поднятиями отложений мезозойского комплекса, которые в данном районе отличаются повышенной плотностью. К северо-востоку от г. Кафан расположен относительный минимум силы тяжести, который, вероятно, соответствует области развития меловых и кайнозойских отложений и охватывает юго-восточную Армению и прилегающую часть Азербайджанской ССР.

Зона центрального минимума, или зона пониженных значений аномалий силы тяжести, соответствует области развития новейших тектонических движений, происходящих в палеогене и постпалеогене и игравших исключительную роль в создании современного высокогорного, сильно расчлененного рельефа Армянского нагорья. Многие высокие хребты и горные массивы Малого Кавказа своим современным морфообразованием обязаны новейшим тектоническим движениям, которые обусловили воздымание горы Арагац, Цахкуняцского, Гегамского, Варденисского; Кечутского, Ишхансарского и др. хребтов и формирование Севанской, Ленинанканской, Памбакской, Воротанской и др. впадин.

Эти дифференциальные движения второго порядка происходили на фоне общего сводообразного воздымания Малого Кавказа /12/.

Основные элементы поднятий и прогибов, глубинные разломы и некоторые поверхностные разрывные нарушения четко выделяются в гравитационном поле в виде мозаичных аномалий, представленных относительными максимумами и минимумами различной формы, интенсивности и ориентировки. Аномалии линейного типа, имеющие значительную протяженность и выдержанную ориентировку, окаймляют относительные максимумы и минимумы.

Наиболее важным и в то же время достаточно полно выявленным элементом гравитационного поля центрального минимума является обширная гравитационная депрессия, соответствующая зоне Фонтан-Севанского прогиба и совпадающей области новейшей тектоники, образовавшейся в результате плиоцен-четвертичных тектонических движений.

Гравитационная депрессия протягивается на запад и охватывает область массива горы Арагац, формирование которой генетически тесно связано с историей развития окружающих ее Араратской и Ленинанканской депрессиями. По А.А.Габриеляну, воздымание массива горы Арагац в плиоплейстоценовое время как бы компенсировалось прогибанием Араратской и Ленинанканской котловин /11/.

Центральная часть депрессии на большом протяжении совпадает с осевой зоной Гегамского хребта, цоколем которого также, как массива горы Арагац, служит палеозойский и эопалеозойский фундамент, обнажающийся в его юго-восточной и северо-западных переклиналиных частях /11/.

Гравитационная депрессия со всех сторон ограничивается узкой, но интенсивной зоной больших градиентов силы тяжести, четко выделяющейся на фоне общего убывания гравитационного поля в южном и северном

направлениях. На основании имеющихся данных по бурению и геологии окружающих ее районов можно предполагать, что эта депрессионная гравитационная зона совпадает с областью развития гипсоносно-соленосной толщи под лавовыми покровами четвертичного и третичного возрастов. Действительно, по данным многочисленных скважин, пробуренных в пределах этой депрессии, на пестроцветную толщу миоцена налегают соленосные отложения мощностью до 700 м. Последние перекрываются гипсоносными слоями мощностью не более 100 м.

Фонтан-Севанская зона не является в гравитационном отношении однородной. В пределах этой зоны находятся Мазринский, Спитакасарский, Фонтанский и Арагацский относительные минимумы и Капутанский относительный максимум силы тяжести.

Переходя к геологическому истолкованию Мазринского минимума отметим, что главнейшим фактором, обуславливающим изменение гравитационного поля этого района, является контактовая поверхность между породами мелового возраста и вышележащими, менее плотными, отложениями с избыточной плотностью  $0,5 \text{ г/см}^3$ . Зона повышенных значений аномалий силы тяжести на севере минимума связана с породами мелового возраста, представленными порфиритами, известняками, песчаниками и другими породами, которые характеризуются средневзвешенной плотностью порядка  $2,6 \text{ г/см}^3$ . Среди указанных пород встречаются значительные интрузивные массивы ультраосновного и основного составов, как, например, дуниты, перидотиты, характеризующиеся плотностью порядка  $2,8 \text{ г/см}^3$ .

Погружение коренных пород в направлении к центру Мазринской котловины под толщу современных отложений, характеризуется убыванием аномалий силы тяжести, а высокий градиент убывания указывает на относительно крутое погружение, что, очевидно, не может происходить без нарушения сбросового типа. Этот сброс, по-видимому, развивается на северо-запад и через оз. Севан, далее непрерывно прослеживается и доходит до районного центра Апаран, огибая массива горы Арагац, сливается с Ереванской зоной больших градиентов силы тяжести.

Если принять среднюю разность плотностей между коренными породами и перекрывающими их отложениями, равной  $0,5 \text{ г/см}^3$ , то погружение коренных пород достигает в центральных районах котловины около  $1,2 \text{ км} / 17/$ .

Главнейшим фактором, обуславливающим фонтанский относительный минимум, является погружение породы эопалеозойского кристаллического фундамента, обнажающегося в районе г. Раздан и представленного метаморфизованными сланцами различного состава, гнейсами и гнейсовыми сланцами.

Для определения глубины поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента или мощности перекрывающих его отложений в фонтанском районе допустим, что изменение аномалий создается только за счет рельефа кристаллического основания при его однородном строении; тогда из неравенства Фишера, при избыточной плотности  $0,3 \text{ г/см}^3$ , получим глубину порядка 5 км. Полученная величина сходится с существ-

вующим представлением о геологическом строении районов, согласно которому вся мощность комплекса осадочных отложений оценивается величиной в 5–6 км. Скважина, расположенная в пределах фонтанского минимума в районе села Нурнус, вскрыла песчано-глинистые отложения среднего эоцена на глубине 2200 м. Забой этой скважины находится на глубине 3500 м в известняках среднего эоцена.

Результаты проведенных расчетов указывают, что по данным одной гравиразведки возможно непосредственно определить в первом приближении глубину контактной поверхности. Однако необходимо оговорить, что основное затруднение в решении этой задачи заключается в том, что различные породы фундамента имеют зачастую различную плотность, вследствие чего в ряде случаев отмечается несоответствие между аномалией силы тяжести и рельефом контактной поверхности.

Капутанский относительный максимум, по-видимому, обусловлен наличием интрузивных пород и генетически связанных с ними железорудными проявлениями. На основании дальнейших детальных геофизических работ, проведенных геофизической экспедицией, были пробурены скважины, которые пересекли рудную зону на глубине 20–40 м мощностью до 100 м.

В пределах центрального минимума находится Ленинанский относительный минимум силы тяжести, который соответствует зоне Ширакского прогиба. Она сложена озерно-речными, песчано-глинистыми отложениями, лавовыми и туфовыми образованиями верхнего плиоцена и постплиоцена, мощностью 650 м, туфопесчаниками миотис-понта мощностью 850 м, песчано-глинистыми отложениями и известняками среднего эоцена мощностью более 1500 м (скв. № 35, Ленинан).

Северо-восточнее Ленинанского минимума располагается Мусаянский максимум, который пространственно совпадает с выходами пород юрского возраста. Кроме этого максимума в Спитакском районе наблюдаются слабо интенсивные, небольшие по площади относительные максимумы, которые обусловлены породами мелового возраста, обнажающимися в этих районах.

Интрузивные массивы гранодиоритов, плотность которых ниже плотности вмещающих пород, всюду и независимо от их гипсометрического положения отличаются относительными минимумами силы тяжести (Анкаванский, Базарчайский, Сисиан-Дастакертский, Каджаранский, Мегринский и др.).

В пределах зоны центрального минимума палеозойские и эопалеозойские породы обнажаются в Апаранском, Разданском и Ехегнадзорском районах. С этими обнажениями территориально связаны наблюдаемые в этих районах относительные максимумы силы тяжести. Следует отметить, что значения аномалий силы тяжести на выходах этих пород все же меньше, чем в зонах Среднеараксинского, Алаверди-Иджеванского и Горис-Кафанского максимумов, где, как уже отмечалось выше, выходы палеозойского и эопалеозойского фундамента отсутствуют. По мнению некоторых геологов, в пределах области Армянского нагорья древний субстрат находится на небольшой глубине и крупные вулканические массивы насажены на него /11/.

На наш взгляд, отрицательные аномалии силы тяжести, наблюдаемые в пределах вышеуказанных районов, свидетельствуют о разуплотнении метаморфизованных пород фундамента или о наличии кислых пород, соответствующих гранодиоритам и гнейсам.

Переход от одной гравитационной зоны к другой характеризуется повышенными гравитационными градиентами, обуславливаемыми разломами глубокого заложения.

Зона повышенных градиентов силы тяжести, расположенная между зонами Среднеараксинского максимума и центрального минимума, обусловлена Ереванским глубинным разломом и является границей пространства мощных толщ кайнозойских отложений, развитых в Абовянском районе. Границей между Алаверди-Иджеванской зоной максимума и зоной центрального минимума служит так называемый Главный надвиг Малого Кавказа /19/, по которому отложения юрской системы выдвинуты на осадочные отложения мезозоя. В пределах зоны больших градиентов на южном склоне Иджеванского хребта намечается глубинный разлом, ограничивающий распространение меловых отложений на юг /4/. Эта зона больших градиентов является границей между двумя главнейшими структурными единицами Малого Кавказа: Сомхето-Кафанской на северо-востоке и Армянской на юго-западе /11/.

Зона повышенных градиентов силы тяжести, расположенная между гравитационными зонами Горис-Кафанского максимума и центрального минимума, совпадает с Южнозангезурским глубинным разломом, который является границей двух различных металлогенических зон /15/. Большинство крупных медно-молибденовых месторождений южного Зангезура (Агаракское, Дастакертское, Каджаранское) располагаются в пределах зоны больших градиентов силы тяжести.

Характер изменения гравитационного поля и направление изоаномалий силы тяжести дают нам возможность предполагать, что Южнозангезурский глубинный разлом прослеживается не по юго-западному побережью или через оз. Севан (согласно работам некоторых исследователей) /1, 11, 15/, а на север и северо-запад и проходит по северо-восточному побережью оз. Севан.

Наряду с основными глубинными разломами находят четкое отражение в гравитационном поле в виде гравитационных ступеней с различной интенсивностью, меньшие по протяженности, второстепенные разломы. Такими аномальными зонами, отвечающими разломам второго и более высокого порядка, являются Талинская, Анипемзинская, Каракала-Кармрашенская, Масисская, Арташатская и др. зоны больших горизонтальных градиентов силы тяжести.

В связи с наличием разломов создались благоприятные условия для развития интенсивных вертикальных тектонических движений, происшедших в различные фазы тектогенезиса и приведших к образованию сложного структурного плана. В пределах Араратской котловины наблюдается прямое качественное соответствие между особенностями гравитационного поля и расположением крупных структурных элементов поверхности палеозойского и эопаалеозойского кристаллического

фундамента. Положительные структурные элементы фундамента характеризуются относительными максимумами, а впадины — относительными минимумами силы тяжести.

При сопоставлении гравитационных зон с тектоническими можно принять, что Среднеараксинская зона максимума соответствует Нахичеванской складчатой зоне /19 / или Приараксинской мегаантиклинальной зоне /4/, зона центрального минимума — складчатой зоне Армении /19/ или Армянскому тектоническому комплексу /11/. Алаверди-Иджеванская зона максимума пространственно совпадает с Алавердской (Сомхето-Карабахской) мегаантиклинальной зоной /4, 11 / или Сомхето-Ганджинской полого-складчатой зоной /19/. Горис-Кафанская зона максимума охватывает Кафанскую полого-складчатую моноκлиналную зону /4/ или Кафанский сегмент /11/.

Таковы в общих чертах те представления о крупном структурно-морфологическом расчленении тектоники района, отраженные на гравитационной карте Армянской ССР.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аджимамудов Э.Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм.ССР, т. XXIV, № 4, 1957.
2. Акопян Ц.Г. Магнитное поле Армении и его связь с тектонической зональностью. ДАН Арм.ССР т. XXIX, № 5, 1959.
3. Аракелян Р.А., Оганисян Ш.С. Структурно-формационное районирование территории Армянской ССР в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. XXII, № 2, 1969.
4. Асланян А.Т. Региональная геология Армении, Айпетрат, Ереван, 1958.
5. Асланян А.Т. Тектонические проблемы металлогении Армении. "Известия АН Арм.ССР", сер. геол. и географ. наук, № 4, 1957.
6. Асланян А.Т. Рудные формации Армянской ССР и их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. Труды Арм. геол. управ., № 1, 1957.
7. Балавадзе Б.К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1952.
8. Варданянц Л.А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000000. Труды ВСЕГЕИ, Новая серия, т. X, 1955.
9. Габриелян А.А. О геотектоническом районировании Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1956.
10. Габриелян А.А. Тектонические комплексы Армении. Труды Совещ. по тект. альп. геос. области юга СССР. Изд. Аз. ССР, Баку, 1956.
11. Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
12. Габриелян А.А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. "Известия АН Арм. ССР" серия геол. и географ. науки, т. XV, № 4-5, 1963.

- 13 Габриелян А.А., Татевосян Л.К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", XIX, №1-2, 1966.
- 14 Леонтьев Л.Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП. Отд. геол., т. XXII, №4, 1949.
- 15 Магакьян И.Г., Мкртчян С.С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. "Известия АН Арм.ССР" серия геол. и географ. наук, № 4, 1957.
- 16 Оганисян Ш.С. О природе региональных аномалий силы тяжести Ара-ратской котловины. "Известия АН Арм.ССР", серия геолог. и гео-граф. наук, т. XI, №1, 1958.
- 17 Оганисян Ш.С. Гравитационное поле Мазринской котловины, "Извес-тия АН Арм.ССР, серия геол. и географ. наук, т. XII, №2, 1959.
- 18 Оганисян Ш.С. О причинах, вызывающих отрицательные аномалии силы тяжести на территории Арм.ССР. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. XIX, № 1-2, 1966.
- 19 Паффенгольц К.Н. Сейсмоструктура Армении и прилегающих частей Малого Кавказа, Изд. АН Арм.ССР, 1946.
- 20 Татевосян Л.К. Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по гравиметрическим данным. "Известия АН Арм.ССР", серия геол. и географ. наук, т. XIУ, № 5, 1961.

Д. И. Сихарулидзе, А. Х. Баграмян

## ИССЛЕДОВАНИЕ ДИСПЕРСИИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОШНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАЛОГО КАВКАЗА

### 1. Поверхностные волны, сформированные в земной коре

Строение земной коры для разных регионов Кавказа резко отличается друг от друга. Имеются участки, где в строении земной коры отсутствует седиментный слой. В центральных частях Каспийского и Черного морей отсутствует гранитный слой, но имеется довольно мощный седиментный слой /3, 4, 5, 11/. Мощность земной коры должна быть наибольшей под хребтом Большого Кавказа /1/. Депрессионные части Кавказа, Колхидская и Каспийская низменности, характеризуются сравнительно спокойным, однако резко отличающимся друг от друга, строением /1, 2/.

В случае, когда изучается строение земной коры какого-либо района на основе исследования фазовых скоростей, необходимо подобрать такое расположение треугольников сейсмических станций, где строение земной коры так или иначе будет однородным. К таким районам мы относим исследуемый район Малого Кавказа, где для определенной площади не имеем значительных изменений в строении земной коры. Сейсмические станции, наблюдаемые материалы которых использованы для исследования дисперсии фазовых скоростей, расположены непосредственно в изучаемом районе Малого Кавказа.

Метод поверхностных волн при изучении строения земной коры является одним из основных методов, и поэтому определение дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн представляет наиболее важную задачу. Но для использования этого метода должны выполняться следующие условия ограничения:

1. На исследуемой территории должны быть расположены не менее трех сейсмических станций, образующих треугольник. Желательно, чтобы расстояние между ними было порядка длины волны.

2. На сейсмических станциях должны быть установлены длиннопериодные сейсмографы одинакового типа, на которых хорошо будут выявляться поверхностные волны, для этого необходимо, чтобы фазовые и частотные характеристики их были идентичны.

3. В исследуемых районах толщина земной коры, скорость и плотность должны изменяться в незначительных пределах.

Эти условия на территории исследуемого района, в основном, соблюдены, и поэтому создается возможность использовать метод фазовых скоростей для изучения строения земной коры.

В настоящей работе идентифицируются и коррелируются одинаковые фазы для разных систем треугольника сейсмических станций. Рассмотрены следующие системы треугольников станций: 1) Ереван-Горис-Нахичевань; 2) Ереван-Горис-Кировабад; 3) Тбилиси-Ереван-Горис; 4) Тбилиси-Нахичевань-Горис; 5) Нахичевань-Кировабад-Горис; 6) Тбилиси-Кировабад-Ереван. Этими треугольниками сейсмических станций покрыта почти вся территория исследуемого района и указанные сейсмические станции расположены непосредственно в районе исследования.

Фазовые скорости поверхностных волн определены непосредственно из сейсмограмм ручным способом, по формуле:

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

где  $d_{13}$  и  $d_{12}$  - расстояния между сейсмическими станциями 1 и 3, 1 и 2;  $\beta$  - угол между отрезками  $d_{13}$  и  $d_{12}$ .

Однако, для сравнения, фазовые скорости определены также при помощи фазовых спектров колебаний. Спектры колебаний вычислялись на электронно-вычислительной машине в Институте геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР, фазовые скорости определены по данным сейсмических станций, лежащих относительно эпицентра на одной и той же дуге большого круга. Определение фазовых  $\varphi_i(\omega)$  и амплитудных  $A_i(\omega)$  спектров базировалось на цифровке сейсмограмм. Это делалось для каждой сейсмограммы в отдельности. Сначала определялась разность спектров. Разность фазовых спектров на станциях 1 и 2 будет:

$$\varphi_2(\omega) - \varphi_1(\omega) = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1) v}{C(\omega)} = \arctg \frac{\varphi_{S_1}(\omega)}{\varphi_{C_2}(\omega)} - \arctg \frac{\varphi_{S_1}(\omega)}{\varphi_{C_1}(\omega)} \pm 2\pi m$$

Здесь  $\Delta_1$  и  $\Delta_2$  - эпицентральные расстояния, а  $c(\omega)$  фазовая скорость  $\varphi_S(\omega)$  и  $\varphi_C(\omega)$  - синус и косинус трансформанты Фурье. Процедура вычисления приводит нас к определению фазовых скоростей по формуле:

$$C(\tau) = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1) 2\pi}{T[\varphi_2(\tau) - \varphi_1(\tau)] + [\delta_2(\tau) - \delta_1(\tau)]},$$

где  $\delta_1(\tau)$  и  $\delta_2(\tau)$  фазовые сдвиги сейсмографа сейсмических станций.

Волны, исследованные нами, вступают со сравнительно большими амплитудами, так что величину периода отдельного колебания волны можно точно найти по сейсмограмме. На участке записи, где одновременно наблюдается нормальная и аномальная дисперсия, иногда затрудняется корреляция отдельной фазы, но этот участок интерпретации находится в конце записи и соответствует 15-25 секундным колебаниям. Нами исследуются 20-60 секундные колебания волн (рис. 1).

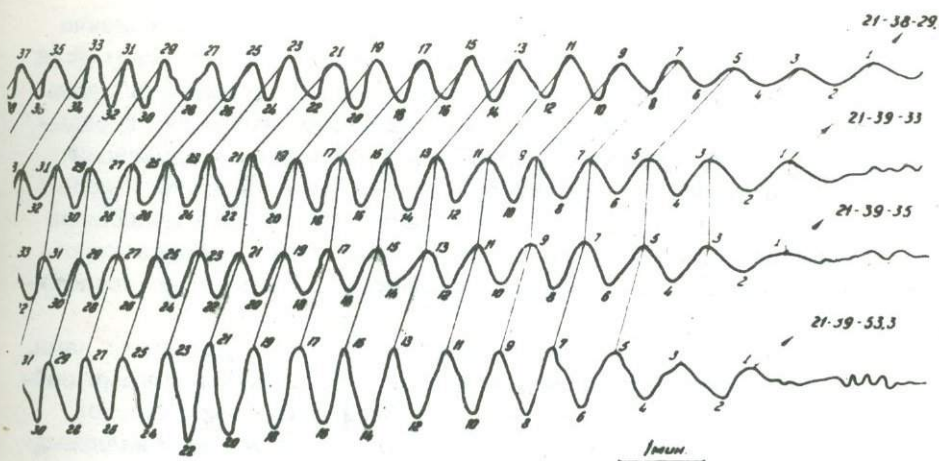


Рис. 1. Запись Алеутского землетрясения от 2 июля 1965 года с координатами  $\varphi = 39^\circ$ ,  $\lambda = 167,6^\circ$  (волны Релея), записанного сейсмостанциями "Ереван", "Торис", "Нахичевань".

При некоторых землетрясениях выявлению основного тона волн Релея мешают обертоны этих волн, колебания которых, соответствуя минимумам дисперсионных кривых, характеризуются сравнительно большими скоростями распространения /7/. Они на записях вступают вместе с длиннопериодными колебаниями, соответствующими основному тону. Периоды соответственных колебаний обертонов характеризуются значениями  $T=5-15$  сек. На сейсмограммах наблюдаются случаи, когда имеется запись только основного тона поверхностных волн. В случае, когда тон и обертон поверхностных волн регистрируются совместно, запись сложная. В этом случае следует построить огибающую основного тона, после чего возможно будет исследовать волны.

Колебания, соответствующие экстремумам дисперсионных кривых обертонов волн Лява и характеризующиеся на записях сравнительно большими амплитудами, имеют малые значения групповых скоростей, чем соответствующие колебания основного тона. Поэтому выявлению основного тона волн Лява мало будут мешать соответствующие обертоны этих волн /7-10/. Чистому выявлению волн Лява мешает также то обстоятельство, что волны Релея могут проявляться на всех трех компонентах сейсмографов. Выход из этого положения возможен, если будут рассмотрены те землетрясения, где зарегистрированы только волны Лява; или же следует рассматривать записи волн Лява при тех землетрясениях, эпицентры которых относительно сейсмостанции расположены в меридиальном или широтном направлении.

Нами использованы, в основном, также записи землетрясений, при которых азимут на эпицентр, определенный по поверхностным волнам, мало отличается от действительного азимута. Как выяснилось, наилучшей является та трасса, когда поверхностные волны нормально падают на границы континентов.

При пересечении переходной зоны волновым фронтом (распространение волн от океана к континенту) преломление может быть незначительным, если волновой фронт будет параллельным континентальной границе. В нашем случае такое положение имеет место при некоторых японских, курильских, алеутских, филиппинских и других землетрясениях. Корреляция волн была сделана только по характеру записей волн. Для этого надо наложить сейсмограммы друг на друга и найти одинаковые колебания. Если будут выбраны достаточно хорошие записи, тогда фазовая корреляция поверхностных волн в разных сейсмических станциях не представит трудностей.

Сейсмические станции, материалы которых были использованы нами, кроме региональных сейсмографов оборудованы трехкомпонентными сейсмографами Д. П. Кирноса, кроме того, на Тбилисской сейсмической станции установлен прибор Голицына и длиннопериодный вертикальный сейсмограф (данные о них приведены в табл. 2).

Нами рассмотрены около 200 землетрясений за период 1955–67 гг. Из них выбраны те, которые были зарегистрированы тремя компонентами сейсмографов, характеризующихся четкими записями поверхностных волн. После отбора оказались пригодными лишь 24 землетрясения. Для определения фазовых скоростей волн Релея использовались записи 13 землетрясений, для волн Лява – 11. (Табл. 1).

Выясняется, что периоды выявленных на сейсмограммах волн отличаются от истинного периода колебания почвы. Иногда эта разница столь велика, что невозможно ее не учесть. В процессе исследования дисперсии фазовых скоростей у нас были кривые фазовых и частотных характеристик сейсмографов всех вышеотмеченных станций (табл. 2); истинное время вступления пиков  $t_{ист.}$  было найдено как сумма времени вступления пика на сейсмограмме  $t_{сейсм.}$  и поправки  $\Delta t$ , вычисленной при помощи кривых фазовых характеристик

$$t_{ист.} = t_{сейсм.} + \Delta t$$

При изменении времени вступления истинного периода меняется соответственно значение периодов, вследствие чего экспериментальные дисперсионные кривые принимают различный вид. Это различие в некоторых случаях достаточно заметно и поэтому его необходимо принять во внимание.

С целью интерпретации наблюдаемых фазовых скоростей были использованы теоретические дисперсионные кривые /7/. Отобраны теоретические кривые дисперсии скоростей, хорошо отражающие строения горных районов.

Для территории исследуемого района среднее значение седиментного слоя равно 5–6 км /8, 9/. Существование гранитного и базальтового слоя для всей территории Кавказа, за исключением центральных частей Каспийского и Черного морей, можно считать доказанным /1, 2, 3, 4, 5, 11/.

Допуская незначительное изменение скорости и плотности в различных местах исследуемого района, предполагаем, что значения периодов волн обусловлены лишь изменением общей толщи земной коры. Оболочка

Таблица 1

## Данные землетрясений, используемые в работе

№№ пп	Дата	Время в очаге	Координаты		Расстояние от станции, км					Магни- туда	Район
			φ <sub>0</sub>	φ <sub>0</sub>	Тбилиси	Ереван	Горис	Кирова- бад	Нахичевань		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	23/У1 1953	13 53 35	51 N	158 E	7837	7968	7916	7851	8027		Камчатка
2	4/IX 1953	07 23 08	51 N	156 E	7735	7883	7850	7709	7925		Камчатка <sub>1</sub>
3	30/IX 1953	23 04 16	22 N	107,5 W	12356	12493	12635	12411	12630		Мексика <sub>1</sub>
4	22/III 1955	14 05 10	8,5 S	92 E	7850	7263	7100	7176	7141	6,5	Индийск. океан
5	19/X 1955	09 54 48	49,5 N	155,5 E	7820	7966	7925	7827	8001	6	Курильск. остр.
6	15/У1 1957	00 44 15	34 S	56 E	8482	8318	8220	8356	8199		Индийск. океан
7	18/УII 1957	08 37 00	12 N	124 E	8212	8249	8096	8092	8188	6 <sup>1/4</sup>	Филиппины
8	23/X 1957	05 58 57	52,5 N	169,5 W	9017	9183	9200	9083	9261	5 <sup>3/4</sup>	Алеутск. остр.
9	15/1 1958	19 14 29	16,5 S	71,5 W	13364	13351	13512	13501	13435		Перу
10	8/УII 1959	00 47 43	54,3 N	163 E	7781	7957	7918	7811	7988		восточнее Камчатки
11	20/1У 1960	02 01 08	38 S	73,5 W	14820	14746	14868	14907	14783	7 <sup>1/4</sup>	Чили
12	02/XII 1960	09 10 40	24,5 S	70,7 W	13834	13797	13947	13951	13966		Чили
13	08/III 1962	21 38 35	3,5 S	28,5 E	5282	5115	5110	5226	5045		Кригго
14	26/УII 1962	08 14 42	7,7 N	82,8 W	12912	12380	12554	12220	12490		южнее Панамы
15	29/1У 1969	21 44 16	51,6 N	178,6 W	8704	8869	8865	8754	8930	6 <sup>1/4</sup>	Алеутск. остр.
16	09/1 1964	18 31 50	45,3 N	151,3 E	7892	8027	7972	7883	8053		Остров Уруп
17	06/УII 1964	07 22 12	18,4 N	100,4 W	12410	12533	12685	12582	12669		Мексика
18	05/II 1965	09 32 08	52,4 N	174,2 W	8460	8621	8612	8501	8680	6 <sup>3/4</sup>	Алеутск. остр.
19	07/II 1965	09 25 51	51,2 N	179,0 W	8758	8921	8917	8804	8982	5 <sup>3/4</sup>	Алеутск. остр.
20	07/II 1965	04 11 20	51,9 N	175,4 W	8554	8715	8706	8593	8774	5 <sup>3/4</sup>	Алеутск. остр.
21	28/III 1965	16 33 17	32,7 S	71,2 W	14363	14302	14437	14465	14352		Чили
22	2/УII 1965	20 58 36	53 N	167,6 W	9019	9187	9207	9087	9267		Алеутск. остр.
23	04/IX 1965	14 32 48	58 N	152,6 W	8795	8967	9015	8889	9061	7 <sup>1/4</sup>	Кадьяк
24	13/IX 1965	13 07 49	55,3 N	165,6 W	7855	8012	8002	7888	8068	5 <sup>3/4</sup>	Командор. море

Таблица 2

## Параметры сейсмографов

Станция	Сейсмограф	Ком- помент	Период, сек.		Высота над уровнем моря, м
			T	T	
Ереван	Общего типа Д. П. Кирноса	N-S	12,5	1,20	1 000
		E-W	12,5	1,20	
		Z	12,5	1,20	
Тбилиси	Общего типа Д. П. Кирноса	N-S			404
		E-W			
		S			
	Длиннопериод- ный Б. Б. Голицына	N-S	30	21	
		E-W	12,4	12,30	
	Z	12,3	12,10		
Горис	Общего типа Д. П. Кирноса	N-S	12,5	1,20	1 400
		E-W	12,5	1,20	
		S	12,5	1,20	
Кировабад	Общего типа Д. П. Кирноса	N-S	12,4	1,19	
		E-W	12,5	1,20	
		Z	12,4	1,20	
Нахичеван	Общего типа Д. П. Кирноса	N-S	12,5	1,20	
		E-W	12,6	1,20	
		Z	12,3	1,25	

Оболочка Земли принята как однородная и полубесконечная среда. Исследованные нами поверхностные волны выявлены при таких землетрясениях, эпицентральных расстояния которых  $\Delta \geq 2200$  км. В этом случае поверхностные волны, формируясь в земной коре, выражают ее строение.

Диапазон периодов исследуемых волн изменяется в пределах  $T = 16-60$  сек. Значения периодов у фазы Эйри изменяются в пределах  $T = 16-27$  сек. Это говорит о том, что колебания с таким диапазоном малочувствительны по отношению к слоям с малой толщиной земной коры и для данного района следует использовать поверхностные волны, сформированные в седиментном слое (первая группа), а также в гранитном и седиментном слоях вместе взятых (вторая группа) и т.д. /10/.

Полученные результаты дисперсии фазовых скоростей волн Релея и Лява сопоставлены с теоретическими. На рис. 2 и 3 показано сопоставление экспериментальной дисперсии фазовых скоростей.

Экспериментальные данные фазовых скоростей хорошо ложатся на теоретические кривые при  $H = 47$  км. Так как теоретические дисперсионные кривые построены для случая, когда  $\frac{h_1}{H} = 0,6$ , то толщина первого основного слоя будет порядка  $h_1 = 27$  км,  $h_2 = 20$  км.

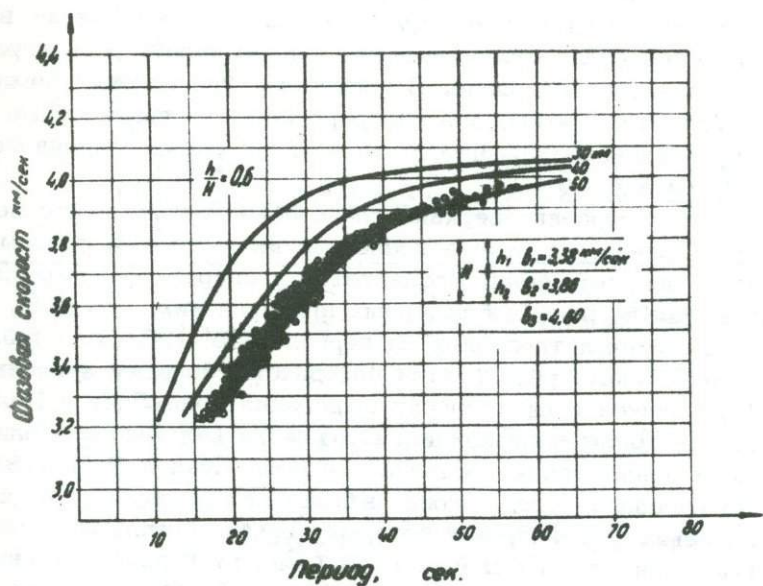


Рис. 2. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея (+теоретические кривые;  $\bullet$  - наблюдаемые точки).

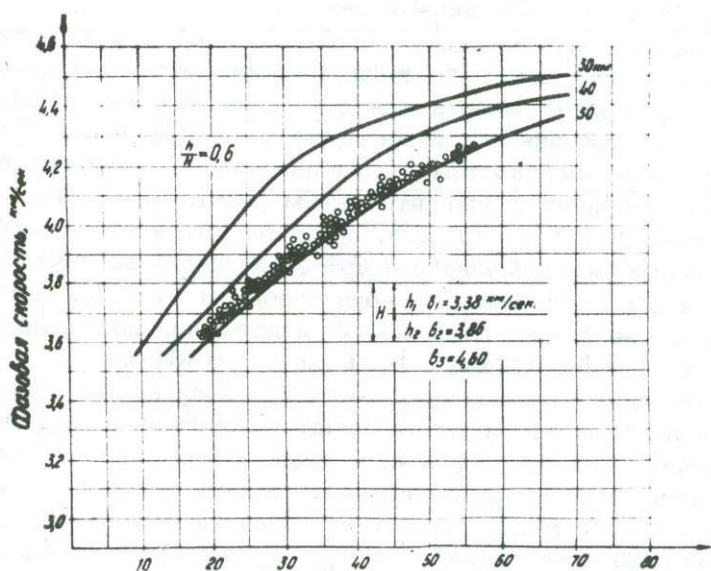


Рис. 3. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява (+теоретические кривые;  $\circ$  - наблюдаемые точки).

## II. Поверхностные волны, сформированные в верхних слоях земной коры

Образование дисперсионных и поверхностных сейсмических волн обусловлено слоистым строением земной коры. В формировании волн, кроме особенностей очага землетрясений, определенную роль играет также эпицентральное расстояние. В частности, при близких землетрясениях, когда  $\Delta < 400$  км, зарегистрированные поверхностные волны, в условиях Кавказа, формируются в верхних слоях осадочного комплекса /8, 9/.

Нами изучается строение верхних слоев земной коры восточной части Малого Кавказа, на основе исследования дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн. Исследуется дисперсия фазовых скоростей волн Релея и Лява, наблюдаемых при иранских, турецких, греческих и иракских землетрясениях за период 1955–1960 гг. (табл. 3).

Качество полученных результатов находится в большей зависимости от пригодности записи и от точности выделения волн Лява и Релея, произведенных методом поляризации. С этой же целью применяли кинематические и динамические особенности волн Лява и Релея. Этими способами пользовались тогда, когда в большинстве случаев изучались записи таких землетрясений, при которых хорошо выявляются только поверхностные волны типа Релея и Лява (рис. 4). Эпицентральное расстояние этих землетрясений имеют от 500 до 2200 км. Трасса распространения волн проходит, в целом, по континенту. Поверхностные волны записывались трехкомпонентной установкой Д. П. Кириоса.

Для определения фазовых скоростей были использованы материалы сейсмостанций Малого Кавказа, расположенных в виде треугольников: Ереван–Горис–Кировабад; Кировабад–Горис–Нахичевань; Нахичевань–Ереван–Горис; Нахичевань–Ереван–Кировабад.

Исследование экспериментальной дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн привело нас к выводу, что при эпицентральных расстояниях (500–2200 км) наблюдаются две различные дисперсионные картины. При землетрясениях с эпицентральноем расстоянием  $\Delta = 500 - 1400$  км возникающие поверхностные волны дают одну дисперсионную картину, а при землетрясениях с эпицентральноем расстоянием  $\Delta = 1400 - 2200$  км – другую. Фазовые скорости, определенные внутри вышеуказанных треугольников и наблюдаемые при эпицентральных расстояниях  $\Delta = 500 - 1400$  км, сопоставлены с теоретическими (рис. 1, 2). Наилучший вариант получается для двухслойной модели верхних слоев земной коры, когда  $H = h_1 + h_2 = 19$  км,  $h_1 = 6$  км,  $h_2 = 13$  км.

При эпицентральных расстояниях  $\Delta = 1400 - 2200$  км наблюдаемые поверхностные волны характеризуются большими значениями фазовых скоростей. Экспериментальные волны характеризуются большими значениями фазовых скоростей. Экспериментальные данные дисперсии фазовых скоростей волн Лява и Релея хорошо согласуются с теоретическими дисперсиями кривой, построенной при  $\frac{h}{H} = 0$ , где  $H = 27$  км (рис. 7, 8) /7/.

№№ шп	Дата	Время в очаге	Координаты эпицентра		Расстояние от станции, км				Магни- туда	Р а й о н
			$\varphi_0$	$\lambda_0$	Ереван	Киро- вабад	Горис	Нахичевань		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	21/IV 1955	07 18 21	39 №	22,5 E	1876	2031	2042	1965	5,5	Греция
2	21/V 1955	18 41 50	41 №	36, E	727	873	878	805	5	Турция
3	3/VI 1955	23 34 37	40,5 N	25,5 E	1596	1747	1776	1685	5	Эгейск. море
4	14/VII 1956	19 01 08	41 N	30 E	1221	1365	1398	1323	4,5	Турция
5	15/V 1956	18 34 15	37 N	21 E	2061	2222	2220	2155		Испанское побережье
6	19/V 1956	14 14 25	27,5 N	52,5 E	1585	1564	1453	1463	5	Иран
7	1/II 1956	05 52 37	27,5 N	54 E	1660	1619	1500	1523		Иран
8	21/V 1957	13 24 20	39 N	22,5 E	1887	2031	2042	1976	5	Греция
9	9/IV 1958	04 36 33	29 N	52 E	1424	1388	1272	1284	5	Иран
10	3/II 1958	19 27 18	32,5 N	58 E	1474	1378	1297	1353	5	Иран
11	1/III 1958	09 26 50	27 N	54,5 E	1733	1686	1573	1595	5	Иран
12	3/V 1958	20 18 20	37 N	21,3 E	2042	2196	2190	2094	4,5	Греция
13	9/V 1958	02 40 51	37 N	27,5 E	1517	1679	1663	1670	5	Турция
14	10/VI 1958	07 04 06	30 N	51 E	1258	1256	1128	1148	5	Иран
15	2/IX 1958	01 13 33	38 N	21 E	2033	2277	2192	2076	5	Греция
16	3/IX 1958	01 34 16	34 N	47 E	727	749	607	636	5	Иран
17	16/IX 1958	14 22 40	34,5 N	59,5 E	1467	1346	1293	1354	4,5	Иран
18	21/IX 1958	16 18 35	34,5 N	46,5 E	670	688	542	564	4,5	Иран
19	26/X 1958	12 40 36	37,5 N	44,5 E	303	387	227	179	4,5	Турция
20	2/II 1958	09 14 33	36,5 N	51 E	705	621	532	588	4,5	Иран
21	10/IX 1958	03 49 27	32,5 N	47,5 E	897	912	770	666	4,5	Иран-Ирак (граница)
22	24/VIII 1956	08 02 38	34 N	48,5 E	775	771	625	646		" "
23	1/IX 1959	08 24 00	36,5 N	51,5 E	744	646	542	625	5	Иран
24	14/V 1959	19 22 25	40,5 N	23 E	1818	1964	1979	1911	4,5	Эгейское море

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
25	14/У 1959	21 07 20	34,5 <i>N</i>	56,5 E	1239	1125	1051	1132	4,5	Ирак
26	30/1X 1959	10 24 15	30 <i>N</i>	46 E	1143	1143	1180	1047	4,5	Ирак
27	13/П 1959	08 49 22	34 <i>N</i>	46,5 E	655	736	616	649	4,5	Ирак
28	19/П 1959	14 00 30	39 <i>N</i>	25,5 E	1633	1734	1783	1711	5	Эгейское море
29	2/III 1959	11 22 30	32 <i>N</i>	49 E	999	991	855	868	4,75	Иран
38	1/III 1959	12 47 50	27 <i>N</i>	53 E	1659	1532	1515	1530		Ирак

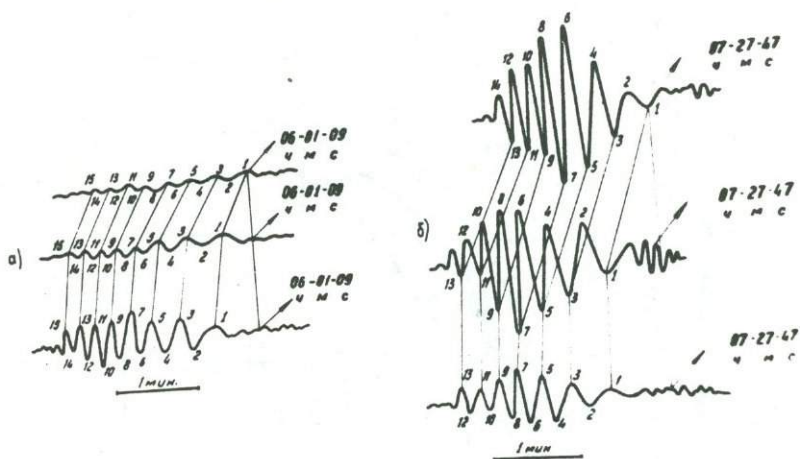


Рис. 4. а/ Запись иранского землетрясения 1 ноября 1956 года с координатами  $\varphi = 27,5^\circ$ ,  $\lambda = 54^\circ$  (волны Релея), записанного сейсмостанциями "Горис", "Кировабад", "Ереван".

б/ Запись греческого землетрясения 21 апреля 1955 года с координатами  $\varphi = 39^\circ$ ,  $\lambda = 22,5^\circ$  (волны Лява), записанного сейсмостанциями "Ереван", "Кировабад" "Горис".

Эти результаты показывают, что при эпицентральных расстояниях, когда  $\Delta = 1400 - 2200$  км, поверхностными волнами захватываются более глубокие слои земной коры. Согласно этому, мощность  $H = 27$  км должна состоять из трех слоев:  $h = h_1 + h_2 = 19$  км представляют мощность седиментного и гранитного слоев вместе взятых; слой с мощностью  $h_3 = 8$  км находится нижегранитного слоя и представляет промежуточный слой, находящийся между гранитным и базальтовым слоями;  $a^1$ ,  $v^1$ ,  $\rho^1$  должны представлять средние значения из величин:

$$v_1 = \frac{h_1 + h_2 + h_3}{\frac{h_1}{v_1} + \frac{h_2}{v_2} + \frac{h_3}{v_3}} \approx 3,3 \text{ км/сек},$$

$$\rho = \frac{\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2 + \rho_3 h_3}{h_1 + h_2 + h_3} \approx 2,9 \text{ г/см}^3,$$

$$a = \frac{h_1 + h_2 + h_3}{\frac{h_1}{a_1} + \frac{h_2}{a_2} + \frac{h_3}{a_3}} = 5,7 \text{ км/сек.}$$

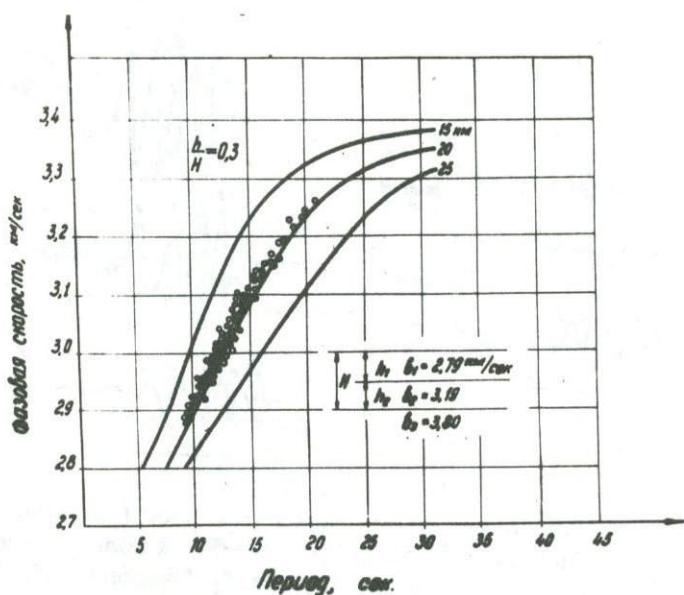


Рис. 5. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея (+теоретические кривые;  $\circ$  - наблюдаемые точки)

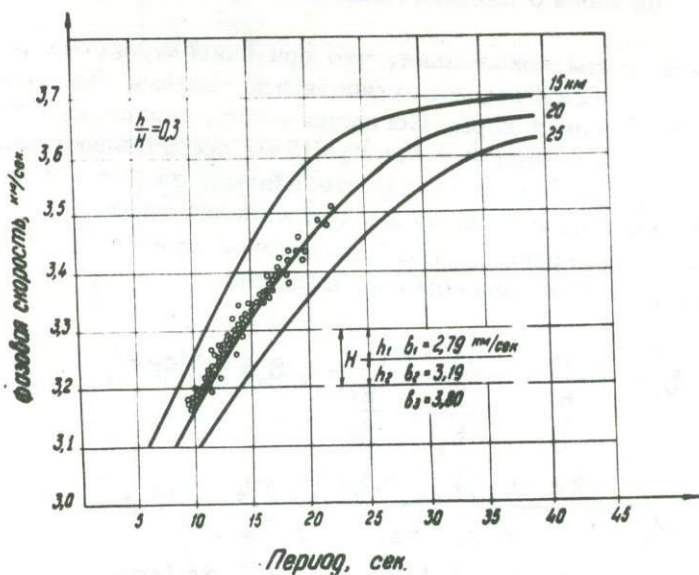


Рис. 6. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява (+теоретические кривые;  $\circ$  - наблюдаемые точки).

В результате, строение земной коры в исследуемом районе Малого Кавказа представится в виде седиментного слоя, толщина которого варьируется от места к месту и имеет среднюю мощность  $h_1=6$  км, продольные и поперечные волны в нем распространяются со скоростью  $V_{P_1}=4,86$  км/сек.  $V_{S_1}=2,79$  км/сек.

Мощность гранитного слоя порядка  $h_2=13$  км, со значениями продольной и поперечной волн:  $V_{P_2}=5,49$  км/сек.,  $V_{S_2}=3,19$  км/сек.

На основании проведенных исследований можно предполагать наличие промежуточного слоя в земной коре Малого Кавказа мощностью 8 км.  $V_{P_3}=6,55$  км/сек,  $V_{S_3}=3,8$  км/сек.

Затем идет базальтовый слой с мощностью около  $h_4=20$  км, в нем продольные и поперечные волны распространяются со скоростью  $V_{P_4}=6,89$  км/сек.,  $V_{S_4}=4,0$  км/сек.

В исследуемом районе для подкорового субстрата получаем следующие значения скоростей:  $V_{P_S}=7,95$  км/сек.,  $V_{S_S}=4,6$  км/сек.

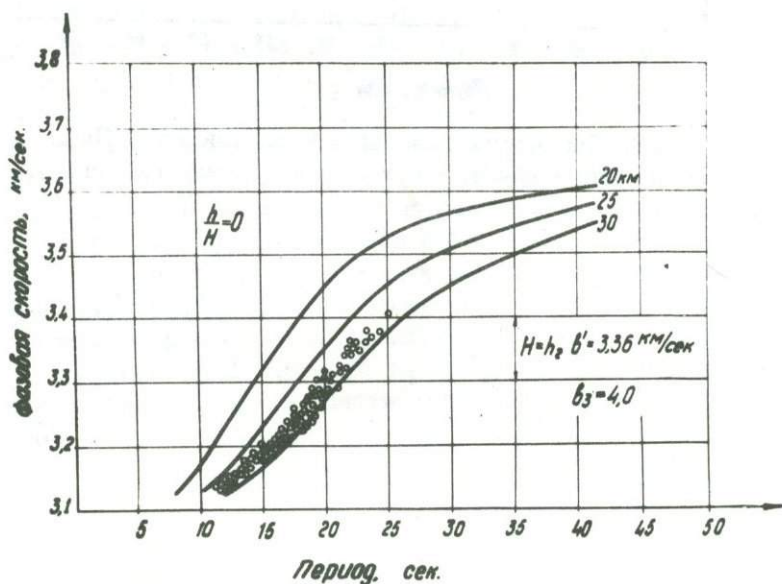


Рис. 7. Дисперсия фазовых скоростей волн Релея (+теоретические кривые; о-наблюденные точки).

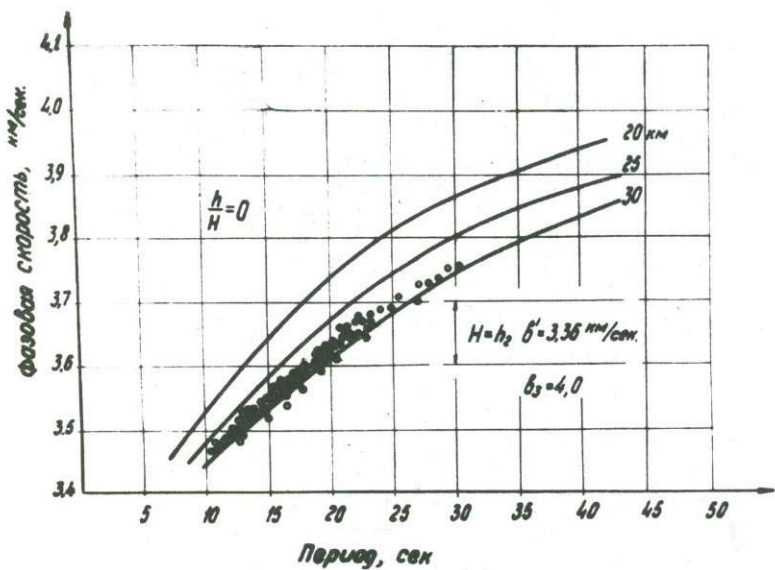


Рис. 8. Дисперсия фазовых скоростей волн Лява (+ теоретические кривые; o - наблюдаемые точки).

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Балавадзе Б.К. и др. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. АН СССР, "Геотектоника", №3, 1966.
2. Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. Док. сов.геол. на XXI сессии Международ. геол. конгр. Изд-во "Наука", 1960.
3. Гальперин Е.И., Косминская И.Д., Кракшина В.М. Освоение глубинных волн, зарегистрированных при глубинном сейсмическом зондировании в центральной части Каспийского моря. Сб. "Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР", 1962.
4. Непрочнов Ю.П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. ДАН СССР, т. 125, №5, 1959.
5. Саваренский Е.Ф., Вальднер Н.Г. Волны от землетрясений Черноморского бассейна и некоторые соображения об их периоде. Сейсмические исследования. Сб. статей, XII раздел программы МГГ, №4, 1960.
6. Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии, М., 1955.
7. Саваренский Е.Ф. и др. Об определении строения земли по дисперсии скорости распространения поверхностных сейсмических волн. Руководство, М., 1966.
8. Сихарулидзе Д.И. Изучение дисперсии волн Лява при близких землетрясениях. Изд-во АН СССР, сер.геоф. №4, 1959.
9. Сихарулидзе Д.И., Тутберидзе Н.П. О группах поверхностных сейсмических волн, формирующихся в различных слоях земной коры. Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, Т. XXII, 1965.
10. Сихарулидзе Д.И. О некоторых свойствах дисперсионных кривых групповых скоростей поверхностных волн АН ГССР. Тр. Института геофизики, т. XXI, 1963.
11. Сихарулидзе Д.И. Природа  $L_q$  и  $R_q$  волны и изучение строения земной коры. Тр. Института геофизики АН ГССР, т. XXI, 1963.

Н.К. Карапетян

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОЛН PL ЧЕРЕЗ МАЛЫЙ  
КАВКАЗ

Волнами PL обозначается длиннопериодный цуг колебаний, отмечаемых на сейсмограммах между первыми вступлениями волн P и S. Волны PL образуются вследствие взаимодействия, при определенных условиях, преломленных продольных и поперечных волн, распространяющихся вдоль границы слоя со свободной верхней поверхностью с твердым полупространством, на котором лежит этот слой.

Эти волны были впервые обнаружены и названы волнами PL Сомвиллем в 1930–1931 гг. /21,22,23/. Спустя 10 лет была опубликована статья Адкинса об Аляскинском землетрясении 22 июля 1937 г., на сейсмограммах которого автором были выделены волны PL /10/.

Волны PL наблюдал также Калои /12/.

В 1960 г. Оливер и Майор опубликовали работу, в которой приводят построенные ими теоретические дисперсионные кривые с нормальной дисперсией фазовой и групповой скорости основной моды волны для континентальной модели /15/. Последняя, согласно Оливеру и Майору, представляет собой твердый слой толщиной 35 км /земная кора/, расположенный над твердым полупространством. При этом скорость распространения продольных волн в слое ими была принята равной 6,15 км/сек, скорость распространения поперечных волн – 3,55 км/сек, а плотность пород, слагающих земную кору –  $2,74 \text{ г/см}^3$ . Скорости распространения продольных и поперечных волн в полупространстве были приняты равными соответственно 8,14 и 4,70 км/сек, а плотность пород в полупространстве –  $3,30 \text{ г/см}^3$ . Теоретические дисперсионные кривые групповой скорости волны PL, полученные Оливером и Майором, хорошо согласуются с экспериментальными дисперсионными кривыми, определенными ими же по данным 10 землетрясений с эпицентрными расстояниями от 4 до 25°.

В 1962 г. Жильбертом и Ластером сделана попытка моделирования волны PL /13/.

Оливером проведено исследование волн PL, распространившихся через США при двух сильных землетрясениях, происшедших в мае 1962 г. у побережья Мексики /16/. При этом определена дисперсия фазовой скорости вдоль некоторых профилей США и отмечена зависимость фазовой скорости волн PL от строения земной коры и верхней мантии. С целью определения толщины земной коры по отдельным профилям

Оливером были вычислены теоретические дисперсионные кривые фазовой скорости основной моды волны **PL** и сопоставлены с экспериментальными данными, в результате чего была определена толщина земной коры по этим профилям. При этом оказалось, что мощность земной коры вдоль рассмотренных профилей США изменяется от 32 до 45 км.

Ж.Оливером в 1964 г. впервые была произведена оценка затухания волн **PL** с расстоянием /16/. Среднее значение коэффициента затухания по его определениям составляет 1,53 на 1000 км, а значение логарифмического декремента затухания - 8,6.

Из теории волны **PL** следует возможность существования высших мод этой волны. Был сделан ряд попыток непосредственного выделения высших мод волны **PL** на сейсмограммах /17,14,18/.

Су и Дорманом в Ламонте был разработан метод построения теоретических дисперсионных кривых фазовой и групповой скоростей волны **PL** и ее высших мод /20/. При этом волну **PL** они объясняют как "моду утечки". Теоретические дисперсионные кривые волны **PL** и ее высших мод были построены Су и Дорманом путем использования теории "мод утечки" для модели, названной ими моделью  $M_0$ , которая приводится в табл. 1.

Таблица 1

Модель  $M_0$

Толщина км.	Скорость продольных волн км/сек	Скорость поперечных волн км/сек	Плотность г/см <sup>3</sup>
35,0	6,15	3,55	2,817
200,0	8,14	4,70	3,300
	8,86	4,90	3,615

Как следует из таблицы 1, модель  $M_0$ , принятая в расчетах Су и Дормана, отличается от модели Оливера и Майора только тем, что в модели  $M_0$  на глубине 235 км в мантии введена скоростная граница. Су и Дорманом получены также экспериментальные дисперсионные кривые для групповой скорости высших мод волны **PL**. Ими использованы данные четырех сейсмических станций (чилийской станции "Сантьяго", аргентинской - "Буэнос-Айрес", индийской - "Агра" и канадской - "М.-Бей") при 9 крупных землетрясениях, происшедших в Чили, Японии, на Формозе и Аляске. Эпицентральные расстояния при этом составляли от 4,93 до 54,93°. Полученные Су и Дорманом экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости соответствуют теоретическим дисперсионным кривым групповой скорости высших мод волны **PL** (второй, третьей, и четвертой моде). При этом на больших эпицентральных расстояниях ( $\Delta = 23,40^\circ$ ,  $\Delta = 40,69^\circ$  и  $\Delta = 54,93^\circ$ ) как по экспериментальным, так и по теоретическим дисперсионным кривым групповой скорости наблюдается аномальная дисперсия.

Кроме волны  $PL$  и ее высших мод на сейсмограммах, вслед за вступлением волн  $S$ , была отмечена также волна  $PL(S)$ , которая представляет собой поперечный компонент волны  $PL$  и образуется вследствие взаимодействия волн  $PL$  с волнами  $SV$  /10,12,17,20/. Метод определения дисперсии групповой скорости волны  $PL(S)$  подробно описан Оливером /17/. Дисперсионные кривые фазовой скорости для этой волны определены Бруном /11/.

В 1969 г. в Болгарии была опубликована работа С.Рижиковой и Р.Запрянновой, в которой приводятся определенные непосредственно из сейсмограмм экспериментальные дисперсионные кривые групповых скоростей волн  $PL$ , записанных на сейсмической станции "София" при землетрясениях на Балканском полуострове, в Эгейском море и Малой Азии/19/. Волны  $PL$  наблюдались С.Рижиковой и Р.Запрянновой как при очагах, расположенных в земной коре, так и под земной корой. При этом характер дисперсионных кривых не зависел от глубины очага землетрясения. Большая часть экспериментальных кривых, полученных ими, обладает аномальной дисперсией групповой скорости, тогда как теоретические и экспериментальные кривые  $Cu$  - Дормана для тех же скоростей имеют нормальную дисперсию.

Все наблюдавшиеся в Софии волны  $PL$  имеют периоды от 5 до 17 сек, и поэтому авторы относят их, учитывая также форму экспериментальных дисперсионных кривых, к высшим модам волны  $PL$ .

В результате проведенного исследования С.Рижикова и Р.Запряннова приходят к выводу, что модель  $M_0 Cu$  - Дормана не подходит для Балканского региона и предлагают, исходя из полученных ими экспериментальных данных, подобрать подходящую модель земной коры и мантии для Балканского региона и вычислить для этой модели новые теоретические дисперсионные кривые групповых скоростей.

У нас в Советском Союзе волны  $PL$  были впервые выделены на сейсмограммах землетрясений Средней Азии В.М.Архангельской /1/. При исследовании записей этой волны ею было отмечено, что движение частиц земной поверхности при прохождении волны  $PL$  происходит в вертикальной плоскости, ориентированной на эпицентр, и поэтому предложено волны  $PL$  использовать для определения азимута на эпицентр. Азимуты на эпицентры землетрясений В.М.Архангельской определены по записям волны  $PL$  с точностью  $\pm 2^\circ$ .

Расширение Кавказской сети сейсмических станций в 1949 - 1952 гг., а также установка на многих станциях Кавказа широкополосной аппаратуры системы Д.П. Кирноса позволило нам в 1953 г. проследить вступление волны  $PL$  на сейсмограммах сейсмических станций Кавказа /4/. Были рассмотрены десять случаев записи этой волны. В рассмотренных случаях волна  $PL$  вступала через 1-9 сек после вступления волны  $P$ . При этом разность  $PL - P$  не находится в прямой зависимости от эпицентрального расстояния. Например, при  $\Delta = 1070$  км (землетрясение 22/X-1952 г. 17 ч.)  $PL - P = 2$  сек, а при  $\Delta = 300$  км (землетрясение 22/III-1953 г. 19 ч.)  $PL - P = 4$  сек. Интенсивность волны  $PL$  зависела от эпицентрального расстояния. Так, при  $\Delta = 150$  км (сейсм.

ст. "Горис" при землетрясении 1/П-1953г. 18 ч) волна **PL** значительно интенсивнее, чем при  $\Delta = 270$  км (сейсм. ст. "Кировабад" при землетрясении 1/П-1953г. 18 ч).

Интересно отметить, что волна **PL** была прослежена нами начиная с эпицентрального расстояния  $\Delta = 40$  км (землетрясение 26/Х-1952 г. 6 ч). Наибольшее эпицентрального расстояния в рассмотренных случаях  $\Delta = 1070$  км. Волна была зарегистрирована во всех азимутах. При этом волна **PL** наблюдалась не в чистом виде, так как происходило наложение на нее вступившей ранее волны **P**. В зависимости от эпицентрального расстояния период волны **PL** в рассмотренных случаях изменялся от 2 до 7,5 сек.

В рассмотренных нами примерах в семи случаях по записям волны удалось определить азимут на эпицентр, при этом отклонение полученных азимутов от истинных не превышало  $2^{\circ}$ . Было показано, что по найденным таким путем азимутам можно определить эпицентр землетрясения. В качестве примера нами был определен эпицентр землетрясения 1/П-1953г. в 18 ч по азимутам на эпицентр со станций "Ереван", "Кировабад", "Горис", полученным по амплитудам в волне **PL**. При этом координаты эпицентра мало отличаются от координат, полученных по объемным волнам (долготы совпадают, а широты отличаются на  $0,1^{\circ}$ ).

В 1968 г. студенткой 6 курса физического факультета МГУ Е.В. Ворониной под научным руководством кандидата физико-математических наук Т.А. Проскуряковой была проделана интересная дипломная работа по изучению строения земной коры по волнам **PL** /2/. Ею были использованы сейсмограммы, полученные на сейсмических станциях Симферополь, Обнинск, Пулково и станциях Крымской сейсмологической экспедиции кафедры физики Земли физического факультета МГУ, при двух сильных турецких землетрясениях, происшедших 19 и 20 августа 1966 г. в районе г. Варто. При этом эпицентральные расстояния составляли от 780 до 2360 км.

Е.В. Ворониной впервые получены экспериментальные дисперсионные кривые фазовых скоростей волн **PL** для периодов  $T$  от 30 сек до 0,70 сек. При этом фазовая скорость волны **PL** ею определялась как по фазовым спектрам, так и вручную непосредственно из сейсмограмм. На периодах от 30 до 70 сек значения фазовой скорости оказались равными от 5,5 до 7,8-8,0 км/сек.

С целью определения строения земной коры на исследуемых трассах Е.В. Ворониной рассчитаны теоретические дисперсионные кривые для Крыма и Русской платформы и произведено сопоставление этих кривых с экспериментальными дисперсионными кривыми, в результате чего ею сделан вывод, что наилучшее соответствие получается для Крыма при мощности земной коры  $H = 36-37$  км.

Е.В. Ворониной определены также коэффициент и логарифмический декремент затухания волны **PL**. Полученные результаты, как указывает автор, хорошо согласуются с данными Оливера /16/, а именно, для периода  $T = 43,8$  сек и фазовой скорости  $C = 7,08$  км/сек среднее значение коэффициента затухания Е.В. Ворониной было получено равным  $1,98 \cdot 10^{-3}$  1/км, а логарифмического декремента затухания - 5,52.

Таковы, в основном, опубликованные до настоящего времени работы по изучению физических свойств волны  $PL$ , а также по дисперсии групповой и фазовой скоростей этой волны и ее высших мод. Однако волны  $PL$  все больше привлекают внимание исследователей, так как использование записей этих волн значительно расширяет возможность получения дополнительной информации о строении земной коры и верхней мантии.

Настоящее исследование нами проведено с целью изучения свойств волн  $PL$ , распространяющихся через Малый Кавказ, а также получения экспериментальных дисперсионных кривых групповой и фазовой скоростей волны  $PL$ . Использованы записи турецких и иранских землетрясений, а также землетрясений Ахалкалакского нагорья, Большого и Малого Кавказа, полученные с помощью трехкомпонентных широкополосных сейсмографов системы Киринос на сейсмических станциях "Ереван" и "Кировабад", начиная с 1954 г.

Отобраны сейсмограммы 32 землетрясений. При этом для шести землетрясений анализирована запись волны  $PL$  на сейсмических станциях "Ереван" и "Кировабад", для 15 землетрясений анализирована запись волны  $PL$  только на станции "Ереван", а для 11 землетрясений анализирована запись волны  $PL$  только на сейсмической станции "Кировабад". Данные об этих землетрясениях приведены в табл. 2 и 3 в графах 1-7, а расположение эпицентров дано на рис. 1. Номера эпицентров землетрясений на рис. 1 соответствуют порядковым номерам эпицентров землетрясений в табл. 2 и 3. Координаты эпицентров и глубины залеганий очагов землетрясений определены по методам, не зависящим от годографа, а также по палетке годографов для территории Армянского нагорья и Малого Кавказа, ранее составленной нами [5]. Эпицентральные расстояния получены непосредственно с планшета путем измерения расстояний от эпицентров до сейсмических станций "Ереван" и "Кировабад". Как следует из табл. 2 и 3, эпицентральные расстояния в рассмотренных случаях составляют от 90 до 435 км, а глубина залегания очагов от самых поверхностных (0 км) до 60 км, т.е. когда очаги землетрясений залегают под земной корой, ниже границы Мохоровичича. Следовательно, волны  $PL$  на Малом Кавказе и Армянском нагорье наблюдаются при очагах землетрясений, расположенных как в земной коре, так и в верхней мантии.

В графе 8 табл. 2 и 3 указаны составляющие записей колебаний на сейсмограмме, по которым анализированы волны  $PL$ . Волна  $PL$ , как было отмечено выше, записывается во всех азимутах. Однако в зависимости от азимута на эпицентр она отчетливее записывается на той или иной составляющей. Так, при близком к северу или югу направлении на эпицентр волна  $PL$  отчетливее записывается на составляющей С-Ю, а при близком к западу или востоку направлении на эпицентр волна  $PL$  записывается отчетливо на составляющей З-В. Однако на вертикальной составляющей запись волны  $PL$  не всегда наблюдается.

На рис. 2 показано несколько примеров записи волны  $PL$  на сейсмической станции "Ереван". На рис. 2 а, 2 б и 2 в приведены сейсмограммы землетрясений 19/УІІ-1954 г., 30/УІІ 1954 г. и 16/УІІІ-1955 г., происшед-

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ВОЛН PL, ЗАПИСАННЫХ СТАНЦИЕЙ "ЕРЕВАН"

Таблица 2

№ эпи-центра	Дата зем-летрясения	Время в очаге, час, мин, сек.	Координаты эпи-центра		Эпицентральное расстояние, км.	Глубина очага, км	Составляю-щая	Периоды волн PL, T, сек	Групповые ско-рости U, км/сек	Разность времен вступлений волн PL <sup>up</sup> и PL <sup>down</sup>	$\frac{\Delta t}{\Delta T}$
			$\varphi_N^\circ$	$\lambda_E^\circ$							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1.	19/УII 1954	14,49,55	41,4	44,2	135	0	З-В С-Ю	4,2-6,1 4,2-5,9	5,0-3,9 5,0-3,9	4,8 4,8	0,6 0,6
2.	30/УII 1954	11,49,47	41,0	44,0	91	35	вертикаль- ная З-В С-Ю	7,2-5,1 7,1-5,1 7,2-5,1	3,3-2,6 3,4-2,7 3,3-2,7	5,6 5,6 5,6	0,3 0,4 0,3
3.	16/УIII 1954	14,59,09	39,0	48,7	400	38	вертикаль- ная З-В	6,9-3,9 6,9-3,9	6,1-5,5 6,0-5,4	4,3 4,3	0,2 0,2
4.	31/Х-1954	10,42,50	40,4	45,8	115		вертикаль- ная З-В	10,1-7,1 10,0-7,1	4,6-3,4 4,4-3,3	3,0 3,0	0,4 0,4
5.	14/У, 1955	12,44,48	40,4	46,1	143	60	З-В	10,6-7,3	5,3-3,9	0,4	0,4
6.	16/УIII, 1955	17,54,37	41,1	43,9	117	28	вертикаль- ная З-В С-Ю	8,1-6,0 8,1-5,8 8,1-5,8	4,7-3,8 4,6-3,7 4,6-3,7	2,0 2,3 2,3	0,4 0,4 0,4
7.	1/III, 1958	19,31,58	38,8	39,8	435		вертикаль- ная	4,6-2,9	6,5-5,9	18,1	0,4
8.	28/У, 1958	18,29,40	38,8	44,4	150	36	"-" С-Ю	5,9-7,5 5,9-7,5	5,1-4,4 5,0-4,4	2,1 2,1	0,4 0,4
9.	17/У, 1958	00,01,55	41,4	43,8	127	14	вертикаль- ная З-В С-Ю	6,4-8,4 6,4-8,4 8,5-8,5	5,0-4,0 4,9-3,9 5,1-3,9	0,2 0,2 0,2	0,5 0,5 0,6
10.	6/У1, 1958	09,56,18	42,0	44,7	207	21	вертикаль- ная З-В С-Ю	9,0-6,9 9,0-6,6 9,0-6,5	4,9-4,3 4,8-4,2 5,0-4,4	10,7 10,8 10,6	0,3 0,3 0,2
11.	12/УII, 19 58	20,07,42	38,7	44,8	167	50	З-В С-Ю	8,4-9,7 8,3-9,6	5,1-4,6 5,2-4,5	0,6 0,6	0,4 0,5
12.	27/УII, 1958	16,29,41	38,9	44,6	142	50	вертикаль- ная З-В С-Ю	4,7-7,5 4,7-7,5 4,7-7,5	4,7-4,0 4,7-3,9 4,6-4,0	2,3 2,3 2,3	0,3 0,3 0,2
13.	27/УII, 1958	17,14,41	38,9	44,6	146	60	вертикаль- ная З-В С-Ю	5,3-9,9 5,2-9,8 5,2-9,8	4,8-3,8 4,8-3,8 4,8-3,8	2,4 2,7 2,8	0,2 0,2 0,2
14.	12/Х, 1958	10,47,01	38,3	45,3	220	31	вертикаль- ная З-В С-Ю	5,9-8,6 5,9-8,6 5,9-8,6	5,6-4,8 5,8-4,9 5,8-4,9	1,0 1,0 1,0	0,3 0,3 0,3
15.	16/Х1, 1958	13,50,16	38,4	45,3	212	30	вертикаль- ная З-В	6,0-9,0 6,2-9,1	5,4-4,2 5,2-4,1	0,7 0,7	0,4 0,4
16.	18/У, 19 59	12,39,56	41,8	46,6	246	50	вертикаль- ная	3,9-6,9	4,6-4,1	14,8	0,2
17.	18/У, 1959	23,48,33	38,1	45,0	236	19	"-" З-В С-Ю	5,0-8,1 5,0-8,1 5,0-8,0	4,6-3,8 4,5-3,8 4,7-3,9	12,5 12,5 12,4	0,3 0,2 0,3
18.	2/У1, 19 59	21,00,16	38,5	45,5	207	0	З-В С-Ю	10,3-8,0 10,6-8,3	4,5-4,0 4,7-3,8	2,3 2,4	0,2 0,4
19.	26/Х1, 1959	02,51,10	39,3	44,3	100		вертикаль- ная С-Ю	6,2-5,4 6,4-5,5	4,1-3,7 4,2-3,8	1,8 1,8	0,5 0,4
20.	10/ХII, 1959	18,01,16	41,2	43,9	124		З-В С-Ю	4,3-7,1 4,3-7,1	5,2-3,9 5,1-3,7	0,4 0,4	0,5 0,5
21.	16/Х1, 1959	00,57,35	41,1	43,8	134	20	вертикаль- ная С-Ю	4,5-6,5 4,6-6,5	5,0-3,6 5,1-3,7	0,3 0,3	0,7 0,7

Таблица 3

Результаты анализа волн PL, записанных станцией "Кировабад"

№ эпи-центра	Дата землетрясения	Время в очаге, час, мин, сек	Координаты эпицентра		Эпицентральное расстояние, км.	Глубина очага, км	Составляющая	Периоды волны PL, Тсек	Групповые скорости U, км/сек	Разность времени вступлений волн PL и P, сек.	$\frac{\Delta U}{\Delta T}$
			$\varphi_N^\circ$	$\lambda_E^\circ$							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1.	19/УП, 1954	14.49.55	41,4	44,2	203	0	З-В	6,8-11,4	5,0-4,5	5,7	0,1
2.	30/УП, 1954	11.49.47	41,1	44,0	210	35	С-Ю вертикаль- ная	6,9-11,4 10,8-6,1	5,0-4,2 5,0-4,1	5,7 6,6	0,2 0,2
22.	24/Х, 1954	01.02.04	41,3	43,8	230	34	З-В вертикаль- ная	10,6-6,2 9,8-6,8	4,9-4,1 5,4-4,3	6,7 5,3	0,2 0,4
23.	2/УШ, 1955	16.45.02	38,2	44,7	316	60	З-В С-Ю вертикаль- ная	9,6-6,9 9,7-6,8 2,3-4,4	5,5-4,1 5,3-4,1 6,0-5,4	5,1 5,3 3,5	0,5 0,4 0,3
24.	28/У, 1958	18.14.25	38,8	44,4	269		З-В С-Ю вертикаль- ная	2,3-4,4 2,3-4,4 2,5-1,5	6,0-5,3 6,1-5,4 5,9-5,7	3,5 3,5 2,0	0,3 0,3 0,2
25.	30/У, 1958	05.16.13	41,2	44,0	217	0	З-В С-Ю вертикаль- ная	2,4-1,5 2,6-1,5 9,2-7,3	5,8-5,7 5,9-5,7 4,9-3,9	1,9 2,0 6,3	0,1 0,2 0,5
26.	31/У, 1958	03.50.07	41,4	43,9	225		З-В С-Ю З-В	9,1-7,3 9,2-7,3 10,4-7,4	4,9-3,9 5,2-4,1 5,5-4,3	6,4 6,3 7,4	0,6 0,6 0,4
27.	18/У1, 1958	08.44.21	39,7	43,5	270	20	З-В С-Ю вертикаль- ная	5,8-3,9 5,5-4,1 5,4-3,8	5,9-5,4 5,7-5,3 5,9-5,3	0,4 0,4 0,4	0,3 0,3 0,4
14.	12/Х, 1958	10.47.01	38,3	45,3	280	31	З-В С-Ю	4,8-2,7 4,9-2,7	5,9-5,3 5,8-5,1	2,8 2,7	0,3 0,3
15.	16/Х1, 1958	13.50.16	38,4	45,3	272	30	З-В С-Ю	8,8-6,7 8,9-6,7	4,7-4,1 4,7-4,0	13,5 13,3	0,3 0,3
16.	18/У, 1959	12.39.56	41,8	46,6	117	50	З-В С-Ю вертикаль- ная	4,8-7,8 5,1-7,6	4,4-3,6 4,3-3,5	3,1 3,0	0,3 0,3
28.	8/ХП, 1959	08.45.45	41,3	43,8	234	11	З-В вертикаль- ная	8,5-6,4 8,5-6,3	5,2-4,4 5,2-4,4	6,4 6,4	0,4 0,4
29.	8/ХП, 1959	14.59.41	41,2	43,8	226	12	З-В вертикаль- ная	9,2-5,6 9,4-5,7	5,1-4,1 5,4-4,3	7,1 6,9	0,3 0,3
30.	9/ХП, 1959	03.08.20	41,2	43,8	226	12	З-В вертикаль- ная	9,5-5,3 9,5-5,3	5,7-4,1 5,8-4,1	5,8 5,8	0,4 0,3
31.	9/ХП, 1959	03.08.20	41,2	43,9	225	10	З-В вертикаль- ная	9,2-5,7 9,4-5,6	5,2-4,2 5,0-4,2	6,9 6,8	0,3 0,2
32.	9/ХП, 1959	20.49.21	41,2	43,7	230	10	З-В вертикаль- ная	9,1-5,4 9,1-5,4	5,1-4,1 5,0-3,9	6,1 3,6	0,3 0,3
20	10/ХП, 1959	18.01.16	41,2	43,9	220		З-В вертикаль- ная	8,1-4,1 8,0-4,0	5,1-4,0 4,9-4,0	5,6 5,4	0,3 0,2

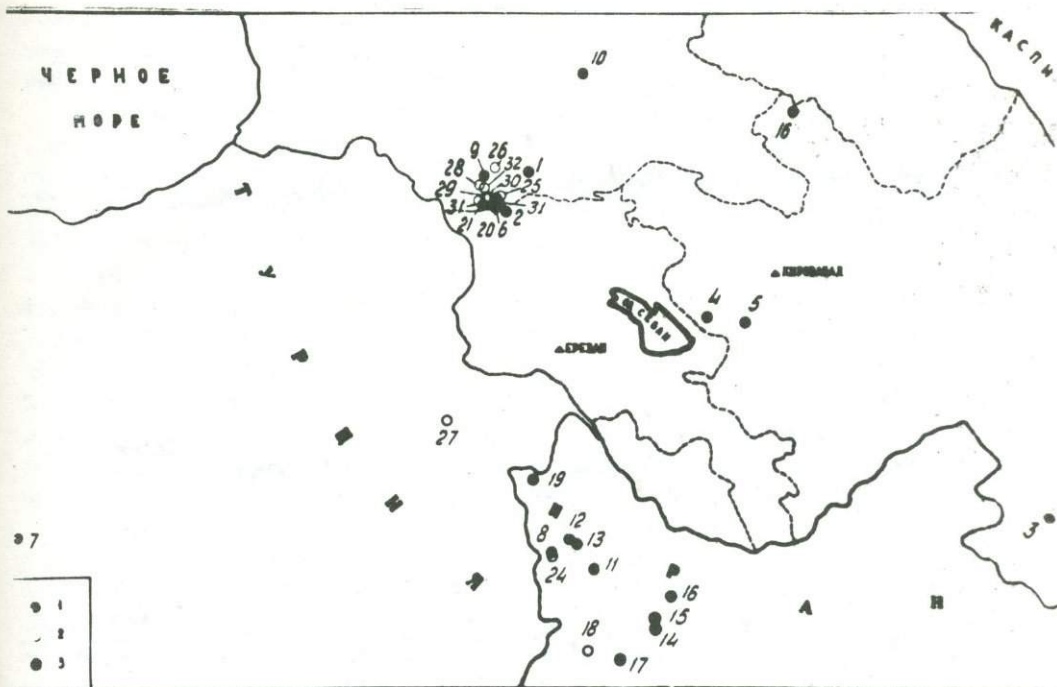


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений, при которых наблюдалась волна **PL** на сейсмограммах:  
 1 - сейсмической станции "Ереван"; 2 - сейсмической станции "Кировабад"; 3 - сейсмических станций "Ереван" и "Кировабад"

ших на Ахалкалакском нагорье, очаги которых расположены на глубинах соответственно 0,35 и 28 км. Запись волны **PL** при глубине очага землетрясения 0 км (рис. 2а) сильно отличается от записей волны **PL** при больших глубинах залегания очага землетрясения (рис. 2б и 2в) тем, что при поверхностном залегании очага землетрясения волна **PL** на вертикальной составляющей не наблюдается, а запись волны **PL** на составляющих 3-В и С-Ю сильно искажена наложением ранее вступившей более короткопериодной объемной волны Р. Отсюда следует, что формирование волны **PL** зависит, по-видимому, от глубины залегания очага землетрясения.

Однако формирование волны **PL** зависит также от направления, а именно от того, из какой очаговой зоны отмечена волна **PL**. Так, например, если очаги землетрясений относятся к Иранской группе, то волна **PL** на сейсмограммах сейсмической станции "Ереван" вступает спустя 0,6-2,7 сек (за исключением землетрясения 18/1У 1959) после вступления волны Р, но большей частью не доходит до вступления волны **S**. В качестве примера на рис. 2г показана полученная на сейсмической станции "Ереван" сейсмограмма землетрясения 27/УП-1958 г., очаг которого расположен в Иране; Для этой группы землетря-

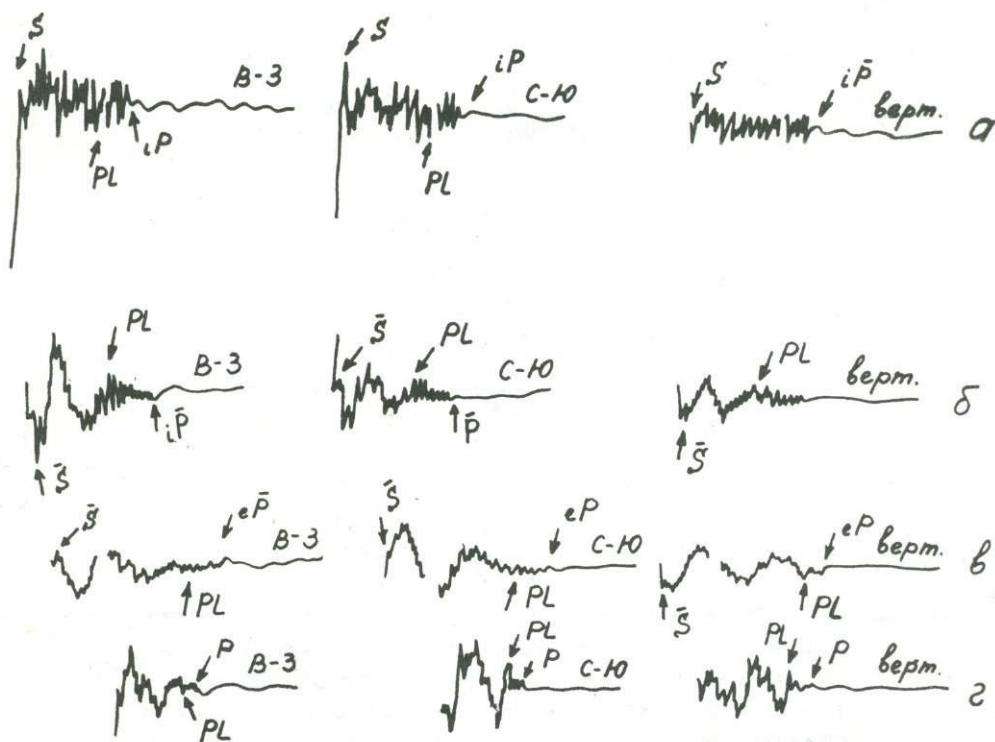


Рис.2. Примеры записей волны PL на сейсмической станции "Ереван" при землетрясении:  
 а - 19/УП 1954г.; б - 30/УП 1954г.; в - 16/УШ 1955г.  
 г - 27/УП 1958г

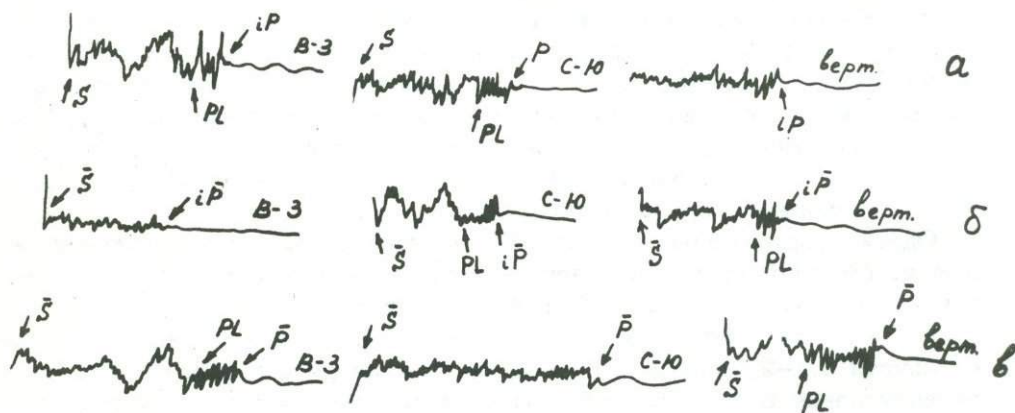


Рис.3. Примеры записей волны PL на сейсмической станции "Кировабад" при землетрясении;  
 а - 19/УП 1954г.; б - 18/1У 1959г.; в - 8/ХП 1959г.  
 14 ч. 59 мин

сений примерно такая же картина вступления волны PL (за исключением землетрясения 16/Х1, 1958 г.) отмечается и на сейсмограммах сейсмической станции "Кировабад".

Для Ахалкалакской группы очагов землетрясений волна PL на сейсмограммах сейсмической станции "Ереван" вступает спустя 0,2-5,6 сек после вступления продольной волны и продолжается вплоть до вступления поперечной волны. Для этой же группы землетрясений волна PL на сейсмограммах сейсмической станции "Кировабад" отмечается спустя 5,1-7,4 сек после вступления волны P и продолжается до вступления волны S. На рис. 3-а и 3-в показаны полученные на сейсмической станции "Кировабад" сейсмограммы землетрясений 19/УП-1954 г. и 8/ХП-1959 г. 14 ч. 59 мин., очаги которых расположены в Ахалкалакском нагорье на глубинах соответственно 0 и 12 км. На обеих записях волна PL четко отмечается на составляющей В-3, что соответствует вышесказанному, так как Ахалкалакская группа землетрясений расположена к западу от сейсмической станции "Кировабад".

Интересно отметить, что при землетрясении 19.УП.1954 г. на вертикальных составляющих сейсмограмм, полученных на сейсмических станциях "Ереван" и "Кировабад" (рис. 2а и 3а), волна PL не отмечается. Это говорит, по-видимому, о том, что формирование волны PL существенным образом зависит от механизма самого очага землетрясения.

На рис. 3-б показана полученная на сейсмической станции "Кировабад" сейсмограмма землетрясения 18/1У. 1959 г., эпицентр которого расположен на Большом Кавказе к северу от сейсмической станции "Кировабад". Как видно из рис. 3-б, волна PL при этом хорошо записана на составляющей С-Ю и на вертикальной составляющей, а на составляющей 3-В она не отмечена.

В графе 11 табл. 2 и 3 приведены значения разности времен вступлений волн PL и P. Эта разность изменяется от 0,2 до 14,8 сек, но определенной зависимости разности времен вступлений волн PL и P от эпицентрального расстояния не наблюдается, вследствие чего не представляется возможным построение годографа волн PL.

В рассмотренных нами 32 примерах записи волны PL в 16-и случаях удалось определить азимуты эпицентров землетрясений относительно сейсмических станций "Ереван" и "Кировабад". Результаты определений азимутов на эпицентры землетрясений по записям волны PL приведены в табл. 4. В этой же таблице приведены семь определений азимутов на эпицентры землетрясений по записям волн PL, проведенных нами ранее /4/. В табл. 4 кроме порядковых номеров даны также номера землетрясений, которые соответствуют номерам эпицентров на рис. 1 и порядковым номерам в табл. 2 и 3. Проведено сопоставление азимутов на эпицентры землетрясений, вычисленных по записям волн

PL и определенных непосредственно из планшета путем измерения угла между прямой "сейсмическая станция - эпицентр" и направлением север меридиана, проведенного через данную сейсмическую станцию. Разница значений азимутов (графы 6 и 7 табл. 4) при этом не превышает  $2^{\circ}$ , за исключением землетрясения 6/У1-1958 г., для которого вы-

численный по записи волны  $PL_0$  на сейсмической станции "Ереван" азимут на эпицентр равен  $10^\circ$ , в то время как азимут измерений на планшете составляет  $4,5^\circ$ .

Таблица 4

Результаты определений азимутов на эпицентры землетрясений

№№ шп	№№ зем- летря- сений	Дата землетря- сения, число, месяц, год, час		Сейсмичес- кая стан- ция	Эпицен- тральное расстоя- ние, км.	Азимут, градус	Азимут, опреде- ленный по вол- не $PL$ градус
1	2	3		4	5	6	7
1		22/X.1952	17	Кировабад	1070	68	66
2		1/II.1953	18	Кировабад	270	197,5	198
3		1/II.1953	18	Ереван	220	158	157
4		1/II.1953	18	Горис	150	210,5	212
5		14/II.1953	20	Ереван	200	204	205
6.		14/II.1953	20	Кировабад	335	223	222
7.		22/II.1953	19	Ереван	300	243,5	243
8	22	24/X.1954	1	Кировабад	230	287	287,6
9	23	2/УIII.1955	16	Кировабад	316	207,5	207,2
10.	6	16/УIII.1955	17	Ереван	117	334,5	336,5
11	24	28/У.1958	18	Кировабад	269	220	219,4
12	9	17/У.1958	0	Ереван	127	335,5	333,5
13.	25	30/У.1958	5	Кировабад	217	286,5	285,4
14	10	6/У1.1958	9	Ереван	207	4,5	10
15.	27	18/У1.1958	8	Кировабад	270	247,5	245,8
16	11	12/УII.1958	20	Ереван	167	170	169,8
17	12	27/УII.1958	16	Ереван	142	176,5	175
18	13	27/УII.1958	17	Ереван	146	174	173,9
19	14	12/X.1958	10	Ереван	220	160	159,1
20	14	12/X.1958	10	Кировабад	280	200	200,3
21	15	16/X1.1958	13	Кировабад	272	200,5	199,1
22	18	2/У1.1959	21	Ереван	207	154,5	153
23	20	10/XI.1959	18	Ереван	124	336	336,3

Произведен спектральный анализ волн PL. С этой целью участок сложных колебаний на сейсмограмме, соответствующий волнам PL, представлен в виде интеграла Фурье, а именно в виде бесконечной суммы бесконечно малых и бесконечно близких по частоте синусоидальных периодических колебаний /6/.

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (1)$$

Функция  $f(t)$  в нашем случае описывает некоторый реальный физический процесс — колебание почвы при прохождении волны PL в течение конечного времени. Главная часть комплексного спектра этой функции заключена в области частот  $(\omega_1, \omega_2)$ . Поэтому интегрирование можно выполнять не в бесконечных пределах, а лишь в пределах от момента вступления волны PL и до ее окончания, и в области частот от  $\omega_1$  до  $\omega_2$ .

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{\omega_1}^{\omega_2} S(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (2)$$

Величина  $S(\omega)$ , являющаяся комплексной функцией круговой частоты  $\omega$  определяет спектральную плотность комплексной амплитуды всех периодических составляющих данного колебательного процесса. Каждая гармоническая составляющая частоты  $\omega$  полностью определяется спектральной плотностью ее амплитуды  $\phi(\omega)$  и начальной фазой  $\psi(\omega)$  /9/:

$$S(\omega) = \phi(\omega) e^{i\psi(\omega)}. \quad (3)$$

Как известно, модуль  $\phi(\omega)$  комплексного спектра  $S(\omega)$  представляет амплитудный спектр функции  $f(t)$ , а аргумент  $\psi(\omega)$ , фазовый спектр этой же функции. Эти спектры определяются через коэффициенты Фурье:

$$A(\omega) = \int_0^t f(t) \cos \omega t dt \quad \text{и} \quad B(\omega) = \int_0^t f(t) \sin \omega t dt \quad (4)$$

следующим образом:

$$\phi(\omega) = \sqrt{A(\omega)^2 + B(\omega)^2}, \quad (5) \quad \psi(\omega) = \arctg \frac{B(\omega)}{A(\omega)} \quad (6)$$

Таким образом, исследование спектрального состава волны PL сводится к определению ее амплитудного и фазового спектров.

Вычисление коэффициентов Фурье производилось методом численного интегрирования при параболической интерполяции по способу Симпсона. Цифровка записей проведена вручную, начиная от момента вступления волны PL и до ее окончания с шагом в среднем 0,3 сек. При этом запись волны PL предварительно увеличивалась фотографическим путем в среднем примерно в 7 раз.

Вычислительные работы по определению  $\phi(\omega)$  и  $\psi(\omega)$  производились на ЭЦВМ "Раздан-2". Для каждой записи волны PL получены величины  $\phi(\omega)$  и  $\psi(\omega)$  для периодов от 0,1 сек через каждые 0,05 до 1 сек и через каждые 0,1 сек, начиная от 1 до 10 сек.

По полученным значениям  $\phi(\omega)$  и  $\psi(\omega)$  построены амплитудные и фазовые спектры для всех рассмотренных записей. На графиках по оси абсцисс отложены периоды, а по оси ординат в случае амплитудного спектра — спектральная плотность амплитуды  $\phi(\omega)$ , в случае фазового спектра —  $\psi(\omega)$ . При построении амплитудного спектра влияние частотной характеристики прибора исключалась умножением  $\phi(\omega)$  на величину, обратную увеличению прибора, соответствующую данному периоду.

Амплитудные спектры волны PL для рассмотренных случаев имеют примерно одинаковый характер в виде плавно возрастающих кривых с резко выраженным пиком по периоду, соответствующим объемной продольной волне. Кроме основного пика на амплитудных спектрах наблюдаются также побочные пики значительно меньшей величины. На рис. 4 в качестве характерного примера показан амплитудный спектр горизонтальной составляющей 3-B волны PL, записанной на сейсмической станции "Кировабад" при землетрясении 19/УП-1954г. Резко выраженный пик при периоде 1,4 сек соответствует объемной волне P. Таким образом, путем спектрального анализа удается из записи волны PL выделить ранее вступившую объемную продольную волну P.

Фазовые спектры некоторых записей волны PL показаны на рис. 5 и 6. Здесь фазовые спектры волны PL имеют характер плавно убывающих кривых различной крутизны. Фазовые спектры, как будет показано ниже, нами были использованы для определения фазовых скоростей волн PL.

Фотоувеличение записей волны PL позволило нам с достаточной точностью (0,1 сек) измерить периоды волны PL. При рассмотрении сейсмограмм была отмечена дисперсия волны PL. В данном случае наблюдается как нормальная, так и инверсная, или аномальная дисперсия волны PL. Измеренные по сейсмограммам значения периодов волны PL даны в графе 9 табл. 2 и 3. При этом указаны соответствующие вступлению и окончанию волны PL на всех записях предельные значения периодов от наибольшего до наименьшего (при нормальной дисперсии) и от наименьшего до наибольшего (в случае аномальной дисперсии).

Как видно из табл. 2, период волны PL, записанной на сейсмической станции "Ереван", при близких эпицентральных расстояниях (до 435 км) изменяется в пределах от 2,9 до 10,6 сек. Согласно таблице 3, волна PL, записанная на сейсмической станции "Кировабад", при эпицентральных расстояниях до 316 км имеет период от 1,5 до 11,4 сек.

Групповые скорости волн PL для всех рассмотренных случаев вычислены непосредственно из сейсмограмм. При этом использован известный стандартный метод определения групповой скорости по данным одной станции [7]. Согласно этому методу, групповую скорость волны PL можно определить по формуле:

$$U(\tau) = \frac{\Delta}{t_{\tau} - t_0}, \quad (7)$$

где

$\Delta$  — эпицентральное расстояние;

$t_0$  — момент возникновения землетрясения;

$t_{\tau}$  — момент появления периода волны PL для которого, определяется групповая скорость  $U(\tau)$ .

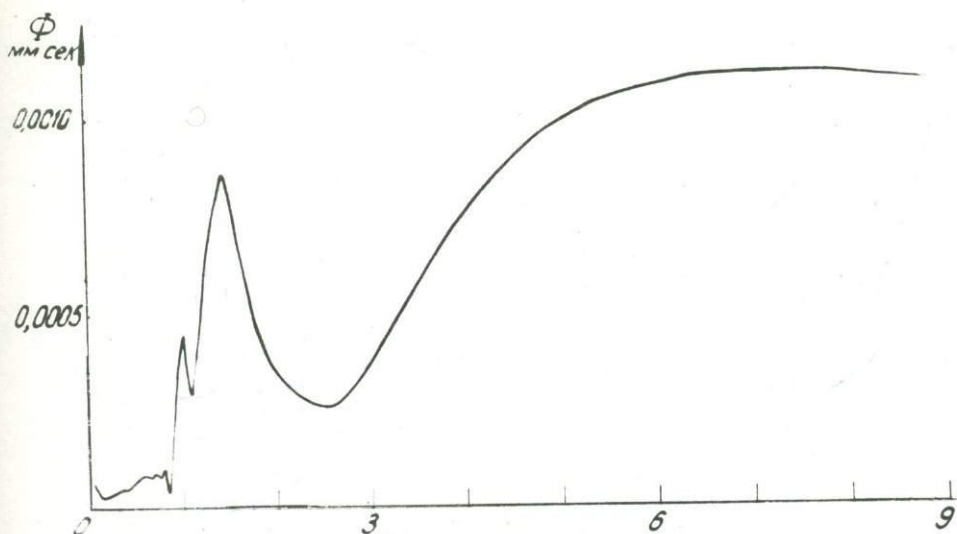


Рис. 4. Амплитудный спектр горизонтальной составляющей 3-В волны PL, записанной на сейсмической станции "Кировабад" при землетрясении 19/УП-1954г.

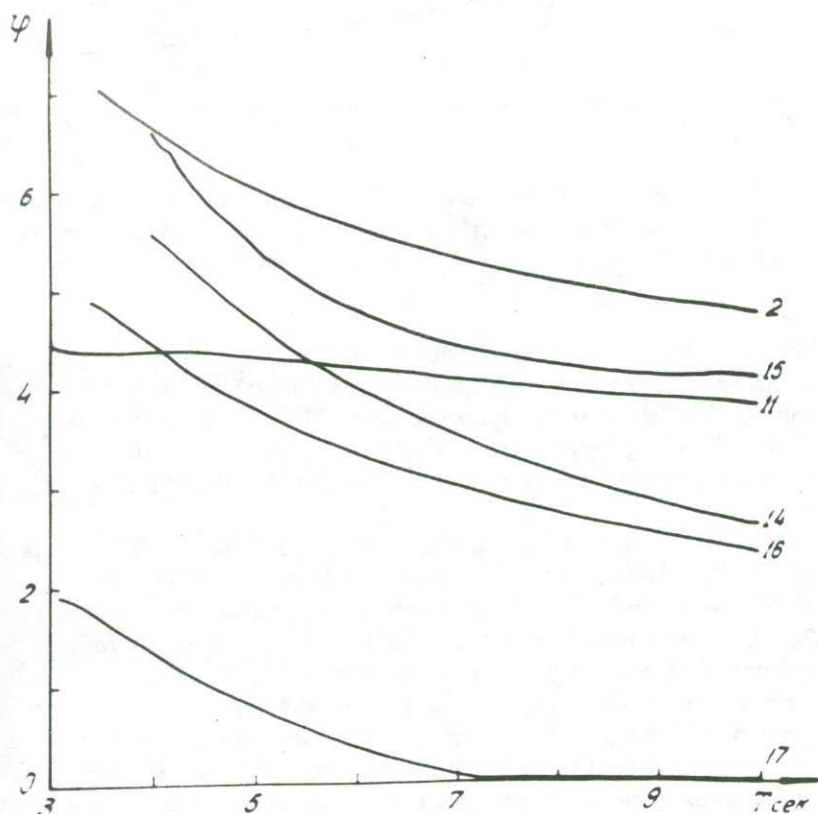


Рис. 5. Фазовые спектры волн PL, записанных на сейсмической станции "Ереван". Номера кривых соответствуют порядковым номерам в табл. 2 и номерам эпицентров на рис. 1.

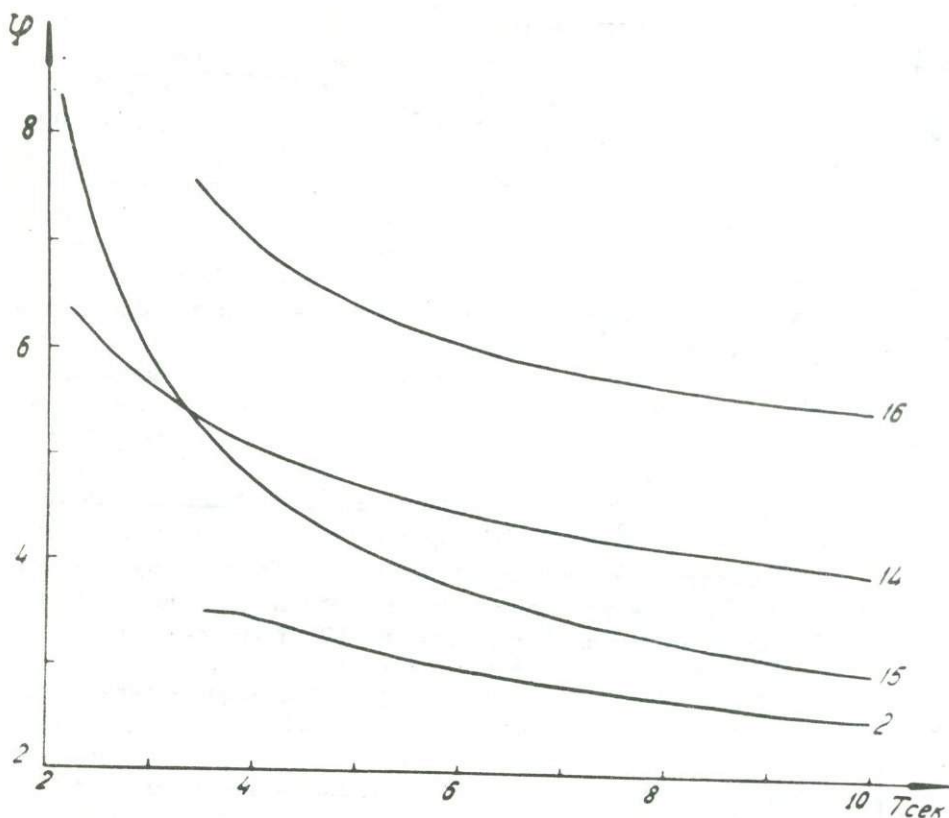


Рис. 6. Фазовые спектры волн **PL**, записанных на сейсмической станции "Кировабад". Номера кривых соответствуют порядковым номерам в табл. 3 и номерам эпицентров на рис. 1.

В графе 10 табл. 2 и 3 приведены полученные величины групповых скоростей, соответствующие предельным значениям периодов, указанных в графе 9. Для всех наблюдаемых волн **PL**, по данным сейсмической станции "Ереван", групповые скорости имеют величины от 2,6 до 6,5 км/сек, а по данным сейсмической станции "Кировабад" — от 3,5 до 6,1 км/сек.

По полученным значениям групповых скоростей волн **PL** построены экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости. На рис. 7 показаны экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости волн **PL**, полученные из сейсмограмм сейсмической станции "Ереван". Эти кривые получены для 21 землетрясения. В двенадцати случаях наблюдается нормальная дисперсия групповой скорости, то есть волны **PL** большого периода обладают и большими скоростями, в девяти же случаях имеет место аномальная дисперсия. При этом последняя отмечается начиная уже с эпицентрального расстояния в 124 км и при периодах колебания  $T \geq 3,9$  сек. Как было отмечено, Су и Дорманом аномальная дисперсия волн **PL** как на теоретических, так и на экс-

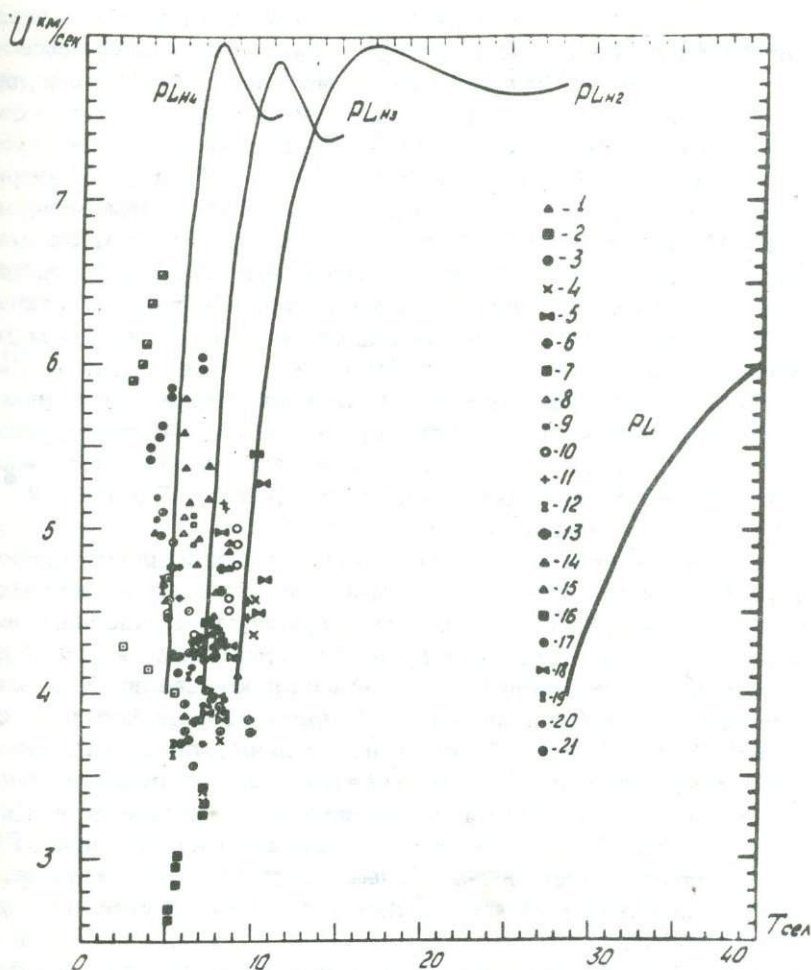


Рис. 7. Экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости волны  $PL$ , полученные из сейсмограмм сейсмической станции "Ереван" при землетрясениях: 1 - 19/УП - 1954 г., 14 ч. 49 мин.; 2 - 30/УП - 1954 г., 11 ч. 49 мин.; 3 - 16/УШ - 1954 г., 14 ч. 59 мин.; 4 - 31/Х - 1954 г., 10 ч. 42 мин.; 5 - 14/1У - 1955 г., 12 ч. 44 мин.; 6 - 16/УШ - 1955 г., 17 ч. 54 мин.; 7 - 1/Ш - 1958 г., 19 ч. 31 мин.; 8 - 28/1У - 1958 г., 18 ч. 29 мин.; 9 - 17/У - 1958 г., 00 ч. 01 мин.; 10 - 6/У1 - 1958 г., 09 ч. 56 мин.; 11 - 12/УП - 1958 г., 20 ч. 07 мин.; 12 - 27/УП - 1958 г., 16 ч. 29 мин.; 13 - 27/УП - 1958 г., 17 ч. 14 м.; 14 - 12/Х - 1958 г., 10 ч. 47 мин.; 15 - 16/Х1 - 1958 г., 13 ч. 50 мин.; 16 - 18/1У - 1959 г., 12 ч. 39 мин.; 17 - 18/1У - 1959 г., 23 ч. 48 м.; 18 - 2/У1 - 1959 г., 21 ч. 00 мин.; 19 - 26/Х1 - 1959 г., 02 ч. 51 мин.; 20 - 10/ХП - 1959 г., 18 ч. 01 мин.; 21 - 16/ХП - 1959 г., 00 ч. 57 мин.; Сплошные линии - теоретические дисперсионные кривые Су и Дормана

периментальных дисперсионных кривых наблюдалась только на больших эпицентральных расстояниях ( $\Delta \geq 23,4^\circ$ ) и при относительно больших периодах колебания ( $T > 8$  сек) /20/. На рис. 7 сплошными линиями показаны теоретические дисперсионные кривые групповой скорости волн PL, полученные Су и Дорманом. Экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости волн PL, которые на рис. 7 не приведены во избежание загромождения чертежа, Су и Дорманом определены по данным 9 землетрясений. Для трех землетрясений на эпицентральных расстояниях  $\Delta \geq 23,4^\circ$  ими наблюдалась аномальная дисперсия. В шести остальных случаях при эпицентральных расстояниях от  $4,93$  по  $18,35^\circ$  имеет место нормальная дисперсия. При этом чем меньше эпицентральное расстояние, тем к более высшей моде волны PL относится экспериментальная дисперсионная кривая. Так, при эпицентральных расстояниях  $4,93$  и  $8,52^\circ$  экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости относятся к четвертой высшей моде волны PL, а при эпицентральных расстояниях  $13,1$ ;  $16,1$ ;  $17,3$  и  $18,35^\circ$  — ко второй высшей моде волны PL.

Таким образом, экспериментальные данные по дисперсии групповой скорости волн PL, полученные Су и Дорманом для эпицентральных расстояний от  $4,93$  по  $54,93^\circ$ , хорошо согласуются с построенными ниже теоретическими дисперсионными кривыми групповой скорости волн PL.

Нами рассмотрена дисперсия групповой скорости волны PL, записанной на сейсмической станции "Ереван" при эпицентральных расстояниях от 91 до 435 км. На рис. 7 экспериментальные данные по дисперсии групповой скорости волн PL, полученные нами, располагаются в области между теоретическими дисперсионными кривыми Су и Дормана, соответствующими второй и четвертой высшим модам волны PL. Исключением являются экспериментальные дисперсионные кривые, соответствующие наибольшему из рассмотренных эпицентральных расстояниям 400 и 435 км.

Наклон экспериментальных дисперсионных кривых на рис. 7 отличается от наклона теоретических дисперсионных кривых Су и Дормана

Для характеристики дисперсии введем величину

$$\frac{\Delta U}{\Delta T} = \operatorname{tg} \alpha_1, \quad (8)$$

где  $\Delta U$  — разность предельных значений групповой скорости для данной записи волны PL;

$\Delta T$  — разность соответствующих предельных значений периода волны PL;

$\alpha_1$  — угол составленный дисперсионной кривой с горизонталью

Чем меньше величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$ , тем сильнее дисперсия волны PL т.е. тем больше изменяется период волны PL с изменением групповой скорости. Величины  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  вычислены для всех рассмотренных случаев и приведены в графе 12 табл. 2 и 3.

Согласно табл. 2 при условии, если групповая скорость выражена в км/сек, а период в секундах, величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  для волн PL записанных на сейсмической станции "Ереван" имеет значение от 0,2 по 0,7.

Очаги землетрясений, при которых рассмотрены записи волны PL на сейсмической станции "Ереван", расположены в Ахалкалакском нагорье, восточнее оз. Севан, в Западной Турции, Иране и Большом Кавказе.

Из рассмотренных шести землетрясений Ахалкалакского нагорья четыре (землетрясения №№ 1, 9, 20 и 21 на рис. 1 и в табл. 2) имеют аномальную дисперсию волны PL, а два (землетрясения №№ 2 и 6) - нормальную дисперсию. При этом глубина залегания очагов первых четырех землетрясений находится в интервале от 0, до 20 км, а глубина очага двух последних землетрясений больше: 28 и 35 км.

Во всех случаях аномальной дисперсии  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,5 + 0,7$ , а в случае нормальной дисперсии  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,3 + 0,4$ .

Восточнее озера Севан расположены очаги землетрясений 4 и 5. В обоих случаях наблюдается нормальная дисперсия волны PL с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,4$ .

Рассмотрены записи волны PL при 8 землетрясениях, очаги которых расположены в Иране. Из них 7 обладают аномальной дисперсией волны PL и только два землетрясения (№№ 18 и 19 на рис. 1 и в табл. 2) имеют нормальную дисперсию. Землетрясение № 18 с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,2 + 0,4$  имеет глубину залегания очага, равную 0 км. Все остальные землетрясения этой группы имеют глубину очага от 19 до 60 км.

Из иранских землетрясений наиболее близко от сейсмической станции "Ереван" находится очаг землетрясения № 19. Он расположен к югу от станции "Ереван". Волна PL вступает на составляющей С-Ю и на вертикальной составляющей спустя 1,8 сек после вступления волны и имеет нормальную дисперсию с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,4$ .

Эпицентры землетрясений №№ 12 и 13 расположены у Курдистанского хребта. Оба землетрясения произошли в один и тот же день с разницей во времени в 45 мин и принадлежат, по-видимому, к одной и той же очаговой зоне. Гипоцентры этих землетрясений залегают на глубинах соответственно 50 и 60 км. В обоих случаях наблюдается аномальная дисперсия волн PL. В первом случае  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,2 + 0,3$ , а во втором - 0,2. Следовательно, наклон дисперсионных кривых групповой скорости при этих двух землетрясениях почти одинаков. Волна PL при обоих землетрясениях вступает после волны P спустя 2,3-2,7 сек и отмечается на всех составляющих записи колебаний.

Интересно отметить, что происшедшее здесь 3 месяцами ранее землетрясение № 8, имевшее меньшую глубину залегания очага (36 км), также обладает аномальной дисперсией волны PL с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,4$ . При этом волна PL вступает спустя 2,1 сек после P, т.е. примерно так же, как и в двух вышеприведенных случаях.

При землетрясении № 11 с глубиной очага 50 км наблюдается аномальная дисперсия волны PL с  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$ , так же как и при землетрясении № 8, равной 0,4; но волна PL вступает в этом случае раньше, а именно, спустя 0,6 сек после P.

Следующую группу иранских землетрясений составляют землетрясения, отмеченные номерами 14, 15, и 17. Землетрясения №№ 14 и 15 имеют одинаковую глубину очага 30 км и относятся к одной и той же очаговой зоне. Оба землетрясения имеют аномальную дисперсию для

волны **PL**. Величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  для волны **PL** при землетрясении № 14 равна 0,3, а при землетрясении № 15 - 0,4. Волна **PL** вступает в первом случае спустя 1,0 сек после **P**, а во втором случае - через 0,7 сек.

Землетрясение № 17 также обладает аномальной дисперсией волны **PL** с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,2 - 0,3$ , но **PL** вступает спустя 12,5 сек. после волны **P**.

Рассмотрены записи волны **PL** при двух землетрясениях №№ 10 и 16, очаги которых расположены на Большом Кавказе. Эпицентр землетрясения № 10 находится севернее Тбилиси. Волна **PL** при этом землетрясении имеет нормальную дисперсию групповой скорости с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,3$ . Волна **PL** вступает спустя 10,7 сек. после **P**. Эпицентр землетрясения № 16 расположен в южной части Большого Кавказа. Волна **PL** при этом землетрясении имеет аномальную дисперсию с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,2$  и вступает спустя 14,8 сек после волны **P**.

Рассмотрена дисперсия групповой скорости волн **PL** также при двух землетрясениях №№ 7 и 3, эпицентры которых расположены относительно сейсмической станции "Ереван" к юго-западу, в первом случае и к юго-востоку - во втором, на расстоянии соответственно 400 и 435 км. В обоих случаях наблюдается нормальная дисперсия групповой скорости волн **PL** с  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  при землетрясении № 7 равным 0,4, а при землетрясении № 3 - 0,2.

Таким образом, согласно проведенному анализу волн **PL**, записанных на сейсмической станции "Ереван", нормальная дисперсия групповой скорости этих волн наблюдается при землетрясениях во всех зонах. При этом независимо от направления прихода волны **PL** величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,2 - 0,4$ . Аномальная дисперсия групповой скорости волн **PL** наблюдается при землетрясениях далеко не всех зон. При этом величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  изменяется в относительно широких пределах от 0,2 до 0,7. Землетрясения каждой зоны характеризуются своим более узким интервалом значений  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  для волн **PL**. Так, например, при землетрясениях Ахалкалакского нагорья для волн **PL**  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,5 - 0,7$ , Большого Кавказа - 0,2, при иранских землетрясениях  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,2 - 0,4$ .

Экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости, полученные нами из записи волн **PL** на сейсмической станции "Кировабад" (рис. 8) располагаются, в основном, в области между теоретическими дисперсионными кривыми Су и Дормана, соответствующими второй и четвертой высшим модам волны **PL**. Однако имеется группа из четырех землетрясений (землетрясения №№ 14, 23, 24 и 27 на рис. 1 и в табл. 3), которая расположена вне этого интервала и в области более высоких, чем четвертая, мод волны **PL**. Эпицентры этих землетрясений находятся в Турции и Иране, к юго-западу от сейсмической станции "Кировабад" на расстоянии от 269 до 316 км.

Дисперсия групповой скорости определена по 17 записям волн **PL** на сейсмической станции "Кировабад". В 14 случаях наблюдается нормальная дисперсия и только в трех случаях - аномальная.

Величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  для волн **PL** (графа 12 в табл. 3) изменяется от 0,1 по 0,6.

Рассмотрены записи волны **PL** при 11 землетрясениях Ахалкалакского нагорья. Только в одном случае (землетрясение № 1 на рис. 1)

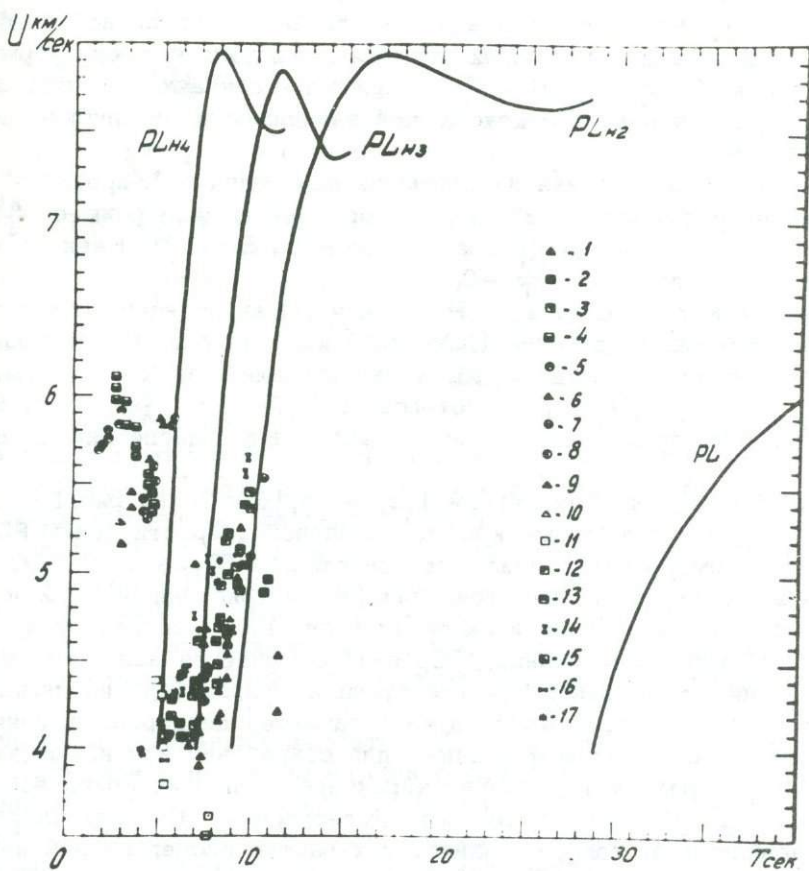


Рис. 8. Экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости волны PL, полученные из сейсмограмм сейсмической станции "Кировабад" при землетрясениях: 1 - 19/УП - 1954 г., 14 ч. 49 мин.; 2 - 30/УП - 1954 г., 11 ч. 49 мин.; 3 - 24/Х - 1954 г., 01 ч. 02 мин.; 4 - 2/УШ - 1955 г., 16 ч. 45 мин.; 5 - 28/У - 1958 г., 18 ч. 14 мин.; 6 - 30/У - 1958 г., 05 ч. 16 мин.; 7 - 31/У - 1958 г., 03 ч. 50 мин.; 8 - 18/У1 - 1958 г., 08 ч. 44 мин.; 9 - 12/Х - 1958 г., 10 ч. 47 мин.; 10 - 16/Х1 - 1958 г., 13 ч. 50 мин.; 11 - 18/У - 1959 г., 12 ч. 39 мин.; 12 - 8/ХП - 1959 г., 08 ч. 45 мин.; 13 - 8/ХП - 1959 г., 14 ч. 59 мин.; 14 - 8/ХП - 1959 г., 15 ч. 25 мин.; 15 - 9/ХП - 1959 г., 03 ч. 08 мин.; 16 - 9/ХП - 1959 г., 20 ч. 49 мин.; 17 - 10/ХП - 1959 г., 18 ч. 01 мин. Сплошные линии - теоретические дисперсионные кривые Су и Дормана.

волна PL имеет аномальную дисперсию с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,1 \pm 0,2$ . Шесть землетрясений Ахалкалакского нагорья произошли в течение 8 - 10/ХП - 1959 г. и имеют один и тот же очаг на глубине 10 - 12 км. Во всех шести случаях для волн PL  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,3 \pm 0,4$ . При этом первое землетрясение 8/ХП - 1959 г., происшедшее в 8 ч. 45 мин, имело магнитуду

порядка 5. Отсюда можно заключить, что, по-видимому, сила землетрясения не влияет на характер и величину дисперсии групповой скорости волн PL. В остальных четырех случаях наблюдается также нормальная дисперсия.  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  волн PL при этих случаях изменяется от 0,2 по 0,6, но какой-либо закономерной зависимости от глубины очага не отмечается.

Волна PL записанная на сейсмической станции "Кировабад" при турецком землетрясении № 27, имеет нормальную дисперсию с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,3$ , а при землетрясении 16 с эпицентром на Большом Кавказе - аномальную дисперсию с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,3$ .

Рассмотрены записи волны PL при четырех иранских землетрясениях. При трех землетрясениях (№№ 14, 15 и 24 на рис. 1) наблюдается нормальная дисперсия волн PL. Причем при первых двух землетрясениях  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,3$ , а при землетрясении № 24 -  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,2$ . Волна

PL при землетрясении № 23 имеет аномальную дисперсию с  $\frac{\Delta U}{\Delta T} = 0,3$ .

При шести землетрясениях (№№ 1, 2, 14, 15, 16 и 20 на рис. 1) экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости волны PL получены по сейсмограммам сейсмической станции "Ереван" и "Кировабад". При этом для трех землетрясений (землетрясения №№ 1, 2 и 16) характер дисперсии групповой скорости волн PL сохраняется, т.е. если на сейсмограмме станции "Ереван" отмечается например, нормальная дисперсия, то на сейсмограмме станции "Кировабад" наблюдается тоже самое. В трех остальных случаях характер дисперсии изменяется. Однако нет никакой видимой причины для сохранения или изменения на сейсмограммах различных станций характера дисперсии групповой скорости волн PL при одном и том же землетрясении. Во всех шести случаях, независимо от того, сохраняется характер дисперсии или нет, с увеличением эпицентрального расстояния при одном и том же землетрясении величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  для волны PL, как это видно из табл. 2 и 3, уменьшается, т.е. усиливается дисперсия групповой скорости волны PL.

Нами сделана попытка определить дисперсию фазовой скорости волн PL при близких эпицентральных расстояниях (от 90 до 300 км). Вычислить фазовую скорость непосредственно из сейсмограмм "ручным" способом мы не смогли вследствие того, что на таких эпицентральных расстояниях невозможна уверенная корреляция фаз волн PL на сейсмограммах сейсмических станций "Ереван" и "Кировабад".

Фазовые скорости волн PL нами определены по их фазовым спектрам по методу, разработанному в ИФЗ АН СССР под руководством члена-корреспондента АН СССР Е.Ф. Саваренского [7, 8, 3]. Согласно этому методу фазовую скорость волны PL можно определить по разности фазовых спектров волн PL, записанных или на двух сейсмических станциях при одном и том же землетрясении, или же на одной сейсмической станции при двух землетрясениях. Станции и эпицентры должны лежать на одной дуге большого круга. В первом случае фазовая скорость волны PL определяется для участка между двумя сейсмическими станциями, во втором - для участка между эпицентрами двух землетрясений.

Вычисление фазовой скорости производится по формуле:

$$C(T) = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1) 2\pi}{T \{ [\varphi_2(T) - \varphi_1(T)] - [\gamma_2(T) - \gamma_1(T)] + 2\pi m \}}, \quad (9)$$

где  $C(T)$  — фазовая скорость волны  $PL$  при периоде  $T$ ;

$\Delta_1$  и  $\Delta_2$  — эпицентральные расстояния;

$\varphi_1(T)$  и  $\varphi_2(T)$  — фазовые спектры;

$\gamma_1(T)$  и  $\gamma_2(T)$  — фазовые сдвиги, вносимые сейсмографами сейсмических станций;

$m$  — число целых длин волн, укладываемых при заданном периоде между станциями при одном и том же землетрясении (или же между эпицентрами двух землетрясений).

Для определения фазовых скоростей волн  $PL$  нами использованы фазовые спектры этих волн, записанных на сейсмических станциях "Ереван" и "Кировабад". Эти спектры изображены на рис. 5 и 6.

С целью вычисления фазовой скорости по фазовым спектрам волн  $PL$ , записанных на сейсмических станциях "Ереван" и "Кировабад" при одном и том же землетрясении, нами отобраны четыре землетрясения, происшедшие 30/УП-1954 г., 12/Х-1958 г., 16/Х1-1958 г., 18/У-1959 г., очаги которых расположены в Ахалкалакском нагорье, Иране и Большом Кавказе. Данные об этих землетрясениях приведены в табл. 2 и 3.

Эпицентры отобранных землетрясений и сейсмические станции "Ереван" и "Кировабад" не лежат на одной дуге большого круга и поэтому полученные результаты нужно рассматривать как средние величины фазовой скорости волн  $PL$  для области, составленной треугольником эпицентр — сейсмические станции "Ереван" и "Кировабад".

Фазовые скорости волн  $PL$  вычислены при периодах от 3 до 10 сек по формуле 9, с учетом необходимых поправок. Величина фазовых скоростей волн  $PL$  для рассмотренных случаев меняется в пределах от 4,0 до 8,3 км/сек.

По полученным значениям фазовых скоростей волн  $PL$  построены экспериментальные дисперсионные кривые фазовой скорости волн  $PL$  которые показаны на рис. 9. Различными знаками указаны дисперсионные кривые, соответствующие различным землетрясениям. Сплошными линиями показаны теоретические дисперсионные кривые фазовой скорости основной и высших мод волн  $PL$  вычисленные Су и Дорманом. Экспериментальные кривые для дисперсии фазовой скорости волн  $PL$  Су и Дорманом не были определены.

Рассмотрим несколько подробнее полученные нами результаты. Для характеристики дисперсии фазовой скорости волн  $PL$  введем величину

$$\frac{\Delta C}{\Delta T} = \tan \alpha_2, \quad (10)$$

где  $\Delta C = C_2 - C_1$  — разность фазовых скоростей, соответствующих периодам  $T_1$  и  $T_2$

$\alpha_2$  — угол между дисперсионной кривой и горизонталью.

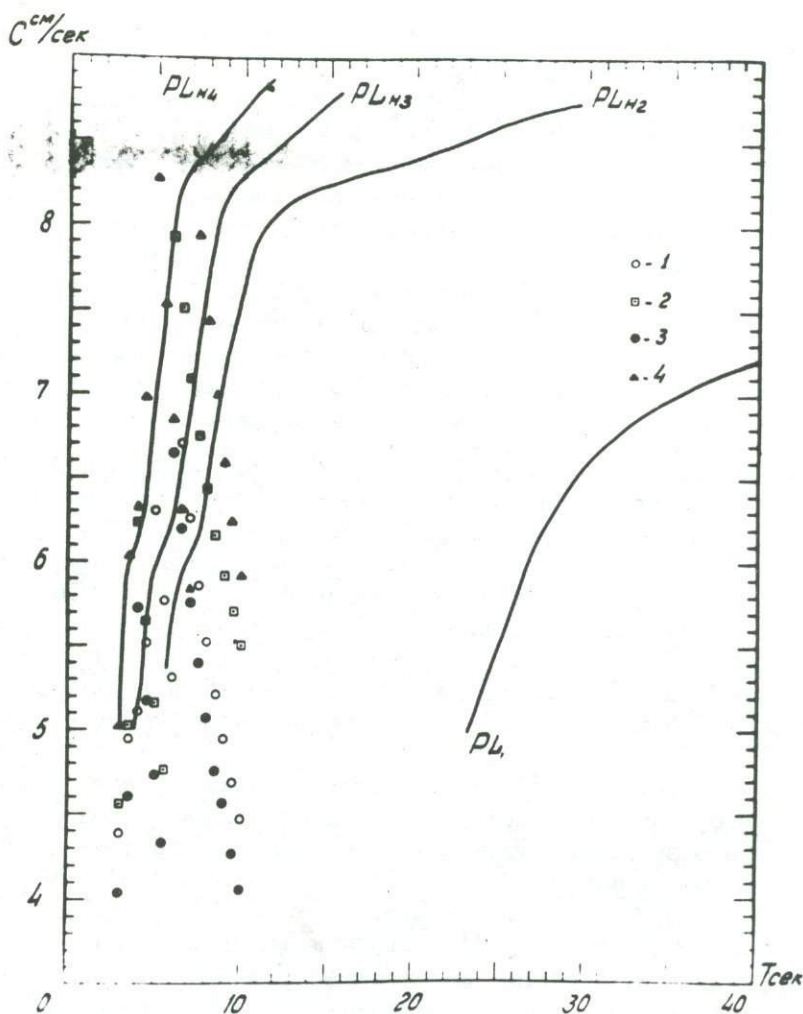


Рис. 9. Экспериментальные дисперсионные кривые фазовой скорости волн **PL**. Фазовые скорости определены по разности фазовых спектров волн **PL**, записанных на сейсмических станциях "Ереван и "Кировабад" при одном и том же землетрясении 1 - 30 /УП-1954 г., 11 ч. 49 мин.; 2 - 12/Х-1958 г., 10 ч. 47 мин.; 3 - 16/Х1-1958 г., 13 ч. 50 мин.; 4 - 18/У-1959 г., 12 ч. 39 мин. Сплошные линии - теоретические дисперсионные кривые Су и Дормана.

Полученные величины  $\frac{\Delta C}{\Delta T}$  для всех дисперсионных кривых волн приведены в табл. 5.

Все четыре построенные экспериментальные дисперсионные кривые фазовой скорости волн **PL** состоят из трех ветвей. Первая начальная ветвь обладает нормальной дисперсией и совпадает с теоретическими дисперсионными кривыми Су и Дормана, соответствующими трем

Таблица 5

Результаты определения дисперсии фазовой скорости волн РL

Дата и район землетрясения	Первая ветвь дисперсионной кривой			Вторая ветвь дисперсионной кривой			Третья ветвь дисперсионной кривой		
	характер дисперсии	$T_1 - T_2$	$\frac{\Delta C}{\Delta T} \text{ км/сек}^2$	характер дисперсии	$T_2 - T_3$	$\frac{\Delta C}{\Delta T} \text{ км/сек}^2$	Характер дисперсии	$T_4 - T_5$	$\frac{\Delta C}{\Delta T} \text{ км/сек}^2$
16/X1 - 1958г. Иран	Нормальная	3-4	1,69	Аномальная	4-5,5	0,93	Аномальная	6-10	0,64
12/X - 1958 г., Иран	Нормальная	3-4	1,67	Аномальная	4-5,5	0,98	Аномальная	6-10	0,61
30/УП - 1954г. Ахалкалакское нагорье	Нормальная	3,5-5	0,91	Аномальная	5-6	1,0	Аномальная	6,5-10	0,64
18/1У - 1959г., Большой Кавказ	Нормальная	3,5-5	1,50	Аномальная	5-7	1,22	Аномальная	7,5-10	0,81

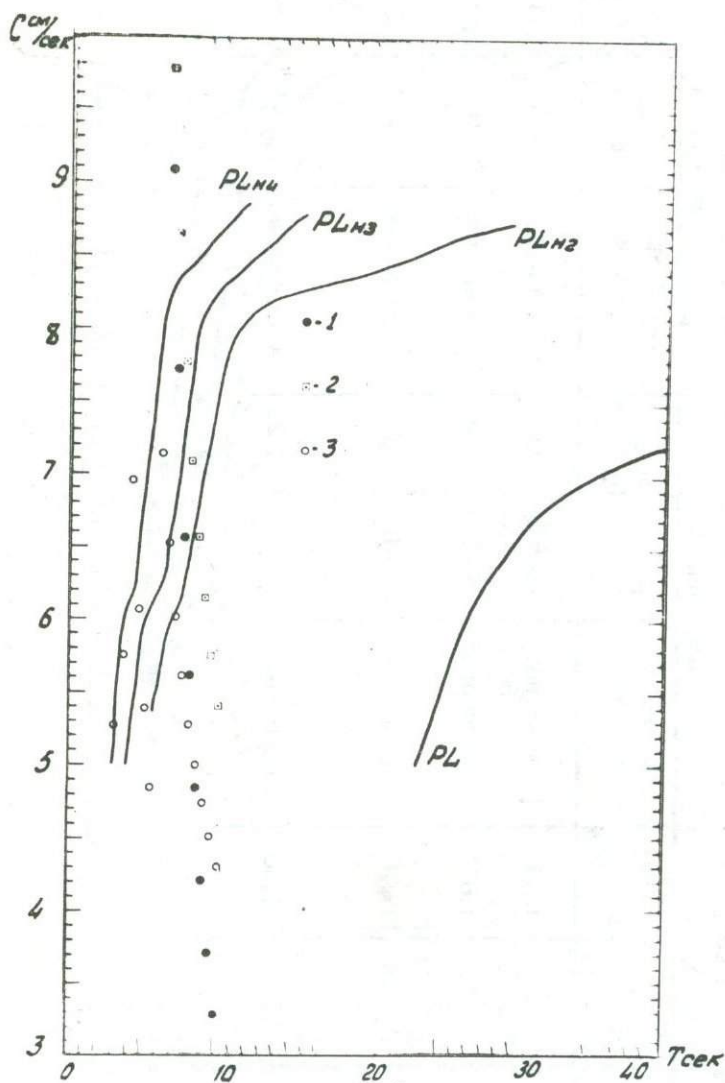


Рис. 10. Экспериментальные дисперсионные кривые фазовой скорости волны PL. Фазовые скорости определены по разности фазовых спектров волн PL, записанных на одной сейсмической станции при двух землетрясениях: 1 - станция "Ереван", землетрясения 12/X-1958г., 10 ч. 47 мин. и 16/X1-1958г., 13 ч. 50 мин.; 2 - станция "Кировабад", землетрясения 12/X-1958г., 10 ч. 47 мин. и 16/X1-1958г., 13 ч. 50 мин.; 3 - станция "Ереван", землетрясения 18/У-1959г., 23 ч. 48 мин. и 12/УП-1958г., 20 ч. 07 мин., Сплошные линии - теоретические дисперсионные кривые Су и Дормана

и четвертой высшим модам волны  $PL$ . Наибольшая дисперсия фазовой скорости волн  $PL$  при этом наблюдается при землетрясении Ахалкалакского нагорья ( $\frac{\Delta C}{\Delta T} = 0,91$ ), а наименьшая — при иранских землетрясениях ( $\frac{\Delta C}{\Delta T} = 1,67 + 1,69$ ).

Две остальные ветви дисперсионных кривых обладают аномальной дисперсией. Согласно табл. 5, величина  $\frac{\Delta C}{\Delta T}$  для второй ветви дисперсионной кривой при землетрясении Ахалкалакского нагорья и иранских землетрясениях составляет  $0,93 \pm 1,00$ , а при землетрясении на Большом Кавказе несколько больше —  $1,22$ . Для третьей ветви наблюдается более сильная дисперсия фазовой скорости волны  $PL$ :  $\frac{\Delta C}{\Delta T} = 0,61 + 0,81$ . Интересно отметить, что при двух иранских землетрясениях дисперсия фазовой скорости волн  $PL$ , как это видно из табл. 5, происходит совершенно одинаково.

Фазовые скорости волн  $PL$  нами определены также по разности фазовых спектров, полученных по записям волны  $PL$  на одной сейсмической станции при двух землетрясениях, эпицентры которых лежат на одной прямой вместе со сейсмической станцией.

По полученным значениям фазовых скоростей для трех случаев построены экспериментальные дисперсионные кривые фазовой скорости волны  $PL$  (рис. 10). Сплошными линиями показаны теоретические дисперсионные кривые Су и Дормана.

Соответствия между полученными нами экспериментальными и вычисленными Су и Дорманом теоретическими дисперсионными кривыми фазовой скорости волн  $PL$  не наблюдается. На экспериментальных кривых, начиная с  $T=6$  сек, во всех трех случаях наблюдается аномальная дисперсия фазовой скорости волн  $PL$ . При этом дисперсионная кривая с горизонталью в случае иранских землетрясений 12/X-1958 г. и 16/X1-1958 г. по данным станции "Кировабад" составляет угол  $\alpha_2 = 55,5^\circ$ , а по данным станции "Ереван" —  $61^\circ$ . Для более западного направления в Иране по записи волны  $PL$  на сейсмической станции "Ереван" при землетрясениях 18/1У-19 59 г. и 12/УП-1958 г. для  $\alpha_2$  получено значение  $35,5^\circ$ .

Таким образом, дисперсия фазовой скорости волн  $PL$  так же, как и групповой, при близких эпицентральных расстояниях не соответствует теоретическим дисперсионным кривым Су и Дормана. Следовательно, модель  $M$  взятая ими в основу расчета также не соответствует строению земной коры на территории Армянского нагорья и Кавказа.

Предметом нашего дальнейшего исследования волн  $PL$  является расчет теоретических дисперсионных кривых групповой и фазовой скоростей этих волн с учетом строения земной коры на исследуемой территории, а также экспериментальных данных по волнам  $PL$  полученных в настоящей работе.

### В ы в о д ы

1. Волны  $PL$  на Малом Кавказе и Армянском нагорье наблюдаются при очагах землетрясений, расположенных как в земной коре, так и в верхней мантии.

2. Изучение волн  $PL$  проведено по сейсмограммам сейсмических станций "Ереван" и "Кировабад" при эпицентральных расстояниях от 90 до 435 км. Ранее волна  $PL$  была прослежена нами уже начиная с эпицентрального расстояния 40 км [4]. Следовательно, волны  $PL$  образуются и при близких эпицентральных расстояниях и в их образовании участвует не вся земная кора, а, по-видимому, отдельные ее слои, а также осадочный слой.

3. Все наблюдавшиеся волны  $PL$  имеют период от 1,5 до 11,5 сек.

4. Волна  $PL$  на близких эпицентральных расстояниях записывается не в чистом виде, так как происходит наложение на нее вступившей ранее продольной волны  $P$ .

5. Амплитудные спектры волн  $PL$  имеют вид возрастающих кривых с резко выраженным пиком по периоду, соответствующим объемной продольной волне.

6. По амплитудам волны  $PL$  можно определить азимут эпицентра землетрясения с точностью  $\pm 2^\circ$ .

7. Вопрос о природе волны  $PL$  является очень сложным. То обстоятельство, что наилучшая запись волны  $PL$  при регистрации этих волн трехкомпонентными сейсмографами Кириоса не всегда получается на вертикальной составляющей, а в отдельных случаях вообще отсутствует, говорит о том, что мнение некоторых ученых о Релевской природе волны  $PL$  является недостаточно обоснованным.

8. Все наблюдавшиеся волны  $PL$  имеют групповую скорость от 2,6 до 6,5 км/сек.

9. Экспериментальные дисперсионные кривые групповой скорости волн  $PL$  записанных на сейсмических станциях "Ереван" и "Кировабад" можно разделить на две группы: первая группа получена при эпицентральных расстояниях от 90 до 250 км и располагается между теоретическими дисперсионными кривыми Су и Дормана, соответствующими второй и четвертой высшим модам волны  $PL$ ; вторая группа экспериментальных дисперсионных кривых получена для эпицентральных расстояний от 260 до 435 км и располагается вне теоретических дисперсионных кривых Су и Дормана в области более высших мод, чем рассчитанная ими четвертая мода волны  $PL$ .

В отличие от Су и Дормана, аномальная дисперсия групповой скорости волн  $PL$  для исследуемой территории наблюдается и при близких эпицентральных расстояниях, начиная с  $\Delta = 117$  км.

10. Величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  в рассматриваемых случаях меняется в пределах от 0,1 до 0,7.

С увеличением эпицентрального расстояния величина  $\frac{\Delta U}{\Delta T}$  уменьшается, т.е. усиливается дисперсия групповой скорости волн  $PL$ .

11. Фазовые скорости волн  $PL$ , вычисленные по разности их фазовых спектров при периодах от 3 до 10 сек по сейсмограммам станций "Ереван" и "Кировабад" для одного и того же землетрясения, имеют значения от 4 до 8,3 км/сек.

12. Дисперсия фазовой скорости волн  $PL$  при близких эпицентральных расстояниях так же, как и групповой, не соответствует теорети-

ческим дисперсионным кривым Су и Дормана, а модель  $M_0$  не соответствует строению земной коры на территории Армянского нагорья и Малого Кавказа. Необходимо подобрать соответствующую модель земной коры для исследуемой территории и рассчитать для этой модели теоретические дисперсионные кривые групповой и фазовой скоростей волн PL.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Архангельская В.М. Об использовании волны нового типа в определении азимута эпицентра близкого землетрясения. "Известия АН Турк. ССР", № 5, 1954.
2. Воронина Е.В. Изучение строения земной коры по волнам PL. Дипломная работа. Фонды МГУ, физический факультет, кафедра физики Земли, М., 1968.
3. Гласко В.Б., Саваренский Е.Ф., Шечков Б.Н. Данные о фазовых и групповых скоростях по поверхностным сейсмическим волнам "Известия АН СССР", серия геофизическая, № 10, 1963.
4. Карапетян Н.К. Некоторые особенности записи землетрясений Малого Кавказа "Известия АН Арм. ССР", сер. геол. и географ. наук т. ХП, № 6, 1959.
5. Карапетян Н.К. Сейсмическое районирование (М 1:500000), строение земной коры и сейсмическое воздействие на территории Армянского нагорья и Малого Кавказа. Сводный научно-технический отчет. Фонды ИГИС АН Арм. ССР, Ленинакан., 1968.
6. Карапетян Н.К. Методика определения спектра с учетом неперiodичности сейсмических колебаний. ДАН Арм. ССР, т. XXXIУ, № 2, 1962.
7. Руководство Об определении строения Земли по дисперсии скорости распространения поверхностных сейсмических волн. М., 1966.
8. Саваренский Е.Ф. Об определении групповых и фазовых скоростей из наблюдений. "Известия АН СССР", серия геофизическая, № 11, 1959.
9. Харкевич А.А. Спектры и анализ. Изд. 4-ое Гостехиздат, М., 1962.
10. A d k i n s I. N. The Alaskan Earthquake of July 22, 1937. Bull. Seism. Soc. Am., 1940, 30, pp. 353-376.
11. B r u n e I., N a f e I. and O l i v e r J. A simplified method for the analysis and synthesis of dispersed wave trains. J. Geophys. Res., 65, 287-304, 1960.
12. C a l ò i P. Cij. Annali di Geophysica, 1955, VII, 293-313.
13. G i l b e r t F. and L a s t e r S. I. Experimental investigation of PL modes in a single layer. Bull. Seism. Soc. Am., 52, 59-66, 1962.

14. Major M., Sutton G.H., Oliver J  
Metsger R. On elastic strain of the earth  
in the period range 5 seconds to 100 hours.  
Bull. Seism. Soc. Am., 54, 295-346, 1964.
15. Oliver J. and Major M. Leaking modes  
and the PL phase. Bull. Seism. Soc. Am., 50, 165-  
180, 1960.
16. Oliver J. Propagation of PL waves across  
the United States. Bull. Seism. Soc. Am., 54,  
No1, 151-160, 1964.
17. Oliver J. On the long period character of  
shear waves. Bull. Seism. Soc. Am., 51, 1-12,  
1961.
18. Pomeroy P.W. Long period seismic waves  
from large, near-surface nuclear explosions.  
Bull. Seism. Soc. Am., 53, 109-149, 1963.
20. Sergio S. Su and James Dorman.  
The use leaking modes in seismogram inter-  
pretation and in studies of crustmantle struc-  
ture. Bull. Seism. Soc. Am., 55, 989-1021,  
1965.
21. Somville O. A propos d'une onde longue  
dans la premiere phase de quelques seismo-  
grammes. Gerlands Beitr. Geophys., 27, 437-  
442, 1930.
22. Somville O. A propos d'une onde longue  
dans la premiere phase de quelques seismo-  
grammes. Gerlands Beitr. Geophys., 29, 247-  
251, 1931.
23. Somville O. Nouvelles observations sur  
l'onde PL. Gerlands Beitr. Geophys., 33, 31-34,  
1931.

Ц. Г. Акопян

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА<sup>х</sup>

В настоящей работе на основании анализа и обобщения результатов изучения палеомагнетизма плиоцен-четвертичных изверженных пород Армении, Большого Кавказа, Грузии, Украины (Закарпатье), Камчатки, Монголии (Ц.Г.Акопян, Д.О.Минасян, Ш.А.Адамия, А.Н.Храмов, В.А.Зубаков, В.В.Кочегура, Е.К.Станкевич, А.М.Глевасская, Н.П.Михайлова, М.А.Певзнер, А.М.Гептнер, И.Г.Лискун), неоген-четвертичных континентальных и морских отложений Ферганской депрессии, Камчатки, Причерноморья, Приднестровья, Приобского плато, Западной Туркмении, Азербайджана, Южного Таджикистана, донных осадков Индийского океана, экваториальной Атлантики (А.Ф.Ерошкин, Н.А.Гамов, А.В.Пеньков, Ф.С.Файнберг, Т.И.Линькова, Г.А.Поспелова, З.Н.Гнибиденко, М.А.Певзнер, А.Н.Мотузко, С.С.Фаустов, Т.С.Лебедев, В.Я.Савенко, А.Н.Третьяк, А.Н.Храмов, Б.И.Шаповал, Т.А.Исмаил-Заде и др.) с использованием мировых палеомагнитных данных (США, Франция, Япония и др.), касающихся плиоцена и четвертичного периода, произведено возрастное расчленение и стратиграфическая корреляция вулканогенных и осадочных отложений, уточнено распределение палеомагнитных полюсов в плиоцене и антропогене и выяснен вопрос о последней инверсии магнитного поля Земли.

1. Результаты палеомагнитно-стратиграфических исследований плиоцен-четвертичных изверженных пород Армении, Грузии, Большого Кавказа, Украины, Камчатки, Монголии

1. Неоген-четвертичные эффузивные породы Армении представлены долеритовыми и оливиновыми базальтами, андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, липарито-дацитами, дацитами и вулканическими туфами.

Стратиграфический разрез эффузивных пород сверху вниз представляется в следующем виде: вулканические туфы, андезито-базальтовые и андезито-дацитовые лавы верхнечетвертичного возраста, андезито-базальтовые и базальтовые лавы среднечетвертичного возраста, базальты и андезито-базальты нижнечетвертичного возраста, долеритовые и оливиновые базальты верхнего плиоцена, андезиты и андезито-базальты среднего

<sup>х</sup> Краткое содержание кураторского доклада на УШ Всесоюзной конференции по Постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму в декабре 1970г.

плиоцена, андезиты, липарито-дациты и обсидианы нижнего плиоцена и верхнего миоцена.

Лабораторными исследованиями установлено, что эффузивные образования верхнего плиоцена и четвертичного периода, как правило, не обладают вязкой намагниченностью и отличаются высокой стабильностью. Выдержка образцов в земном магнитном поле как по направлению поля, так и в противоположную сторону от 120 до 850 дней либо не изменило величину и направления векторов остаточной намагниченности, либо изменило очень незначительно (в пределах 5 % от измеряемых величин.).

Исследования образцов по методике Телье (метод последовательных нагревов) показывали, что первичная намагниченность эффузивных пород имеет термоостаточную природу.

Палеомагнитные исследования показывают, что все верхнечетвертичные и среднечетвертичные эффузивные породы (508 определений) характеризуются нормальной намагниченностью, а нижнечетвертичные и верхнеплиоценовые эффузивы — обратной и нормальной полярностью. При этом в нижнечетвертичных лавах в верхних горизонтах наблюдаются обратно намагниченные породы, а в нижних — прямо намагниченные. Верхний плиоцен характеризуется чередованием обратно- и прямо намагниченных зон. Породы среднего плиоцена намагничены нормально, а нижнего плиоцена-верхнего миоцена — обратно. /2,3,4/.

Таким образом, отмечается четкая граница между прямо намагниченными породами среднечетвертичного возраста и обратно намагниченными породами нижнечетвертичного возраста. Эта граница, по-видимому, отражает время последней инверсии геомагнитного поля, и в мировой палеомагнитной шкале соответствует границе эпох Брюнеса и Матуяма. Все прямо намагниченные породы средне-верхнечетвертичных возрастов относятся к эпохе Брюнеса, а обратно намагниченные породы нижнечетвертичного возраста и верхнего плиоцена — к эпохе Матуямы (рис. 1 ж).

2. Геолого-петрологическое изучение магматических образований поздних стадий развития альпийского цикла Большого Кавказа показывает широкое распространение здесь трех формаций: 1) позднеплиоценовая липарито-дацитовая формация (Верхне-Чегемское и Нижне-Чегемское вулканические нагорья); 2) позднеплиоценовая гранит-гранодиоритовая формация малых глубин, объединяющая тырнаузский липарит-гранитовый и теплинский дацит-гранодиоритовый комплексы, трахилипаритовые лакколиты Пятигорья, гранодиорит-порфиры Джунгусу и Укю; 3) позднеплиоцен-четвертичная андезитовая (андезито-дацитовая) формация, включающая вулканические образования Эльбруса, Казбека, и Кельского нагорья /10/.

Палеомагнитные исследования этих комплексов показывают, что породы липаритовой формации характеризуются прямой остаточной намагниченностью. Для ряда образований интрузивной гранодиоритовой формации характерна обратная остаточная намагниченность. Все изученные породы андезитовой формации имеют прямую остаточную намагниченность.

Опираясь на описанную в литературе шкалу палеомагнитных эпох плиоцен-плейстоцена, авторы [10] время излияния лав андезитовой формации относят к эпохе прямой полярности Брюнеса, время образования пород гранит-гранодиоритовой формации - к эпохе обратной полярности Матуямы, а время излияния эффузивов липаритовой формации - к эпохе прямой полярности Гаусса (рис. 1 е).

В изученной свите (район Эльхотова, Северный Кавказ) туфогенно-осадочные породы [10] расчленяются на три палеомагнитные зоны: нижнюю обратно намагниченную зону, охарактеризованную акчагыльской фауной наземных моллюсков (по А.Н. Страхову); среднюю зону с преобладанием прямо намагниченных пород, охарактеризованную фауной, переходной от акчагыла к апшерону; верхнюю зону обратно намагниченных пород, охарактеризованную фауной апшеронских моллюсков.

Учитывая данные других авторов, ряд косвенных признаков, а также ранние результаты А.Н. Храмова по Азербайджану [27] В.В. Кочегура считает, что средние прямо намагниченные горизонты пород этого разреза формировались во время палеомагнитного эпизода Гильза. Таким образом, границу акчагыла и апшерона можно датировать в 1,6-1,8 млн. лет.

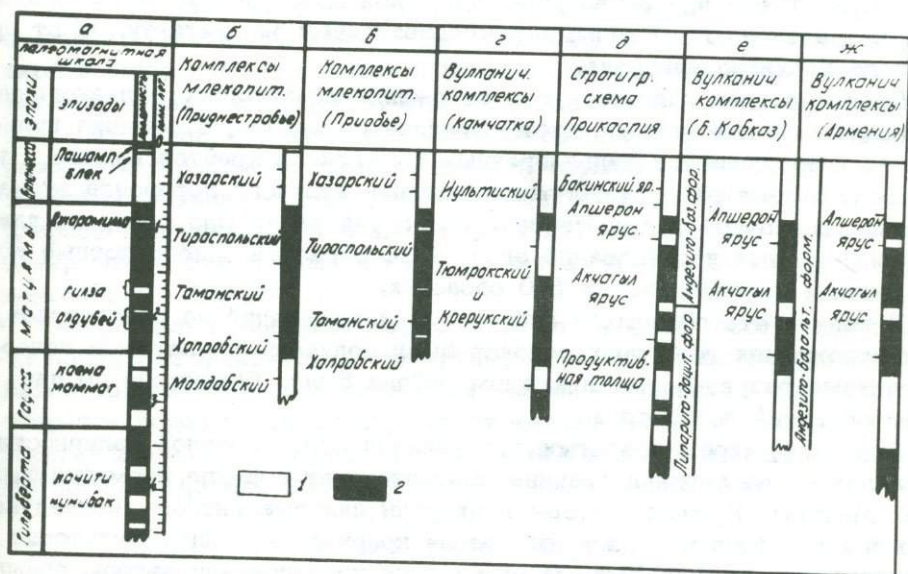


Рис. 1. Схема сопоставления палеомагнитных разрезов плиоцен-четвертичных отложений Приднестровья, Приобского плато, Камчатки, Прикаспия, Большого Кавказа, Армении с мировой палеомагнитной шкалой. 1 - прямая полярность геомагнитного поля; 2 - обратная полярность геомагнитного поля

3. Подвергая палеомагнитным исследованиям верхнемиоцен-нижнеплиоценовый и верхнеплиоцен-плейстоценовый комплексы континентально-вулканогенных образований Южной Грузии, представленные лавовыми покровами (долеритов, базальтов, андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов), Ш.А.Адамия, А.Н.Храмов /1/ установили, что андезиты Боржомского плато, дациты Цалкского хребта, верхи долеритовых покровов Ахалкалакского и Гомаретского плато, Цалкского хребта, ущелья рек Машавера и Храми намагничены прямо. Средняя и нижняя части долеритовых покровов Ахалкалакского, Клдейского хребтов, Маретского плато, Цалкского и Беденского хребтов, ущелья рек Храми и Дебет намагничены обратно. Таким образом, в изученных образованиях авторы выделяют две палеомагнитные зоны: верхнюю с прямой и нижнюю с обратной намагниченностью.

Авторы делают вывод о том, что последняя инверсия магнитного поля, по-видимому, приурочена к границе позднего плиоцена-постплиоцена. Этот вопрос, по мнению авторов, подлежит уточнению.

4. В 1966-1968 гг. с целью уточнения границ эпох Матуяма-Брюнес, Л.Р.Гептнер и М.А.Певзнер проводили палеомагнитные исследования одновозрастных вулканических отложений трех удаленных друг от друга районов Камчатки /19/.

Хотя одновозрастность этих отложений доказывается достаточно убедительно на основании геологических и палеоботанических данных, однако их положение в геохронологической шкале в настоящее время еще не установлено. Разными исследователями они датируются от среднего до верхнего плиоцена.

Всего из трех районов - это отложения крерукского вулканогенного комплекса центральной части Срединного хребта, отложения иультского и тумрокского вулканогенных комплексов хребтов Гамчен и Тумрок, отложения вулканогенной толщи и верхнего горизонта вулканогенно осадочной толщи Рекинникского района - было отобрано для палеомагнитных исследований около 1200 образцов. Лабораторные исследования произведены на 350 образцах.

В результате полевых и лабораторных измерений на одновозрастных отложениях всех трех районов были получены одинаковые палеомагнитные разрезы, т.е. в каждом районе было обнаружено по две зоны обратной полярности.

Для того, чтобы убедиться, что верхняя зона обратной полярности последняя и ее верхняя граница соответствует границе геомагнитных эпох Матуяма-Брюнес, авторы подвергли палеомагнитному исследованию все отложения, залегающие выше крерукских и нижеиультских вулканогенных комплексов. В результате исследования авторы пришли к заключению, что инверсия геомагнитного поля, зафиксированная в низах иультского и в верхах крерукского комплекса, последняя, ибо все вышележащие породы имеют намагниченность только прямой полярности.

Таким образом, для отложений трех достаточно удаленных друг от друга районов Камчатки установлено стратиграфическое положение последней инверсии геомагнитного поля, возраст которой равен 0,7 млн

лет. Это позволяет провести палеомагнитную корреляцию плиоцен-четвертичных отложений Камчатки с аналогичными по возрасту отложениями других районов земного шара (рис. 1).

5. Первые палеомагнитные исследования изверженных пород Монгольской Народной Республики были произведены И.Г. Лискун и М.А. Певзнер/20/. Ими были исследованы базальты северо-западной части Дархатской впадины по долине р. Шишкид. Возраст изученных образцов точно не установлен, известно только, что они перекрываются флювиогляциальными и моренными отложениями верхнечетвертичного оледенения.

Лабораторными исследованиями установлено, что все образцы указанного разреза характеризуются обратной намагниченностью и имеют довольно близкие магнитные показатели.

Отсутствие вторичных изменений в образцах и комплекс лабораторных исследований позволяет авторам предположить, что образцы обладают первичной термонамагниченностью и образовались во время существования геомагнитного поля обратной полярности.

Поскольку последняя инверсия, заключают авторы, произошла около 0,7 млн. лет назад, можно совершенно определенно утверждать, что изученные образцы базальтов не моложе этого времени.

6. Определенный интерес представляют палеомагнитные данные, полученные Н.П. Михайловой, А.М. Глевасской по неогеновым эффузивам Закарпатья /16/.

В результате палеомагнитного изучения вулканогенных образований Выгорлат-Гутинского хребта, Береговского холмогорья и Чоп-Мукачевской впадины, представленные базальтами, андезитобазальтами, андезитами, дацитами и липаритами, их туфами и игнимбритами, авторы приходят к заключению, что прямо намагниченная часть эффузивного разреза Выгорлат-Гутинской гряды относится к эпохе Гаусса, а обратная намагниченная часть - к эпохе Гильберта. Составление сводного разреза неоген-четвертичных отложений Закарпатского прогиба пока не завершено и отмеченные представления авторы рассматривают как предварительные /16/.

Заслуживают внимания результаты определения абсолютного возраста пород Выгорлат-Гутинской гряды, имеющих стабильные магнитные характеристики. Радиологическими (калий аргонный) определениями возраста пород установлено, что вулканогенные образования гряды не моложе 2,5 млн. лет. Средний абсолютный возраст породы бужорской свиты порядка 9,5 млн. лет, а гутинской свиты - 11,2 млн. лет /5/.

2. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных континентальных и морских отложений Камчатки, Приднестровья, Приобского плато, Таджикистана, Ферганской депрессии, Индийского океана, экваториальной Атлантики, Западной Туркмении и Азербайджана

1. Плиоцен-четвертичные отложения южного Приднестровья и Приобского плато детально исследованы Г.А. Поспеловой, З.Н. Гнибиденко, М.А. Певзнер /18, 22, 23, 24, 15 /.

Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения в южном Приднестровье

(Молдавия) представлены аллювиальными и покровными образованиями слагающими террасы Днестра. Всего в долине Днестра насчитывается одиннадцать надпойменных террас возрастом от низов верхнего плиоцена до конца четвертичного периода. Древнейшие террасы Днестра содержат в аллювиальных отложениях фауну млекопитающих молдавского и халаровского комплексов. Возраст этих террас датируется ниже верхнего плиоцена. Остальные террасы, содержащие фауну тираспольского комплекса, относятся к нижнечетвертичному возрасту. Еще выше к среднечетвертичному возрасту относятся IУ и Ш террасы. Две более молодые (П и I) террасы имеют верхнечетвертичный возраст.

Изучены всего 245 ориентированных образцов из вышеуказанных одиннадцати террас.

Образцы пятой и более молодых террас намагничены нормально, они составляют первую прямую палеомагнитную зону. Образцы из аллювия УШ и IX террасы намагничены обратно. Эти отложения образуют обратную палеомагнитную зону. Породы, образцы которых из аллювия XI террасы имеют вновь прямую намагнитченность и составляют вторую прямую палеомагнитную зону.

Первая прямая палеомагнитная зона авторами сопоставляется во времени с эпохой Брюнеса (0,7-0,0 млн. лет), нижележащая обратная зона с эпохой Матуямы (2,4-0,7 млн. лет), вторая прямая зона соответствует концу эпохи Гаусса (3,4-2,4 млн. лет). В первой прямой палеомагнитной зоне выделен интервал с обратной  $I_n^0$ , соответствующей веку Лашамп (0,02-0,03 млн. лет) (рис. 1а).

В разрезах Приобского плато изучено 540 ориентированных образцов. По направлению  $I_n^0$  Приобский разрез, представленный калманской, телеутской и володарской свитами, расчленились следующим образом.

Породы с прямой  $I_n^0$  образуют прямую палеомагнитную зону, охватывающую калманскую и верхи телеутской свиты. Породы с обратной составляют обратную палеомагнитную зону, включающую середину и низы телеутской и верхи володарской свит.

Авторы считают, что прямая палеомагнитная зона соответствует по времени эпохе Брюнеса, а обратная - Матуямы. В обратной палеомагнитной зоне выделены интервалы с прямой  $I_n^0$ , соответствующие векам Джарамилло (0,9 млн. лет), Гилза (1,6 млн. лет), Олдувей (1,95 млн. лет) (рис. 1б).

Авторы приходят к заключению, что нижняя граница последней инверсии геомагнитного поля в южном Приднестровье проходит в низах минделя. На Приобском плато граница предпоследней инверсии геомагнитного поля пока не выявлена, тогда как нижняя граница предпоследней инверсии в Приднестровье проходит в аллювиальных отложениях X и XI надпойменных террас и датируется средне-поздневиллафрамским временем.

Из шести разрезов Приобского плато (у с. Елунино, Гоньба, Шелаболиха, Вяткино и у г. Барнаул - ВДНХ, нефтебаза) проведены исследования плиоцен-четвертичных континентальных отложений володарской, телеутской и калманской свит. Опробовано более 1500 образцов, представле-

ных суглинками, песками, супесями, погребенными почвами. Возраст отложений датируется по находкам млекопитающих хапровского, таманского, тираспольского, хозарского и верхнепалеолитического комплексов. Разрезы Приобского плато по направлению  $I_n^0$  расчленились на две палеомагнитные зоны. Прямая зона по времени соответствует эпохе Брюнеса, обратная — Матуямы (рис. 1 в).

2. Наиболее полный разрез отложений обнаружен у с. Белово и датируется от верхнего плиоцена до среднего плейстоцена включительно и они расчлениются на кочковскую свиту (верхний плиоцен) и краснодубровскую свиту (нижний, средний плейстоцен).

С.С. Фаустовым и А.Н. Мотузко с разреза Белово отобрано 46 ориентированных штучков и изучена их намагниченность /15/.

Лабораторные исследования позволили выделить в разрезе у с. Белово две зоны намагниченности (рис. 1 в): зону прямой намагниченности, которая охватывает большую часть разреза до 9-ой погребенной почвы и зону обратной намагниченности — от 9-ой погребенной почвы до уреза р. Оби.

Сопоставление палеомагнитных данных по фауне млекопитающих дают основание авторам считать, что зона обратной геомагнитной полярности, выделенная в разрезе, соответствует эпохе Матуямы, вышележащая зона нормальной полярности — эпохе Брюнеса. Смена в разрезе обратно и прямо намагниченных пород согласуется со сменой таманского комплекса фауны тираспольским. Следовательно, граница плиоцена и плейстоцена на территории Приобского плато по данным мировой шкалы геомагнитной полярности может быть датирована интервалом времени 700 — 900 тыс. лет.

3. Наиболее полные сведения по палеомагнетизму неогенных и четвертичных отложений южного Таджикистана имеются в работах Л.Н. Гамова и А.В. Пенькова /8, 20/. Этими исследователями установлено, что верхнетретичные и четвертичные отложения характеризуются чередованием нормально и обратно намагниченных пород. В частности, А.В. Пеньковым /20/ детально изучено 35 разрезов неогеновых маласс Южного Таджикистана и установлено здесь до 50 магнитно-стратиграфических групп. В сводных разрезах количество смен знака намагниченности достигает 80. Как известно, неоген характеризуется режимом частых инверсий магнитного поля Земли. В частности, Кокс указывает на 50 смен знака полярности только до последних 10 млн. лет.

4. Неогеновые отложения северо-восточной части Ферганской депрессии представлены континентальными осадочными породами. Из-за отсутствия фауны и флоры они плохо расчленены и трудно сопоставимы. Примененный А.Ф. Ерошкиным палеомагнитный метод дал возможность расчленить "немые" отложения и сопоставить их с изученными А.А. Валиевым разрезами северо-западной части Ферганской депрессии и эталонным придарвазским разрезом /6, 9/.

По магнитной восприимчивости Кызылджарский разрез А.Ф. Ерошкиным /9/ расчленяется на три толщи. Первая — олигоцен-нижнемиоценовая, где  $\chi$  не превышает  $22 \times 10^{-6}$  сгс. Вторая — верхнемиоцен-плио-

ценовая, где  $\chi$  равна  $40 - 45 \times 10^{-6}$  сгс. Третья верхнеплиоцен-плейстоценовая, где  $\chi$  равна  $30 \times 10^{-6}$  сгс. В целом по разрезу отмечено увеличение снизу вверх магнитных свойств, что и было установлено ранее А.А. Валиевым на эталонном Придарвазском разрезе и по разрезам северо-западной Ферганы /6/.

Палеомагнитные данные показывают, что магнитное поле Земли в неогеновом периоде часто меняло полярность. На основании изучения магнитных свойств пород и ритмостратиграфии приводится стратиграфическая корреляция и расчленение континентальных отложений.

5. Чрезвычайно интересные данные получены при палеомагнитном изучении глубоководных океанических кернов. К настоящему времени проведено большое количество таких исследований в различных районах Мирового океана. Особый интерес представляют результаты палеомагнитных исследований донных осадков Индийского океана, проведенных Т.М. Линьковой /13/; ею изучены 21 колонка донных осадков в антарктическом секторе Индийского океана, отобранных в 1956 г. экспедиционным судном "Обь".

Выделение палеомагнитных зон сделано на основании анализа направлений вектора естественной остаточной намагниченности образцов и контролировалось повторными измерениями.

Были исследованы донные осадки по двум профилям меридионального простирания. Палеомагнитным исследованиям подвергались коллекционные части колонок, в которых обеспечивалась ориентировка "Верх-низ".

Измерения проводились на астатическом магнитометре с ценой деления  $1 \times 10^{-7}$  сгс по общепринятой методике /28/. Погрешность измерения  $I_n$  не превышала 20%, по направлению 10-15°. Оценка стабильности  $I_n$  проводилась по результатам временной магнитной чистки всей коллекции и размагничиванию в переменных магнитных полях.

Сравнение выделяемых палеомагнитных зон позволяет автору утверждать, что на профиле И - П верхний слой донных осадков формировался в последнюю эпоху нормальной полярности Брюнеса и в конце эпохи Матуямы. Маломощные горизонты положительной полярности в верхней части обратной намагниченной зоны соответствуют событию Джарамилло /13/.

Приведенные данные показывают, что в районе профиля И - П осадконакопление было непрерывным в течение антропогена и верхнего плиоцена, а скорость осадконакопления уменьшалась по мере удаления от берегов Антарктиды; граница зон прямой и обратной полярности, соответствующая возрасту 0,7 млн. лет у берегов материка, проходит на глубине более 420 см, постепенно повышаясь к северу до 200 см.

6. В первом рейсе нис "Академик Вернадский", Т.С. Лебедев, Б.Я. Савенко, А.Н. Третьяк, В.И. Шаповал /14/ изучили магнитные свойства донных осадков экваториальной Атлантики. Ими было отобрано 80 образцов из 10 разрезов, в том числе 34 образца были взяты с помощью ориентированных трубок.

Было установлено, что магнитная восприимчивость растет с уменьшением крупности частиц осадков и с нарастанием темной окраски, а

параметр  $Q$  изменяется от 0,1 до 7,6, составляя в среднем для большинства образцов 0,1–1,5

Изучение магнитной фракции на термомагнитном сепараторе и полученные спектры температур Кюри свидетельствуют о преобладании в осадках двух ферромагнитных компонентов с точки Кюри 280° и 525°С. Установлено в разрезах колонок прямо и обратно намагниченных образцов, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням. Авторами делается вывод о том, что необходим непрерывный отбор образцов по всей колонке.

Выполненные работы показали большую перспективность палеомагнитного изучения донных осадков с целью их стратиграфического расчленения.

7. Изучая палеомагнитные разрезы осадочных отложений плиоцена и постплиоцена Западной Туркмении и Восточного Азербайджана А.Н. Храмов производил их корреляцию /27/.

В разрезах продуктивной толщи выделяются совершенно те же палеомагнитные зоны, что и в разрезах красноцветной свиты Западной Туркмении. И там, и здесь под акчагыльскими отложениями лежат зоны прямой намагниченности, и ниже чередуются между собой три зоны обратной и прямой намагниченности, еще ниже залегает довольно мощная зона прямой намагниченности, сменяющаяся мощной зоной обратной намагниченности. (рис. 1 д)

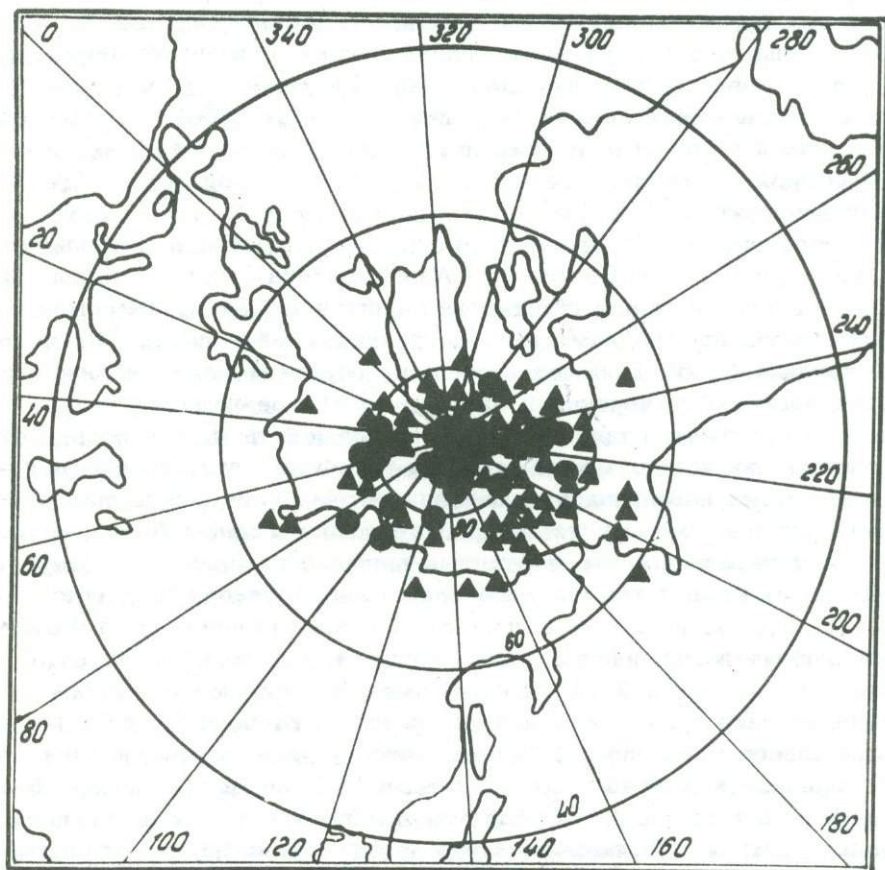
Таким образом, и на осадочных отложениях плиоцена и постплиоцена Западной Туркмении и Восточного Азербайджана были установлены четко выдержанные прямо и обратно намагниченные зоны, при этом самая верхняя зона прямой намагниченности охватывает верхне и средне-четвертичную эпохи, лежащая ниже зона обратной намагниченности соответствует нижнечетвертичной эпохе и самым верхам плиоцена.

В заключении этого раздела необходимо отметить, что в последней эпохе положительной полярности Брюнеса С.С. Фаустовым предположительно выделяется новый эпизод, связанный с эпохой максимального оледенения. Последними работами С.С. Фаустова в Горном Алтае, в разрезе Чеган, установлено, что ленточные глины приледникового озера, связанные с мореной максимального оледенения, обладают обратной полярностью, при очень высокой палеомагнитной стабильности и геофизической природе намагниченности. Строгих данных об абсолютном возрасте моренных отложений нет, однако имеются абсолютные датировки термолюминесцентным методом лёссов, которые коррелируются с мореной максимального оледенения. Возраст лёссов украинскими исследователями оценивается в 26 тыс. лет. Учитывая наличие в это время обратно намагниченных пород С.С. Фаустов предполагает, что в среднем плейстоцене примерно 26 тыс. лет тому назад произошла инверсия геомагнитного поля. Следует отметить, что данные, полученные им по Горному Алтаю, заслуживают пристального внимания и палеомагнитные исследования в этом направлении необходимо продолжать.

3. Определение границы четвертичной системы и плиоцена; о последней инверсии магнитного поля Земли; палеомагнитного полюса плиоцена и четвертичного периода

Хотя возрастной интервал плиоцен-четвертичный лучше всего изучен в палеомагнитном отношении, однако вопрос о последней инверсии магнитного поля Земли все еще нельзя считать окончательно решенным.

Данные последних лет, полученные различными исследователями, по изучению палеомагнетизма плиоцен-четвертичных извержениях пород Армении, Грузии, Большого Кавказа, Камчатки, Закарпатья, Исландии, США, Франции, Чехословакии, Японии и континентальных морских отложений Приднестровья, Приобского плато, Западной Туркмении, Южного Таджикистана, Ферганской депрессии, Камчатки, Азербайджана, донных осадков Индийского океана и экваториальной Атлантики дают возмож-



● 1 ▲ 2

Рис. 2. Положение палеомагнитных полюсов в плиоцене и четвертичном периоде.

1 - четвертичное время 2 - плиоценовое время

Возраст	Название породы	Объект изучения	К-во образцов (П)			Координаты места отбора			Направление первичной намагниченности $I_n$			Координаты палеомагнитного полюса				Полярность	Метод определения первичной намагниченности Автор
			N	φ	λ	δ	ι	$\alpha_{95}$	Φ	Λ	$\theta_1$	$\theta_2$					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15			
Верхнечетвертичный	Андезито-базальты, андезиты-дациты, базальты	Армянская ССР	146	40	45	2	45	11	77	220	15	10	+	$\tau_{552}, H_c^1 > 100, \tilde{H}_{200}$ Аюпян Ц.Г.			
"	Андезиты и базальты	Камчатка	320	53	158	0	73	6	84	159	11	10	+	$\tilde{H}_{200-400}$ , Кочегура В.В.			
"	Глины	р. К. Тунгус-ка	21	66	88	8	74	3	84	227	6	5	+	$\tau_{25}$ , Гончаров Г.			
"	Суглинки и глины	Приазовье	10	47	37	359	72	2	80	34	4	3	+	$\tau_{150}$ Третьяк А.Н.			
"	Суглинки	р. Днепр	19	50	37	4	67	3	87	91	5	4	+	"			
"	Лессы и коричневые суглинки	Молдавская ССР	27	45	28	9	70	1	78	54	2	1	+	"			
Средне-верхнечетвертичный	Вулканич. туфы	Армянская ССР	9 2	41	44	348	53	9	79	280	11	7	+	$\tau_{552}, H_c^1 > 100$ Аюпян Ц.Г.			
Верхнечетвертичный	Лавы	Этна, Италия	-	38	15	4	56	-	86	126	10	7	+	Хосперс, 1933 г.			
"	Обожженные глины	Карфаген	-	37	10	359	55	-	88	205	-	-	+	Телье, 1951 г.			
"	Лавы	Исландия	-	64	341	8	74	-	86	153	15	13	+	Хосперс, 1955 г.			
"	Обожженные глины	Англия	-	52	0	0	66	-	87	180	4	3	+	Кох, 1960 г.			
"	Глины	р. Ангермен	-	63	17	2	75	-	88	150	8	7	+	Грифист, 1955			
"	Варвы	Швеция	-	63	17	357	74	-	86	210	6	5	+	Хосперс, 1955 г.			
"	Ленточные глины	Новая Англия США	-	43	288	355	52	-	79	127	13	9	+	Кох, 1960 г.			
"	Лавы	Франция	-	45	3	353	62	-	85	252	-	-	+	Роше, 19 58 г.			
"	Обожженные глины	Клермон-Ферран, Франция	-	46	3	348	58	-	79	230	-	-	+	Телье, 1959 г.			
"	Обожженные глины	Япония	-	36	140	358	52	-	87	355	4	3	+	Ватанабе, 1958 г.			
Среднечетвертичный	Базальты и андезито-базальты	Армянская ССР	182	40	45	1	47	7	78	227	7	4	+	Аюпян Ц.Г. $\tau_{830}, \tilde{H}_{200}$			
"	"	"	78	40	45	358	61	6	86	247	10	7	+	"			
"	Андезиты, дациты	Южная Грузия	24	41	44	4	58	8	86	174	11	8	+	Адамия Ш.А. $\tilde{H}_{300}$			
"	Лессы, суглинки и глины	Приазовье	10	47	39	8	72	3	79	63	5	4	+	Третьяк А.Н. $\tau_{150}$			
"	Лессы и суглинки	Керченский полу-ов	13	45	36	6	70	5	80	56	9	7	+	" $\tau_{150}$			
"	Лессы, суглинки и глины	г. Одесса	9	47	37	356	64	6	87	322	10	8	+	" $\tau_{150}$			
"	Глины	Западная Туркмения	80	39	53	7	52	4	81	188	6	4	+	Храмов А.Н. S			
"	Лавы	Япония	-	36	138	359	48	-	83	325	14	9	+	Кох, 1960 г.			
"	Базальты	Канада	-	61	225	348	75	-	85	145	7	8	+	Кох, 1960 г.			
"	Лавы	Южная Америка	-	-38	290	3	-69	-	75	102	13	11	±	Грир, 1958 г.			
Нижнечетвертичный	Базальты	Армянская ССР	95	40	45	182	-37	8	70	216	10	6	-	Аюпян Ц.Г. $\tau_{552}, \tilde{H}_{400}$			
"	Базальты	"	13	40	45	186	-38	19	70	238	22	13	-	Минасян Д.О. $\tau_{120}, H_c^1 > 100$			
"	Базальты	"	10	40	45	359	43	-	74	229	-	-	+	"			
"	Лессы, суглинки	р. Кубань	8	45	40	1	70	3	81	44	5	4	+	$\tau_{150}$ , Третьяк Н.А.			
"	"	Приазовье	12	47	39	5	73	3	79	53	5	5	+	$\tau_{150}$ , "			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Нижнечетвертичный	Глины	Западная Туркмения	104	39	55	196	- 45	11	77	213	13	8	-	S Храмов А.Н.
"	Лавы	Исландия	-	65	338	181	- 75	-	88	150	13	11	-	Хосперс, 1955 г.
"	Базальты	Центральное плато, Франция	-	45	3	206	63	-	72	84	-	-	+	Роше, 19 58г.
"	Лавы	Франция	-	45	3	17	62	13	78	93	20	16	+	Хосперс, 19 55г.
Верхний плиоцен	Базальты долеритов	Армянская ССР	187	41	45	181	- 44	11	75	228	11	7	+	T <sub>830</sub> Акоюн Ц.Г.
"	"	"	67	41	45	348	50	7	77	265	7	6	+	T <sub>120</sub> Акоюн Ц.Г.
"	"	"	135	41	45	175	- 48	4	79	201	5	3	-	Минасян Д.О.
"	Глины и олевролиты	Кызыл-Арват, Туркмения	34	38	56	197	- 37	5	68	190	6	4	-	Мамедов М. T <sub>95</sub> , N <sub>100</sub>
Верхний плиоцен - нижн. четвертичный	Базальты	г.Бужора, Закарпатье	21	48	22	12	56	8	76	162	12	9	+	T = 400°C
"	Липариты	хр. Оаш, Закарпатье	12	48	24	28	59	13	68	125	14	12	+	"
"	Андезит-базальты	г.Бужора, Закарпатье	45	48	22	5	59	6	68	175	9	12	+	"
Верхний плиоцен	Алевролиты	Туркмения	45	38	59	181	- 49	5	81	229	7	4	-	Мамедов М. T <sub>30</sub> , N <sub>100</sub>
"	"	"	64	38	59	5	43	2	76	217	3	2	+	"
"	Песчаники, глины	"	79	38	56	24	56	10	71	146	14	10	+	Мамедов М. "
"	Зона N <sub>2</sub> , Алевролиты	"	257	40	53	22	53	3	71	157	4	3	+	Мамедов М. "
"	Глины и пески	р.Кубань	8	45	40	20	73	4	71	73	7	6	+	Третяк А.Н.
"	"	Крым	23	44	33	12	71	3	77	65	5	5	+	T <sub>150</sub> Третяк А.Н.
"	"	Керченский п-ов	5	45	36	18 2	- 33	15	63	212	17	10	-	" Третяк А.Н.
"	"	г.Одесса	4	46	32	186	- 36	15	64	199	17	10	-	" Третяк А.Н.
"	"	Керченский п-ов	15	45	36	13	54	8	75	170	11	8	-	" Третяк А.Н.
Средний плиоцен	Глины, красноц. зона N <sub>2</sub> свита	Зап. Туркмения	119	39	53	11	39	3	71	199	4	2	+	S Храмов А.Н.
"	" зона R <sub>2</sub>	"	166	39	53	191	- 44	10	74	194	13	8	-	S Храмов А.Н.
"	" зона N <sub>3</sub>	"	84	39	53	9	37	3	71	207	4	2	+	" Храмов А.Н.
"	" зона R <sub>3</sub>	"	16	39	54	181	- 42	10	75	228	11	7	-	" Храмов А.Н.
"	" зона N <sub>4</sub>	"	36	39	55	16	49	6	74	175	8	5	+	" Храмов А.Н.
"	" зона R <sub>4</sub>	"	43	39	55	175	- 39	8	73	249	10	6	-	" Храмов А.Н.
"	Глины Сурахан, свиты	Вост. Азербайджан	10	40	49	0	47	5	78	229	6	4	+	" Храмов А.Н.
"	" зона N <sub>2</sub>	"	53	40	49	12	43	5	74	191	6	4	+	S, Исмаил-Заде Т.А.
"	" зона N <sub>2</sub> -R <sub>3</sub>	"	42	40	49	174	- 40	7	73	248	9	5	-	S, Храмов А.Н.
"	" зона R <sub>2</sub>	"	3	40	49	1	54	5	85	219	7	5	+	" Храмов А.Н.
"	" зона N <sub>3</sub>	"	10	40	49	19 2	- 51	9	77	177	12	8	-	" Храмов А.Н.
"	" зона R <sub>3</sub>	"	10	40	49	11	50	8	77	182	10	7	+	T <sub>130</sub> , Храмов А.Н.
"	" зона N <sub>4</sub>	"	10	40	49	187	- 53	11	82	182	16	11	-	T <sub>30</sub> , Храмов А.Н.
"	" зона R <sub>4</sub>	"	10	40	49	187	- 53	11	82	182	16	11	-	T <sub>30</sub> , Храмов А.Н.
Средний плиоцен	Глина Балах, свиты	"	6	40	49	177	- 46	8	78	242	10	6	-	T <sub>30</sub> , Храмов А.Н.
"	зона R <sub>4</sub>	"	6	40	49	177	- 46	8	78	242	10	6	-	T <sub>30</sub> , Храмов А.Н.
Верхний плиоцен	Андезиты и базальты	Камчатка	42	56	159	183	- 64	9	80	329	14	11	-	Кочегура В.В.
"	зона R <sub>1</sub>	"	33	56	159	5	68	16	84	309	27	23	+	Кочегура В.В.
"	Андезиты и базальты	"	33	56	159	5	68	16	84	309	27	23	+	Кочегура В.В.
"	зона N <sub>2</sub>	"	33	56	159	5	68	16	84	309	27	23	+	Кочегура В.В.
"	Андезиты и базальты	"	63	56	159	173	- 61	10	73	359	15	12	-	N <sub>200</sub> - N <sub>400</sub>
"	зона R <sub>2</sub>	"	63	56	159	173	- 61	10	73	359	15	12	-	Кочегура В.В.
"	Андезиты и базальты	"	32	56	159	354	68	4	84	17	7	6	+	Кочегура В.В.
"	зона N <sub>3</sub>	"	32	56	159	354	68	4	84	17	7	6	+	Кочегура В.В.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Верхний плиоцен	Андезиты и базальты зона N <sub>2</sub>	Сахалин	95	49	142	355	75	6	77	132	11	10	+	Кочегура В.В.
--	Андезиты и базальты зона R <sub>2</sub>	--	107	49	142	193	-66	7	82	232	12	9	-	--
--	Андезиты и базальты зона R <sub>2</sub>	Хабаровский край	75	49	140	11	64	6	83	246	10	8	+	--
--	Андезиты и базальты зона N <sub>3</sub>	Приморский край	102	43	131	156	-55	8	70	30	11	8	-	--
--	Андезиты и базальты зона R <sub>3</sub>	--	220	43	131	19	68	5	75	182	8	7	+	--
--	Андезиты и базальты зона N <sub>4</sub>	--	344	43	131	173	-60	9	84	22	14	10	-	--
--	Долериты	Южная Грузия	216	43	131	4	57	4	84	282	6	4	+	--
--			53	41	44	177	-53	5	81	239	6	4	-	--
--	Глины и пески	Керченск. п-ов	13	47	35	37	77	3	63	69	6	5	+	Адамия Ш.А.
--	Олевролиты, зоны R <sub>2</sub> -R <sub>5</sub>	Туркмения	83	38	59	188	-45	5	78	204	6	4	-	Третьяк А.
--	Олевролиты, зоны N <sub>2</sub> -N <sub>4</sub>	Туркмения	98	38	59	3	41	5	75	228	6	4	-	Мамедов М.
--	Олевролиты, зоны R <sub>2</sub> -N <sub>3</sub>	Туркмения Касхар-Булак	48	40	53	16	54	2	76	165	3	2	+	Мамедов М.
--	Лавы	Франция	-	46	3	176	-51	-	76	196	19	12	-	Кох, 1960
--	Вулканич. породы	Виктория, Австралия	-	-38	143	3	-60	5	86	282	7	5	-	Эрвинг, 1961
--	Лавы	Япония	-	36	138	350	48	-	79	13	16	10	+	Кох, 1960г.
--	Игнимбриты	Новая Зеландия	-	-38	175	351	-65	-	79	26	-	-	±	--
--	Базальты	Япония	-	36	138	8	47	-	79	271	10	10	+	Нагата, 1959
--	Осадки формации пайетт	США	-	43	245	2	62	-	88	300	4	3	+	Терресон, 1949
--	Лавы	Исландия	-	-	-	-	-	-	77	74	6	6	+	Кох, 1960г.
--	--	Бассейн Тано, Япония	12	36	138	3	42	2	79	303	3	2	+	Нагата, 1962г.
Нижний плиоцен-верх. миоцен	Андезиты	Армянская ССР	13	40	45	359	47	13	79	230	17	11	+	Акопян Ц.Г.
--	--	--	21	40	45	170	-34	27	63	204	31	17	-	Акопян Ц.Г.
--	Платобазальты	Тункинская впад.	75	53	103	19.8	-48	6	64	245	8	5	-	Давидов В.Ф.
--	Базальты	Колумбия, США	-	47	242	2	63	3	84	40	5	4	±	Эрвинг, 1962г.
--	Лавы	Митаки, Япония	10	36	138	14	52	4	77	109	6	4	+	Нагата, 1962г.

ность более определенно говорить о том, что последняя инверсия магнитного поля Земли произошла примерно 0,7 млн. лет назад, т.е. между нижним и средним антропогеном (Гюнц-Гюнц Миндель).

Установление и уточнение границ прямо и обратно намагниченных зон как вулканогенных, так и осадочных пород плиоцен-четвертичного времени способствует обоснованной разработке стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений и их возрастной дифференциации палеомагнитным методом.

Уточненные данные по палеомагнетизму верхний плиоцен-четвертичного периодов (табл. 1) и вычисленные на их основе положения палеомагнитных полюсов (рис. 2) показывают, что палеомагнитные полюса концентрируются вокруг современного географического полюса, что указывает на дипольный характер магнитного поля Земли с расположением диполя в ее центре.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Храмов А.Н. Некоторые результаты палеомагнитных исследований в Южной части Грузии. Материалы У Всесоюзной палеомагнитной конференции, Изд-во Сибирского отделения АН СССР, Красноярск, 1963.
2. Акопян Ц.Г. Палеомагнетизм мезо-кайнозойских пород Арм.ССР, "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", № 6, 1968.
3. Акопян Ц.Г. Палеомагнитная характеристика кайнозойских лав Арм.ССР. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. Изд-во "Наука", 1965.
4. Акопян Ц.Г., Минасян Д.О. Палеомагнитные исследования андезитобазальтовых лав плиоцен-четвертичного возрастов Арм.ССР. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному полю и палеомагнетизму, Киев, 1970.
5. Багдасарян Г.П., Глевасская А.М., Михайлова Н.П. Об абсолютном датировании палеомагнитных зон в разрезе Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье). Там же.
6. Валиев А.А. Литология и палеомагнетизм кайнозойских маласс Северной Ферганы. АН Уз.ССР, Ташкент, 1962.
7. Горшков А.П., Кочегура В.В., Штейнберг Г.С. Палеомагнитные исследования лав Авачинского вулкана, Материалы У Всесоюзной палеомагнитной конференции, Изд-во Сибирского отделения АН СССР, Красноярск, 1963.
8. Гамов Л.Н., Пеньков А.В. Сводный палеомагнитный разрез мезокайнозоя Южного Таджикистана, Материалы УШ конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, часть II, Киев, 1970.
9. Ерочкин А.Ф. Палеомагнитные исследования неогеновых осадочных формаций северо-восточной части Ферганской депрессии. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, Киев, 1970.

10. Кочегура В.В., Зубаков В.А., Станкевич Е.К. Палеомагнитные стратиграфические исследования плиоцен-четвертичных пород Кавказа. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
11. Калашников А.Г. История геомагнитного поля (по палеомагнитным данным). "Известия АН СССР", серия геофизич. № 9, 1961.
12. Кочегура В.В. Палеомагнитная корреляция неогеновых эффузивных комплексов Дальнего Востока. Материалы У Всесоюзной палеомагнитной конференции. Изд-во Сибирского отделения АН СССР, Красноярск, 1963.
13. Линькова Т.И. Палеомагнитные исследования донных осадков Индийского океана. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
14. Лебедев Т.С., Савенко Б.Я. Третьяк А.Н., Шаповал Б.И. Магнитные свойства донных осадков восточной части экваториальной Атлантики. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
15. Мотузко А.Н., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении границы палеомагнитных зон Брюнес-Матуяма в разрезе Белово (Приобское плато). Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
16. Михайлова Н.П., Глевасская А.М. Палеомагнитные данные по неогеновым эффузивам Закарпатья. Геофизический сборник, выпуск 34, "Наукова думка", Киев, 1970.
17. Нагата Т., Акимото С., Симидзу И., Кобаяси К., Куно Х. Палеомагнитные исследования третичных и меловых пород Японии. Палеомагнетизм, сб. статей. Изд-во иностранной литературы, 1962.
18. Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террас Днестра. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
19. Певзнер М.А., Гелтнер А.Р. Положение границы эпох Матуяма-Брюнес в вулканитах Камчатки. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
20. Певзнер М.А., Лискун И.Г. Первые палеомагнитные исследования кайнозойских базальтов Монголии. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
21. Пеньков А.В. Некоторые принципы палеомагнитной корреляции, применявшиеся при исследованиях неогеновых толщ Южного Таджикистана. Там же.
22. Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-четвертичных отложений южного Приднестровья и Приобского плато. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
23. Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Ларионова Г.Я. Палеомагнитные исследования осадочных формаций мезозоя и кайнозоя. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.

24. Поспелова Г.А., Зудин А.Н., О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского степного плато ( по палеомагнитным данным ). "Геология и геофизика", № 6, 19 67.
25. Рош А. Об изменениях направления земного магнитного поля в течение четвертичного периода. Палеомагнетизм, сб. статей. Изд-во иностранной литературы, М. 1962.
26. Файнберг Ф.С., Линькова Т.И. Палеомагнитная стратиграфия верхнекайнозойских отложений Камчатки. Материалы УШ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев, 1970.
27. Храмов А.Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Атшеронско-Закаспийской области и их корреляция. Труды ВНИГРИ, вып. 204, 1963.
28. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм, "Недра", 1967.
29. Храмов А.Н., Шмелова А.Н. Данные о геологической истории магнитного поля Земли. Тр. ВНИГРИ, вып. 204, 1963.
30. Эрвинг Э. Перемещение полюсов в свете данных палеомагнетизма и палеоклиматологии. Палеомагнетизм, сборник статей, Изд-во иностранной литературы, М. 1962.
31. Эрвинг Э., Грин Г. Движение полюса по отношению к Австралии. Палеомагнетизм, сборник статей. Изд-во иностранной литературы, М., 19 62.
32. Эрвинг Э. Обзор и анализ палеомагнитных данных о положении полюсов. Палеомагнетизм, сборник статей. Изд-во иностранной литературы, М., 1962.
33. Cox A. Geomagnetis Reversals. Science, V. 139, 3864, 1969.

Д.О. Минасян

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АНДЕЗИТО -  
 БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ В РАЙОНАХ г. СТЕПАНАВАНА  
 и с. АМАСИЯ

Как известно, естественная остаточная намагниченность горных пород содержит в себе информацию о геомагнитном поле эпохи образования этих пород. Изучение отпечатков древнего геомагнитного поля Земли в виде естественной остаточной намагниченности горных пород дает возможность решать ряд задач как теоретического, так и прикладного характера.

Механизм образования естественной остаточной намагниченности ( $I_n$ ) магматических пород связан с остыванием магмы в магнитном поле Земли с температур, превышающих точку Кюри ферромагнитных минералов. Намагниченность, приобретенная таким образом, называется термоостаточной ( $I_{rt}$ ) и, как показывали многочисленные исследования, по величине больше и стабильнее по сравнению с другими видами намагниченности. /3/.

Но в течение миллионов лет жизни горных пород на первичную намагниченность действуют различные внешние размагничивающие факторы, которые могут привести к значительным изменениям  $I_{no}$ .

Если возможно будет лабораторными исследованиями восстановить направление  $I_{no}$ , то можно будет реконструировать картину геомагнитного поля эпохи образования изученных пород. Это дало бы возможность решать такую геологическую задачу, как уточнение стратиграфического положения "немых" вулканогенных толщ.

Автором сделана попытка проводить такие исследования на андезитобазальтовых лавах в каньонах рек Дзорагет (у г. Степанавана) и Ахурян (у сел Амасия и Джалаб). В ущелье реки Дзорагет, на северо-западной окраине г. Степанавана, четко выделяются 9 потоков долеритовых базальтов. В ущелье реки Ахурян у с. Амасия выделяются 7 и у с. Джалаб 5 потоков андезитовых базальтов. В отношении стратиграфического положения этих эффузивных пород среди геологов имеются разногласия. Так, К.Н. Паффенгольц, А.А. Габриелян определяют их возраст как ниже-средне-четвертичный, в то время как А.Т. Асланян приписывает их верхне-плиоценовому возрасту /1,2/.

Из каждого потока брались три ориентированных штуфа по вертикали с интервалом 1-3 м. Определения магнитных параметров проведены

на астатическом магнитометре с ценой деления  $\xi = 6 \cdot 10^{-6}$  сгс. Измерение магнитных параметров показало, что долеритовые базальты из разреза у г. Степанавана исключительно намагничены обратно, а андезитобазальты из разрезов у сел Амасия и Джалаб намагничены прямо, на что указывают стереографические распределения  $I_n$  (рис. 1).

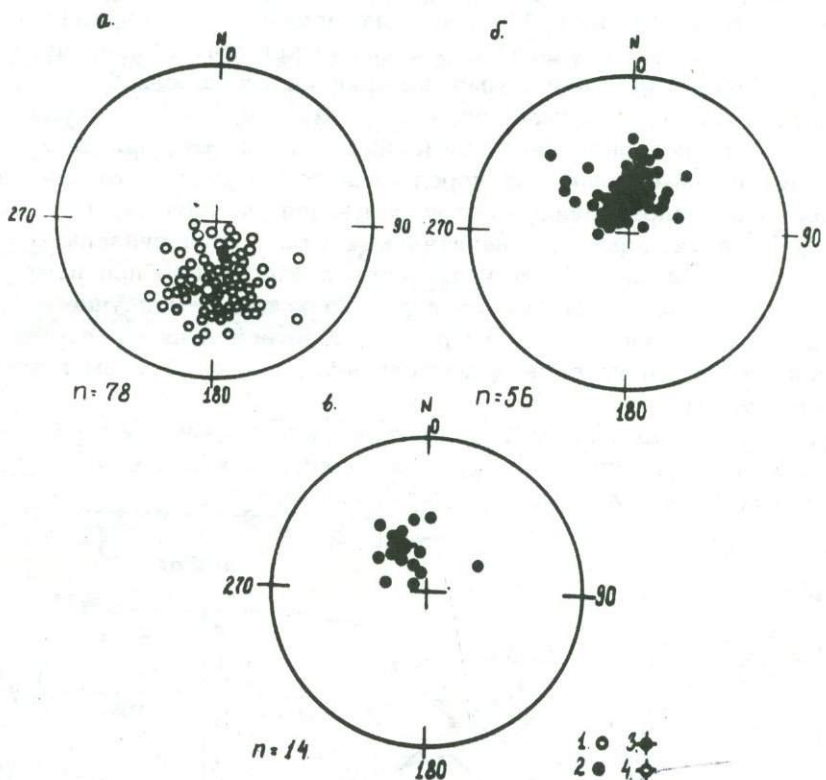


Рис. 1. Стереографическое распределение векторов  $I_n$  долеритовых базальтов у г. Степанавана (а) и андезитобазальтов у сел Амасия (б) и Джалаб (в)

Как обратно намагниченные долеритовые базальты, так и прямо намагниченные андезитобазальты сильно магнитны. Для всех образцов  $Q = \frac{I_n}{\chi N} > 5$ , а для отдельных образцов доходит до нескольких десятков. Незначительный разброс  $I_n$  как прямо, так и обратно намагниченных пород на стереографических проекциях говорит в пользу сохранности направлений  $I_n$  изученных образцов.

Для выяснения природы и стабильности основного компонента намагниченности изученных пород часть образцов исследовалась по методу Телье. Нагревы произведены через  $100^\circ\text{C}$  до  $600-700^\circ\text{C}$ . Для уменьшения доступа кислорода во время нагрева образцы заранее намазывались каолином. Стабильность минералогического состава проверялась двойными нагревами в интервале температур  $300-400^\circ\text{C}$ . При последовательных нагревах и охлаждениях в лабораторном магнитном поле мы

можем снять следующие кривые: кривые терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности  $I_{nt}$ , термонамагничивания в лабораторном магнитном поле  $I_{lt}$  и кривую терморазмагничивания истинного (первоначального)  $I_{not}$ . Совпадение кривых терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности и термонамагниченности, полученной в лабораторном поле, по всей вероятности, будет говорить о термоостаточной природе намагниченности изученных пород. На рис. 2-а и б приведены характерные кривые термоисследований по методу Телье обратно и прямо намагниченных пород. Хорошее совпадение кривых терморазмагничивания  $I_{nt}$  и  $I_{not}$  говорит в пользу того, что первоначальной намагниченностью как для прямо, так и для обратно намагниченных пород является термоостаточная намагниченность по направлению, соответствующая магнитному полю эпохи образования этих пород. Незначительные отклонения связаны с погрешностью эксперимента (неточная установка образцов при повторных нагревах, плохо выдержанная температура и т.п.). В случае обратно намагниченных пород мы имеем дело с обратной полярностью магнитного поля Земли, а не с явлением самообращения; об этом говорят следующие факты:

1. Обратно намагниченные образцы (как и прямо намагниченные) приобретают нормальную  $I_{lt}$  при нагреве и последовательных охлаждениях в лабораторном магнитном поле.

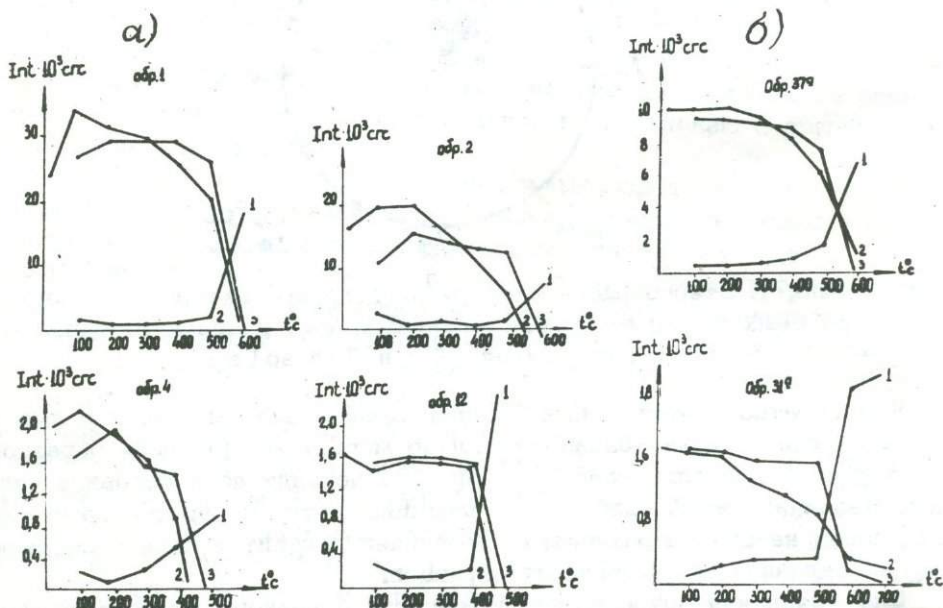


Рис. 2. Характерные кривые термоисследования обратно намагниченных долеритовых базальтов (а) и прямо намагниченных андезитобазальтов (б). 1 - кривая термонамагничивания в лабораторном поле -  $I_{lt}$ , 2 - кривая терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности -  $I_{nt}$ , 3 - кривая терморазмагничивания истинной (первоначальной) намагниченности -  $I_{not}$ .

2. Единственным ферромагнитным минералом как у прямо, так и у обратно намагниченных пород является магнетит (на это указывают рассмотрение шлифов и вид термокривых). Для таких однокомпонентных структур возможность осуществления процессов самообращения крайне маловероятна.

3. Анализ шлифов не выявил значительных вторичных изменений состава. Значит, невозможно возникновение обратной химической намагниченности при вторичных изменениях ферромагнитных минералов.

На рис. 3 изображены графики изменения  $J$  с температурой. Ход этих кривых говорит о стабильности направления  $I_n$  в температурном интервале 200–500°С.

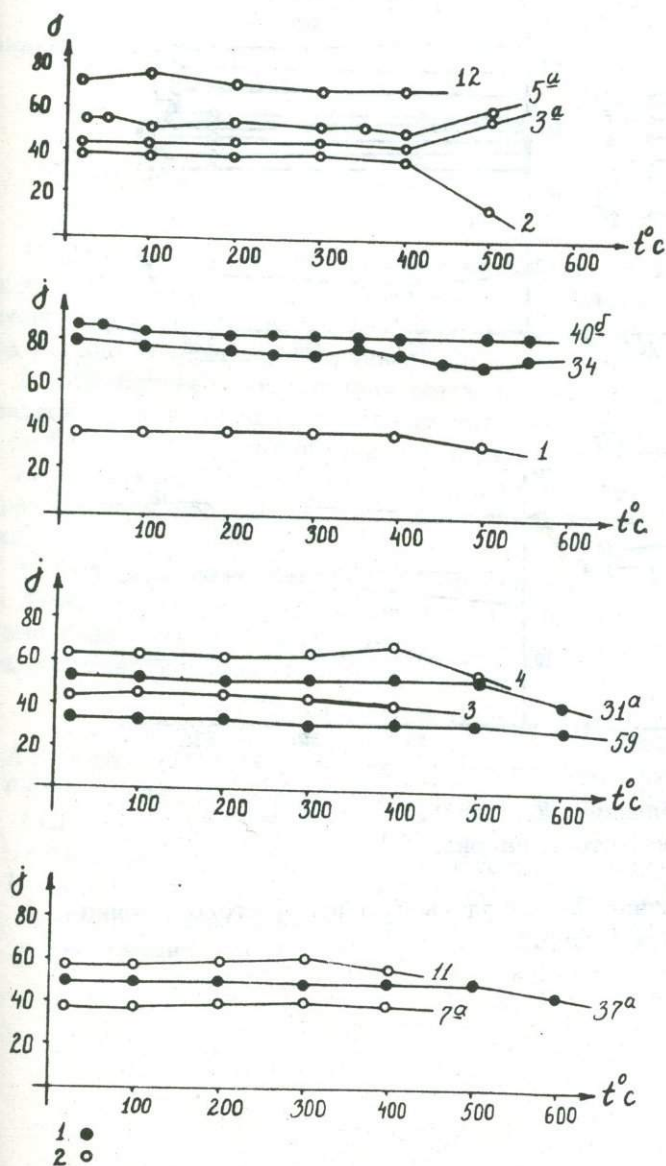


Рис. 3. Графики изменения  $J$  с температурой. 1 - прямо намагниченные образцы; 2 - обратно намагниченные образцы

Для того чтобы убедиться в том, что и со временем направление остаточной намагниченности оставалось стабильным, часть образцов была поставлена на выдержку в лабораторном магнитном поле по наибольшей составляющей  $I_n$  как параллельно, так и антипараллельно по отношению к вертикальной составляющей магнитного поля Земли в течение 225 дней. За это время образцы измерялись 3-4 раза и составлены графики изменения  $\mathcal{D}$  и  $J$  от времени (рис. 4). Характер этих кривых говорит о стабильности направления  $I_n$  со временем. Практически неизменными оказались также величины  $I_n$ .

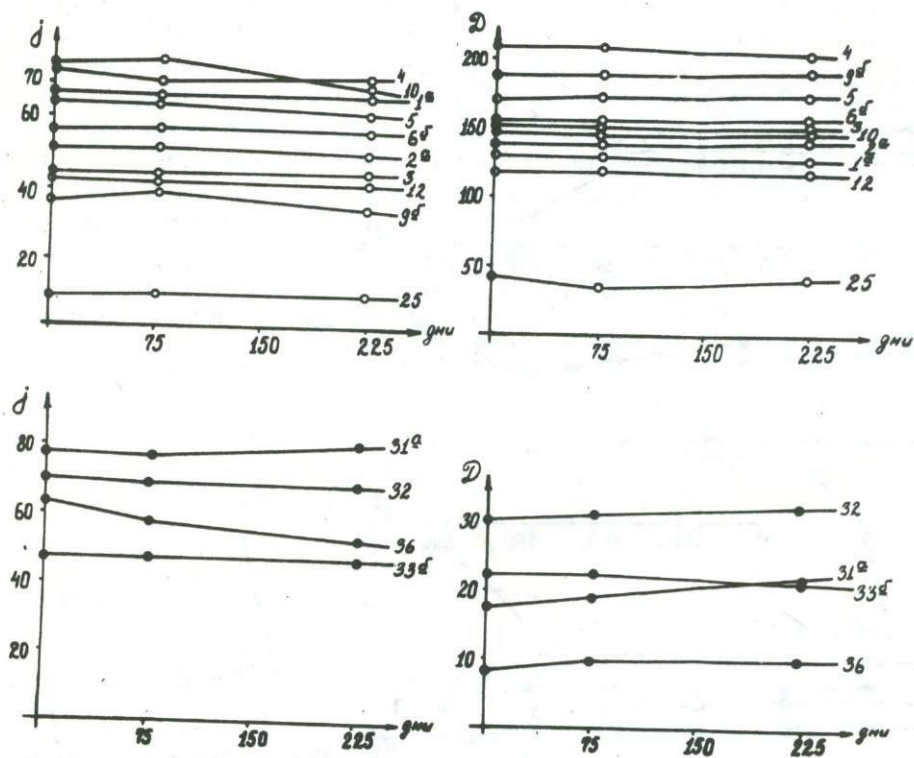


Рис. 4. Графики изменения  $\mathcal{D}$  и  $J$  со временем (обозначения те же, что и на рис. 3).

По направлению  $I_n$  изученных пород вычислены местоположения северного магнитного полюса (табл. 1).

Таблица 1

Координаты палеомагнитного полюса

Район исследований	Название пород	к-во образцов	Положение полюса			
			$\varphi_p$	$\lambda_p$	$\theta_1$	$\theta_2$
Степанаван	Долеритовые базальты	75	$-77^\circ$	$188^\circ$	$5^\circ$	$4^\circ$
Амасия	Андезито-базальты	56	$54^\circ$	$344^\circ$	$8^\circ$	$6^\circ$
Джалаб	Андезито-базальты	16	73	$327^\circ$	-	-

## Выводы

1. Долеритовые базальты Степанаванского района исключительно намагничены обратно, а андезито-базальты Амасийского района намагничены прямо. Независимо от знака намагниченности обе группы пород сильно магнитны, величины  $Q$  для всех пород больше пяти.

2. Естественная остаточная намагниченность как у долеритовых базальтов, так и у андезито-базальтов имеет термоостаточную природу и стабильна по отношению ко времени и к температуре.

3. Обратная намагниченность долеритовых базальтов обусловлена обратной полярностью геомагнитного поля эпохи образования этих пород.

4. Долеритовые базальты Степанаванского района и андезито-базальты Амасийского района разновозрастны, по всей вероятности, долеритовые базальты верхне-плиоценового возраста, а андезито-базальты - среднечетвертичного.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
2. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1964.
3. Нагата Т. Магнетизм горных пород. ИЛ, 1965.
4. Телье Е., Телье О. Об интенсивности геомагнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. "Известия АН СССР", серия геофиз., № 9, 1959.

Л.Б. Оганесян

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
КОНУСАХ АРМЯНСКОЙ ССР

Из геологической изученности территории Армянской ССР общеизвестно наличие хорошо сохранившихся классических вулканических конусов, геофизическое изучение которых представляет большой научный интерес с точки зрения их глубинного геологического строения.

В последние годы Институтом геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР проводились гравиметрические (частично магнитометрические) исследования на вулканических конусах Армянской ССР - Арагац, Голгат, Гутансар, Араилер, Артени, Гадис, Ахлер, Дидиконд и др., с целью выяснения взаимосвязи вулканических аппаратов с тектогенезом региона и эпицентров землетрясений.

Было проведено определение плотности образцов горных пород исследуемой территории. Вычислены поправки за рельеф окружающей местности в точках, расположенных на вулканических конусах и в пределах массива Арагац. Для последнего радиус поправки за рельеф окружающей местности был принят 27,5 км, а для вулканических конусов - 4,5 км.

На основании данных о геологическом строении исследованных участков и сопредельных с ним районов, с учетом наличия плотностных неоднородностей горных пород, проведена интерпретация по гравиметрическим и имеющимся магнитным данным.

Вулкан Гутансар. В строении его существенная роль принадлежит четвертичным продуктам андезито-базальтового и андезитового состава. В основном это окисленные шлаки, лапиллы и бомбы, сплошным плащом покрывающие склоны гор и кратера.

В основании Гутансара залегают перлиты и перлитизированные липариты и обсидианы.

подавляющее большинство исследователей считает, что Гутансар последовательно извергал липарит-перлит-обсидианы, липарито-дациты и андезиты, причем некоторые из них относят его к типу куполовидных /7/. Они причисляют Гутансар к категории полигенных вулканов.

Совершенно иных представлений придерживается К.Н. Паффенгольц /11/, который представляет Гутансар моногенным вулканом типа шлакового конуса.

В четвертичное время на горе возник вулкан, продукты которого имели андезитовый состав. Имея все эти данные, и интенсивный отно-

сительный гравитационный минимум и магнитный максимум на верши - не горы, считаем возможным дать геологический разрез Гутансара в виде схемы (рис. 1), в которой доминирующими действующими факторами являются пирокластические материалы, заполнившие кратер вулкана с плотностью  $1,8 \text{ г/см}^3$  и андезитодацитовые лавы, липариты и обсидианы с плотностью  $2,5 \text{ г/см}^3$ . На рис. 1 показаны наблюдаемые и вычисленные кривые силы тяжести и кривая  $Z_a$ .

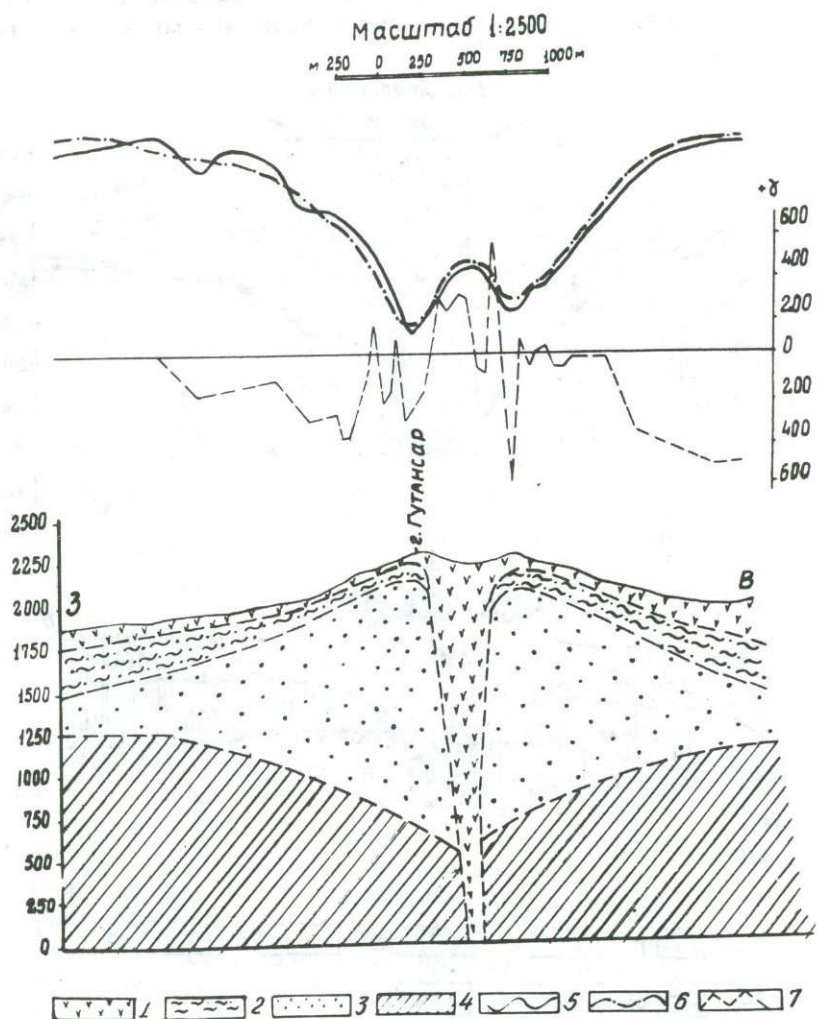


Рис. 1. Схематический геолого-геофизический разрез г. Гутансар  
 1 - Андезито-базальты; 2 - липарито-дациты; 3 - лапилли, пески, пеплы и перлиты; 4 - вулканогенно-осадочные образования; 5 - наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 6 - Вычисленная кривая  $\Delta g$ ; 7 - кривая  $Z_a$

**Вулкан Голгат.** Вулканическая деятельность на горе началась еще в акчагыльское время, одновременно с Арагацем, Араилером, Бол, Арагатом и др. и возобновилась затем в нижнечетвертичное время.

С вершины вулкана лавы распространяются во все стороны. В западном направлении лавы распространяются до центральной части Ленинанканской котловины и прикрываются здесь новейшими аллювиально-пролювиальными наносами и частично туфами /6/.

Вулканический конус Голгата, который образовался на месте выхода лавы на поверхность, сложен пирокластическими материалами.

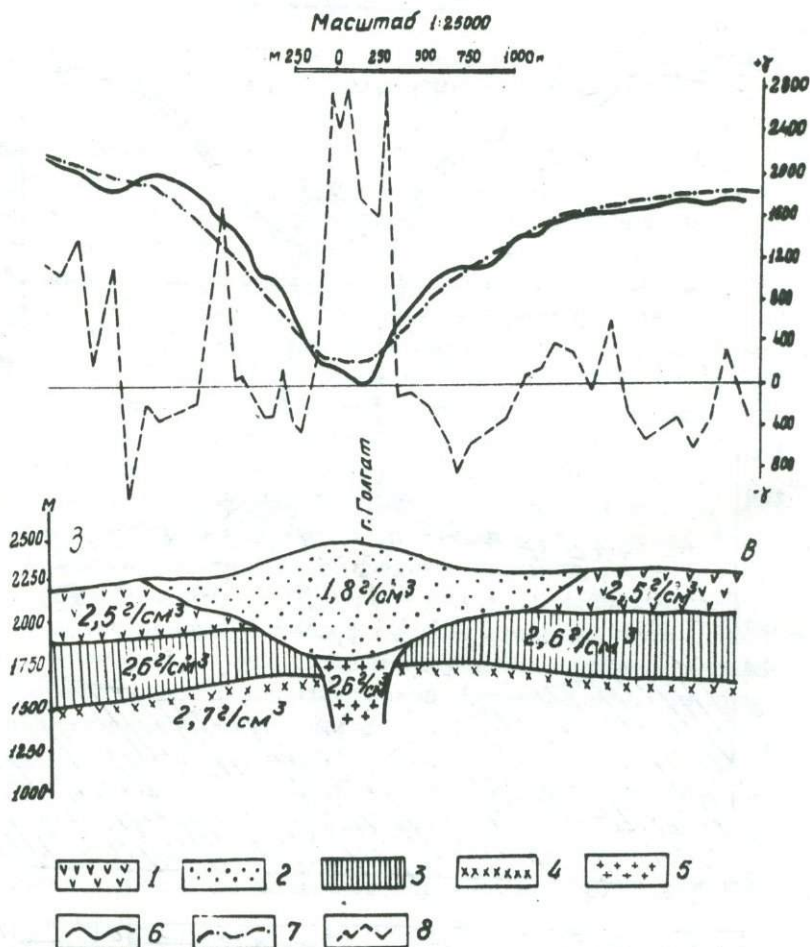


Рис. 2. Схематический геолого-геофизический разрез г. Голгат. 1 - разнообразные лавы; 2 - вулканический шлаковый конус; 3 - осадочные и вулканогенно-осадочные образования. Мезозой; 4 - эопалеозойский кристаллический фундамент; 5 - интрузивные породы; 6 - наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 7 - вычисленная кривая  $\Delta g$ ; 8 - кривая  $Za$

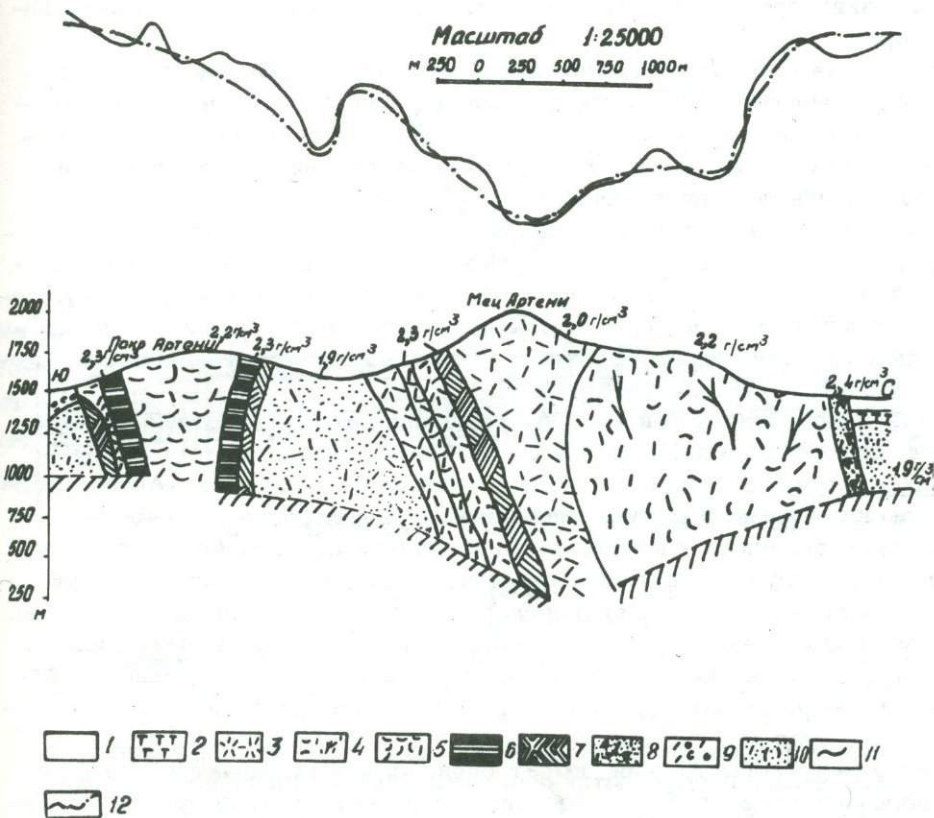


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез г. Арте́ни.  
 1 - аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения; 2 - туфы ереванско-ленинканского типа; 3 - липариты купола Хцен; 4 - потоки перлитовых лав; и лавобрекчий вулкана Ме́ц Арте́ни; 5 - Перлитовые лавы вулкана Покр Арте́ни; 6 - липаритовые лавы - "средние"; 7 - эруптивные перлитовые брекчии; 8 - перлит-обсидиановые туфы и туфобрекчии; 9 - перлиты и пемзы Арагацского агломератового потока с прослоями и участками обсидиана; 10 - пирокластические перлит-пемзовые рыхлые вулканиты; 11 - кривая  $\Delta g$  ; 12 - Вычисленная кривая  $\Delta g$

Для геологической интерпретации гравитационного минимума, наблюдаемого в пределах привершинной зоны вулкана Голгат, нами были использованы результаты геологических исследований и плотностная характеристика пород, слагающих геологический разрез Голгата и вмещающих пород.

На профиле горы Голгат отчетливо наблюдается обратное соотношение между магнитным и гравитационным полями, а именно, магнитному относительному максимуму соответствует гравитационный относительный минимум. В этом случае природа гравимагнитных аномалий обусловлена центром вулканических извержений /2/.

Основываясь на вышеуказанном, а также на плотностной характеристике горных пород, мы считаем возможным дать в виде схемы геологический разрез вулкана Голгат, в котором доминирующими действующими факторами являются пирокластические материалы, заполнившие кратер вулкана с плотностью  $1,2 \text{ г/см}^3$  и андезитодацитовые лавы с плотностью  $2,6 \text{ г/см}^3$  (рис. 2).

Среди плиоценовых куполовидных вулканов Армении особый интерес представляют Артени и Гадис. /7/.

Вулкан Артени. В геологическом отношении район горы Артени сложен вулканическими породами плиоцен - четвертичного времени.

Наиболее древними членами плиоценового комплекса являются долеритовые андезитобазальты с плотностью  $2,5 \text{ г/см}^3$ , которые через ряд промежуточных разностей переходят к андезитодацитам и дацитам. Над ними возвышается вулкан Артени, сложенный липаритами, обсидианами, перлитами, пемзами, их туфами и брекчиями, образовавшимися в результате неоднократных извержений кислой липаритовой магмы. Плотность этих пород колеблется в пределах от  $1,9$  до  $2,3 \text{ г/см}^3$ .

Кривая  $\Delta g$  горы Артени имеет очень сложный характер. На фоне обширного минимума наблюдается ряд максимумов и минимумов. Обратная задача гравиметрии решена методом подбора.

Геологический разрез горы Артени (рис. 3), составленный С.Г. Карапетяном, нами изменен до совпадения теоретически вычисленных и наблюдаемых кривых силы тяжести в пределах точности.

Вулкан Гадис. В основании гора сложена серией липаритовых лав (нижние липариты). Средняя плотность этих пород составляет  $2,4 \text{ г/см}^3$ . Под липаритовыми лавами расположена древняя толща долеритовых базальтов, андезитов и андезитовых брекчий. Средняя плотность этих пород составляет около  $2,5 \text{ г/см}^3$ . В самых верхних частях склоны вулкана местами перекрываются молодыми андезитами и андезитобазальтовыми лавами. Эти породы характеризуются средней плотностью, равной  $2,4 \text{ г/см}^3$ . Кратер вулкана Гадис заполнен эксплозивными материалами (пепел, песок, лапилли) и тонким слоем липаритодацитовых лав. Средняя плотность эксплозивных материалов равна  $1,9 \text{ г/см}^3$ .

Обратная задача решена методом подбора. Геологический разрез горы Гадис (рис. 4), который был составлен С.Г. Карапетяном, в результате количественной интерпретации методом подбора нами корректировался и уточнялся до совпадения теоретически вычисленных и наблюдаемых

Масштаб 1:25000  
 м 250 0 250 1000 м

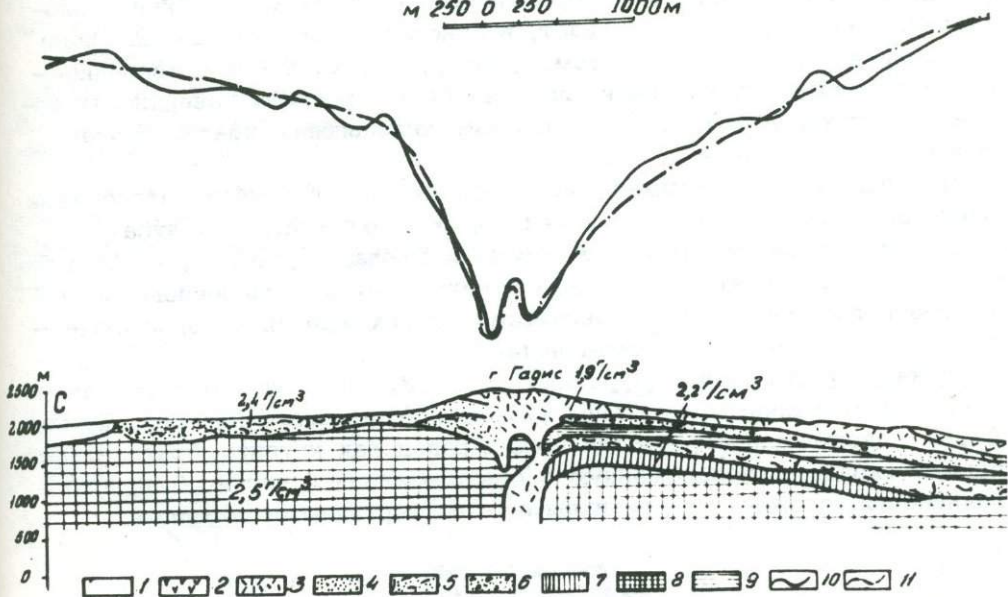


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез г. Гадис

1 - аллювиальные и делювиальные отложения; 2 - андезито-базальтовые лавы вулкана Гадис; 3 - липарито-дацитовые, дацитовые лавы; 4 - взрывной материал - пепел, песок, лапилли и т.д.; 5 - агломератовые лавы с пластами обсидианов; 6 - брекчированное стекло; 7 - "нижние" липариты; 8 - древняя толща - долеритовые базальты, андезиты, андезитовые брекчии и т.д.; 9 - карнизы обсидиановых лав; 10 - кривая  $\Delta g$ ; 11 - вычисленная кривая  $\Delta g$ .

ных гравитационных эффектов в пределах точности. Кроме этого, для выяснения природы локального максимума, расположенного на вершине горы, мы предполагали, что в кратере вулкана внедрялась дайка с плотностью 2,5 г/см

Вулкан Арайлер Гора представляет сильно эродированную вулканическую постройку. Центральная часть с воронкообразным углублением сложена лаво-агломератовой толщей андезито-базальтового состава. В северной половине вершинной части к лаво-агломератовой толще примыкают вулканические брекчии-шлаковые агломераты более кислого андезитового состава /8/.

Главнейшим фактором, обуславливающим гравитационный минимум, расположенный на вершине вулкана Арайлер, являются неплотные explosive вулканические материалы.

Северное плечо кривой  $\Delta g$  (рис. 5) по сравнению с юго-восточным приподнято и разница по интенсивности составляет 10 мгл. Причиной этого является рельеф поверхности эоценовых отложений, который непосредственно лежит на поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента.

Сравнивая наблюдаемую кривую силы тяжести с вычисленной, мы приходим к заключению, что составленный нами схематический геологический разрез обуславливливает, в основном, характер аномального поля силы тяжести вулкана горы Араилер, т.е. характер гравитационного поля отражает, в первую очередь, формы рельефа поверхности эопена и неплотные эксплозивные породы, заполняющие кратер вулкана Араилер.

На вышеуказанных вулканических конусах мы получили интенсивные гравитационные минимумы, а в некоторых вулканических конусах на общем фоне гравитационного минимума наблюдались небольшие местные максимумы. После этого перейдем к изучению гравитационного поля массива горы Арагац, о вулканическом происхождении которой существует много различных представлений.

Вулкан Арагац. Одни исследователи /1,3,5,9/ считают гору самым мощным четвертичным потухшим вулканом Армянского нагорья. Другие /11,12/ рассматривают массив горы Арагац как крупную брахиантиклинальную складку, расположенную в северо-западной части обширного синклинория, сложенного третичными и четвертичными породами.

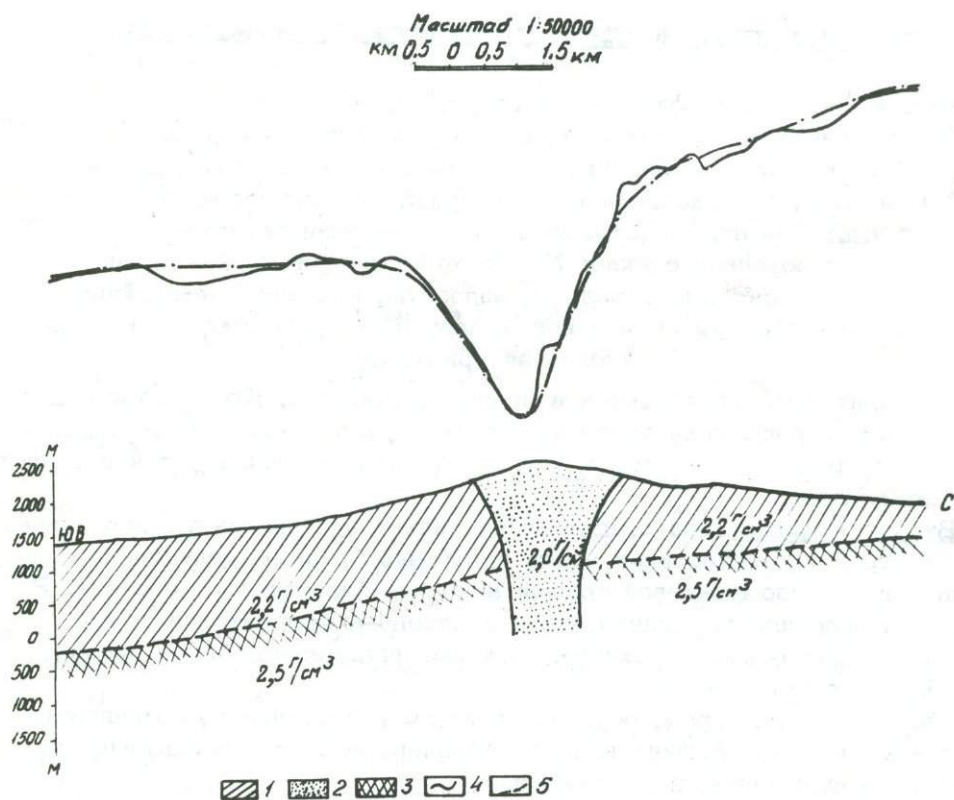


Рис. 5. Схематический геолого-геофизический разрез г. Араилер. 1 - андезито-дацитовые лавы; 2 - вулканические шлаки; 3 - андезито-базальтовые лавы; 4 - кривая  $\Delta g$ ; 5 - вычисленная кривая  $\Delta g$

В связи с этим геофизические исследования массива горы Арагац могли бы способствовать выяснению некоторых вопросов, связанных с его генезисом.

Гравиметрические (частично магнитометрические) работы в пределах массива горы Арагац были направлены на решение структурных задач для определения как глубины залегания эопалеозойского кристаллического фундамента, так и структуры осадочного чехла.

С целью выявления причин, обуславливающих гравитационное поле массива Арагац, нами была проведена приближенная количественная интерпретация данных гравиметрических исследований по разным профилям (рис. 6, 7).

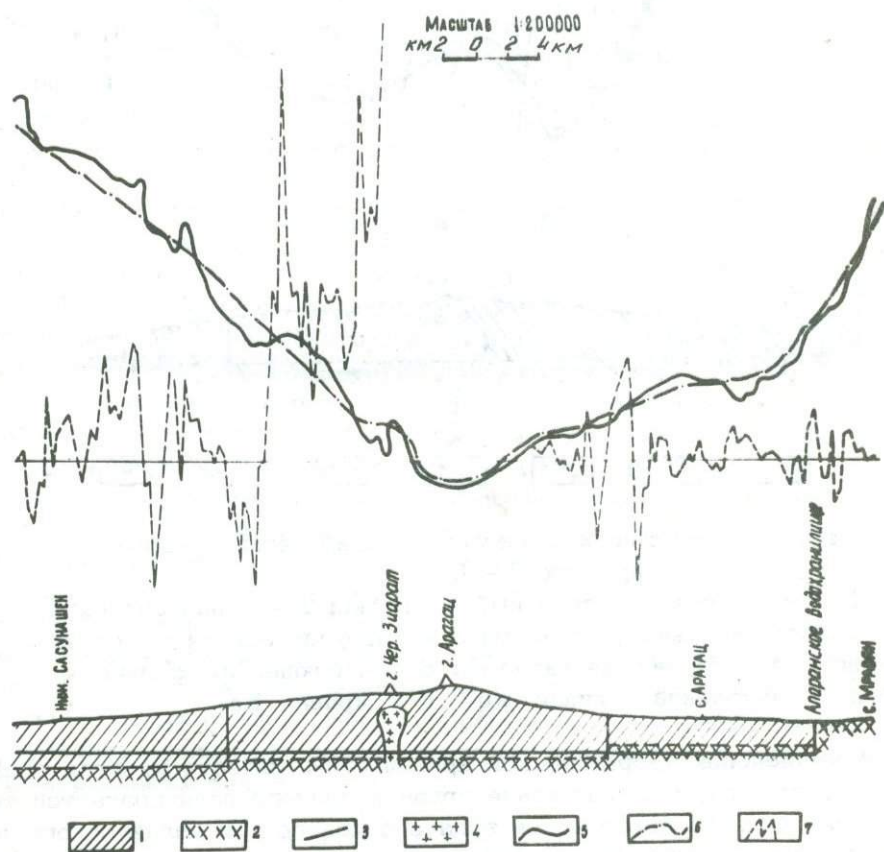


Рис. 6. Схематический геолого-геофизический разрез по профилю 1-1. 1 - вулканогенно-осадочный комплекс; 2 - эопалеозойский кристаллический фундамент; 3 - глубинные разломы; 4 - интрузия; 5 - кривая  $\Delta g$ ; 6 - вычисленная кривая  $\Delta g$ ; 7 - кривая  $Z_a$

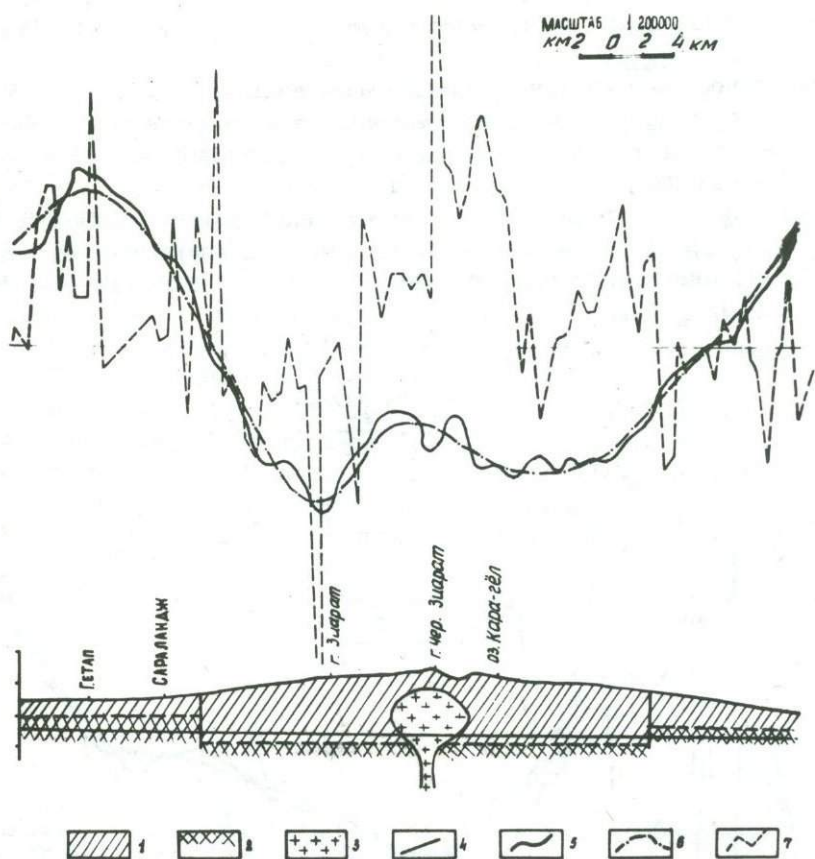


Рис. 7. Схематический геолого-геофизический разрез по профилю П-П.

1 - вулканогенно-осадочный комплекс; 2 - эопалеозойский кристаллический фундамент; 3 - интрузия осадочных составов; 4 - глубинные разломы; 5 - наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 6 - вычисленная кривая  $\Delta g$ ; 7 - кривая  $Z_a$

Для вычисления теоретической кривой силы тяжести на этих профилях мы допустили, что изменение гравитационного поля создается только за счет рельефа поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента при его однородном строении.

При избыточной плотности  $0,2 \text{ г/см}^3$  глубина залегания эопалеозойского фундамента получается равной около 5 км. Такую же глубину фундамента получаем по второму профилю.

Сравнивая наблюдаемые кривые силы тяжести с вычисленными по двум профилям, мы приходим к заключению, что влияние этого раздела плотности обуславливает, в основном, характер аномального поля силы тяжести, т.е. характер гравитационного поля отражает, в первую очередь, формы рельефа поверхности эопалеозойского кристаллического фундамента.

Не исключена возможность, что изменение силы тяжести обусловлено не только этим единственным фактором, а является следствием суммарного воздействия нескольких геологических факторов. В результате выполненный нами расчет следует рассматривать как ориентировочный, учитывающий лишь один из возможных геологических вариантов.

В привершинной зоне горы Арагац на обоих профилях наблюдается локальный максимум силы тяжести. Причиной возникновения этого максимума, на наш взгляд, являются интрузивные породы основного состава. Не исключено, что внедрение в верхние слои земной коры происходило по глубинным разломам, возникающим по границам геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий.

По имеющимся данным мы считаем, что массив горы Арагац, по отношению сопредельных участков, представляет собой крупный прогиб, выполненный мощными толщами (5 км) кайнозойских и мезозойских отложений.

Привершинная часть горы осложнена разломами различного заложения, по которым происходило внедрение магмы в верхние слои земной коры.

Анализ результатов гравиметрических исследований позволяет сделать некоторые выводы.

На вулканических конусах Голгат, Гутансар, Гадис, Артени, Араилер и др. наблюдаются гравитационные минимумы различной интенсивности, а на привершинной части некоторых вулканов вырисовываются местные локальные максимумы слабой интенсивности. Аналогичная картина наблюдается и на массиве горы Арагац. Следовательно, наблюдаемый гравитационный минимум на вершине Арагаца, возможно, свидетельствует о его вулканическом происхождении.

Несмотря на это мы пока не считаем возможным рекомендовать наши высказывания как законченную гипотезу, ибо в дальнейшем этот вопрос должен быть выяснен при специальных комплексных геофизических исследованиях по отдельным профилям, пересекающим привершинные зоны массива горы Арагац.

На привершинной части вулканов Гадис, Гутансар, Арагац вырисовываются местные локальные максимумы слабой интенсивности, которые обусловлены интрузивными телами. Возможно, через привершинную часть этих вулканов происходит разлом, который является каналом для внедрения интрузивных тел.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абих Г.В. Геология Армянского нагорья. Перевод Б.З. Коленко, 1899.
2. Акопян Ц.Г. Магнитное поле Араратской котловины Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван., 1960.
3. Амирян В.М. Строение и происхождение Арагаца. Бюллетень МОИП, отдел геологии, т. XI, № 1, 1965.
4. Андреев Б.А. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Изд. "Недра", 1965.
5. Асланян А.Т. О происхождении массива горы Арагац. ДАН Арм. ССР, т. 12, № 4, 1950.

6. Заварицкий А.Н. Вулкан Голгат и его продукты. Труды лаборатории вулкан. АН СССР, вып. 7, 1953.
7. Карапетян С.Г. Куполовидные вулканы Артени и Гадис "Известия АН Арм.ССР", ХУП, № 3-4, 1964.
8. Кваша Л.Г. О строении вулканического центра Араилер (Армения). Труды лаборатории вулкан. АН СССР, вып. 7, 1973.
9. Лебедев П.И. Вулкан Алагёз и его лавы. "Алагёз" - потухший вулкан Армянского нагорья, т. 1, Тр. Сов. по изучен. произв. сил. Серия Закавказская, вып. 3, 1931.
10. Оганесян Ш.С. Глубинное геологическое строение Араратской котловины и сопредельных с ней районов Арм.ССР по гравиметрическим исследованиям. Рукопись. Фонды ИГН АН Арм.ССР, 1955.
11. Паффенгольц К.Н. Тер-Месропян Г.Т. Арагац. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1964.
12. Рейнгард А.Л. Морфология массива г.Алагез в свете новых геологических данных. Изв. Государственного географического общества № 3, 1939.

В.А.Казинский

### АППРОКСИМАЦИЯ АДДИТИВНЫХ ИНТЕГРАЛОВ, ВСТРЕЧАЮЩИХСЯ ПРИ РЕШЕНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ ПО ФОРМУЛАМ СУММИРОВАНИЯ

Излагаемый метод мы называем мажорантным. Он позволяет простейшим образом определять величину аддитивных интегралов с бесконечными пределами, встречающихся при решении некоторых геофизических задач по формулам суммирования. Общий принцип построения метода и техника его применения иллюстрируются на примерах, связанных между собой проблемно. Считается, что основные положения метода могут иметь важное значение как для развития общей теории определенного класса интегралов, так и для более строгого решения задач по различным формулам суммирования. Особенно эффективным следует признать применение этого метода к экстраполяции геофизических аномалий, к вычислениям массы гравитирующих источников и вертикального градиента по аномалиям силы тяжести.

В основу построения метода кладется принцип, по которому следует применение эквивалентной замены наблюдаемого поля полем простейших тел. В связи с этим рассматриваются конкретные задачи, в которых за простейшее поле принято поле шарового тела. Ниже мы убедимся, что поле шарового тела является весьма рациональной мажорантой<sup>х</sup>, применение которой в пределах удаленной зоны существенно повышает точность аппроксимации аддитивных интегралов по формулам суммирования. Доказательство этого утверждения начнем с рассмотрения интеграла, применяемого при экстраполяции аномалии силы тяжести /1,2,3/ Он имеет вид:

$$\Delta g(H) = \frac{H}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\Delta g(0)}{(r^2 + H^2)^{3/2}} r dr d\varphi, \quad (1)$$

где  $\Delta g(0)$  — наблюдаемая аномалия силы тяжести,  $\Delta g(H)$  — экстраполированная аномалия силы тяжести на горизонт  $Z = H$ . Интеграл (1) относится к классу сходящихся интегралов. Обычно вычисление интеграла (1) производится с помощью формулы суммирования. При этом ограничивают площадь суммирования кругом радиуса  $R_0$ . Объясняется это ограничение, главным образом, двумя причинами: практической возможностью измерений  $\Delta g(0)$  на поверхности Земли и выбором гра-

<sup>х</sup> Поле простейшего тела, принимаемое за известное для сравнения с другим, называется мажорантой.

ниц интерполяционных сеток, за пределами которых аддитивный интеграл обращается в пренебрегаемую малую величину. Но эти два условия теряют свое значение, если уметь приближенно вычислять интеграл, распространенный на удаленную зону. ( $R_0 \leq R \leq \infty$ ).

Разобьем интеграл (1) на две части и напишем:

$$\Delta g(H) = \frac{H}{2\pi} \left[ \int_0^{2\pi} \int_0^{R_0} + \int_0^{2\pi} \int_{R_0}^{\infty} \right] \frac{\Delta g(0) r dr d\varphi}{(r^2 + H^2)^{3/2}}$$

Первое слагаемое называется усеченным интегралом и вычисляется по формуле суммирования

$$\Delta g_1(H) = \frac{H}{2\pi} \frac{\Delta r \cdot \Delta \varphi}{N_r N_\varphi} \sum_0^{R_0} b_r \sum_0^{2\pi} a_\varphi \frac{\Delta g(0) r}{(r^2 + H^2)^{3/2}},$$

а второе слагаемое, именуемое аддитивным интегралом, может быть вычислено с помощью замены  $\Delta g(0)$  полем шарового тела, т.е. при условии, что в зоне ( $R \leq R \leq \infty$ ) имеет место приближенное равенство:

$$\Delta g(0) \approx f - \frac{M_0 Z_0}{\rho^3},$$

где  $\rho = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} = \sqrt{r^2 + z^2}$ . Следовательно, подставляя в аддитивный интеграл вместо  $\Delta g(0)$  равное ему выражение (4) и выполняя интегрирование, получаем:

$$\Delta g_2(H) = \frac{H}{2\pi} f \int_0^{2\pi} \int_{R_0}^{\infty} \frac{M_0 Z_0 r \cdot dr \cdot d\varphi}{(r^2 + H^2)^{3/2} (r^2 + Z_0^2)^{3/2}}$$

Особенно простой, табличный вид принимает формула (5), если считать предположение, что  $Z_0 = H$ . В этом случае имеем:

$$\Delta g_2(H) = f \frac{M_0}{4} \cdot \frac{H^2}{(R_0^2 + H^2)^2},$$

с помощью которой и будет вычисляться аддитивный интеграл, распространенный на неучтенную зону интегрирования. В результате получим уточненную

$$\Delta g(H) = \Delta g_1(H) + \Delta g_2(H)$$

Вместе с реализацией формулы (6) возникают две новые задачи: одна - об определении аппликаты  $Z_0$ , центра тяжести тела; другая - об определении избыточной массы  $M_0$ ; от точности их определения будет зависеть погрешность определения  $\Delta g_2(H)$ . Способ приближенного решения первой задачи состоит в следующем.

Если условиться мажорировать наблюдаемую аномалию полем шарового тела, расположенного на двух (и более) горизонтах  $Z_1$  и  $Z_2$ , то можем написать

$$\Delta g_1 = \Delta g(Z_1) = f \frac{M Z_1}{\rho_1^3}, \quad \Delta g_2 = \Delta g(Z_2) = f \frac{M Z_2}{\rho_2^3}$$

Будем приписывать  $\Delta g(Z_1)$  и  $\Delta g(Z_2)$  к точкам их наибольших (наименьших) значений, для которых примем  $x = y = 0$ . При этих условиях найдем отношение.

$$\frac{\Delta g_2}{\Delta g_1} = \frac{z_1^2}{z_2^2} = \frac{z_1^2}{(H+z_1)^2} \quad (9)$$

обозначая через  $\lambda = \sqrt{\frac{\Delta g_2}{\Delta g_1}}$  и решая (9) относительно  $z_1$  получаем:

$$z_1 = \frac{H\lambda}{1-\lambda} \quad (10)$$

Так вычисленное  $z_1$  можно принять за аппликату  $z_0$  центра тяжести исследуемого тела. Как видим, сам по себе метод очень простой, но в то же время точность его применения может существенно зависеть от подбора мажоранты и от фонового поля. Этот недостаток объясняется некорректностью задачи, т.е. малым погрешностям определения  $\lambda$  могут соответствовать относительно большие погрешности вычисления  $z_1$  по формуле (10).

Точность вычисления по формуле (10) существенно повышается, если исследуемое тело залегает между горизонтами, как это бывает при измерении гравитационного поля в подземных выработках (3). В этом случае будем иметь для шаровой мажоранты следующие исходные формулы:

$$\Delta g_1 = f \frac{M}{(H-h)^2}, \quad \Delta g_2 = f \frac{M}{h^2}, \quad (11)$$

где  $H$  - расстояние между данными горизонтами,  $h$  - расстояние от 1-го горизонта до центра тяжести мажоранты. Решая равенства (11) совместно, получаем более точные формулы:

$$h = \frac{H}{1+\lambda_1} \quad \text{или} \quad h = \frac{H\lambda_2}{1+\lambda_2} \quad \left(\lambda_2 = \frac{1}{\lambda}\right), \quad (12)$$

для вычисления  $h$  с помощью  $H$  и

$$\lambda_1 = \sqrt{\frac{\Delta g_1}{\Delta g_2}} \quad \text{или} \quad \lambda_2 = \sqrt{\frac{|\Delta g_2|}{\Delta g_1}}$$

Рассмотрим пример. Пусть  $\Delta g_1$  и  $\Delta g_2$  - два значения силы тяжести, измеренные в двух точках, расположенных на концах какого-либо диаметра Земли. Пользуясь формулами (12), находим:

$$R_1 = R = \frac{\phi}{1+\lambda_1}, \quad R = \frac{\phi \lambda_2}{1+\lambda_2} \quad (14)$$

Если  $\lambda_1 = \lambda_2 = 1$ , то  $R = \frac{\phi}{2}$

После описания принципа построения формул (6,7) совсем нетрудно указать способ составления уточненной формулы суммирования для экстраполяции  $z$  (о) вертикальной составляющей магнитного поля. С этой целью обратимся к интегралу:

$$Z_{(H)} = \frac{H}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{z(o) \tau d\tau d\varphi}{(\tau^2 + H^2)^{3/2}}, \quad (15)$$

и представим его значение в виде суммы двух интегралов:

$$Z_{(H)} = \frac{H}{2\pi} \left[ \int_0^{2\pi} \int_0^{R_0} \frac{z(o) \tau d\tau d\varphi}{(\tau^2 + H^2)^{3/2}} + \int_0^{2\pi} \int_{R_0}^{\infty} \frac{z_0(o) \tau d\tau d\varphi}{(\tau^2 + H^2)^{3/2}} \right] \quad (16)$$

Первый интеграл вычисляется по формуле суммирования: обозначим его величину через  $Z_1(H)$ . Второй определим с помощью замены  $Z_0(o)$  составляющей поля шара, намагниченного вертикально. Заменяя в (16)  $Z_0(o)$  выражением

$$Z_0(o) = \frac{M}{2\pi} - \frac{2h_0^2 - r^2 \cos^2 \varphi}{r^3} \quad (17)$$

вместо (16), получаем:

$$Z(H) = \frac{H}{2\pi} \left[ \iint_0^{2\pi} \int_0^{R_0} \frac{Z_0(o) r dr d\varphi}{(r^2 + H^2)^{3/2}} + M \iint_0^{2\pi} \int_{R_0}^{\infty} \frac{2h_0^2 - r^2 \cos^2 \varphi}{(r^2 + H^2)^{3/2} r^3} r dr d\varphi \right] \quad (18)$$

где  $h_0$  — глубина залегания центра тяжести мажоранты, магнитный момент, остальные буквы имеют прежние значения.

Аддитивный интеграл в (18) обратился в табличный, и его можно вычислить. Так, полагая, что  $h_0 = H$ , получаем:

$$\Delta Z_2(H) = \frac{MH}{8} \cdot \frac{H^2 - R^2}{(R_0^2 + H^2)^3} \quad (19)$$

Следовательно, уточненная

$$Z(H) = Z_1(H) + \Delta Z(H) \quad (20)$$

Чтобы вычислить  $\Delta Z_2(H)$  по формуле (19) надо знать  $h = H$ . Таким образом, снова возникает прежняя задача об определении аппликаты центра магнитной мажоранты.

Положим, что  $X=Y=0$  и согласно (17) напомним:

$$Z_1(h_0) = M \frac{2}{h_0^3} \quad \text{и} \quad Z_2(h_1) = M \frac{2}{h_1^3} \quad (21)$$

Почленно разделим первое равенство на второе (21) и извлекая кубический корень, найдем:

$$\lambda = \sqrt[3]{\frac{Z_0(h_0)}{Z_1(h_1)}} = \frac{h_1}{h_0} = \frac{h_0 + \Delta h}{h_0} = 1 + \frac{\Delta h}{h_0} \quad (22)$$

Откуда

$$h_0 = \frac{\Delta h}{\lambda - 1} \quad (23)$$

где  $\Delta h = h_2 - h_1$  — расстояние между горизонтами, на которых даны экстремальные значения  $Z_0(h_0)$  и  $Z_1(h_1)$

Рассмотрим ход решения еще одной задачи, встречающейся в гравиметрии при подсчете  $M$  массы источника, гравитационная аномалия  $\Delta g$  которой расположена на горизонтальной плоскости. Так, исходя из теоремы о потоке поля, напишем интеграл, с помощью которого определяется масса

$$M = \frac{1}{2\pi f} \iint_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \Delta g r \cdot dr d\varphi \quad (24)$$

Подынтегральная функция  $\Delta g r$  принадлежит к классу монотонно убывающих функций и в области  $r \in (R_0, \infty)$  она асимптотически стремится к нулю. Согласно этому признаку разобьем интеграл (24) на два интеграла.

$$\iint_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \dots = \iint_0^{2\pi} \int_0^{R_0} \dots + \iint_0^{2\pi} \int_{R_0}^{\infty} \dots \quad (25)$$

и каждый из них вычислим по методу, изложенному выше: первый интеграл вычислим по формуле суммирования и обозначим его значение через  $M_0$ ; второй интеграл, как аддитивный, вычислим при наличии  $M_0$  и после замены в нем  $\Delta g$  выражением, соответствующим полю какой-либо мажоранты. Если за мажоранту примем опять поле шарового тела и положим, что

$$\Delta g \approx \int \frac{M_0 Z_0}{\rho^3} \quad (26)$$

то аддитивный интеграл будет равен:

$$\Delta M = \frac{M_0 Z_0}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_{R_0}^{\infty} \frac{z dz d\varphi}{\rho^3} = \frac{M_0 Z_0}{\sqrt{R_0^2 + Z_0^2}} = M_0 \sin \alpha \quad (27)$$

где  $\rho = \sqrt{r^2 + z^2}$   $Z_0$  глубина залегания мажоранты.

Положим, что вычисленное по формуле суммирования  $M_0$  получилось равным

$$M_0 = 144 \text{ млн. тонн}$$

Полагая, что  $Z_0 = 1000 \text{ м}$  и  $R_0 = 2000 \text{ м}$  и представляя эти данные в формулу (27) находим:

$$\Delta M = 70 \text{ млн. тонн}$$

Следовательно, более точное значение интеграла (24) будет определяться величиной

$$M = M_0 + \Delta M = 214 \text{ млн. тонн}$$

В геофизике встречаются и другие задачи, решение которых основано на вычислении несобственных интегралов. Если интегралы относятся к тому же классу, что и три предыдущих, то аппроксимация их не будет отличаться от процесса, изложенного выше. Поэтому нет необходимости разбирать ход решения таких задач, поскольку излагаемый метод достаточно подробно описан и его применение к вычислению аддитивных интегралов не вызовет затруднений.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Демидович Б.П., Марон Н.А. Основы вычислительной математики Физматгиз, 1960.
2. Яновский Б.М. Земной магнетизм, изд. Лен. ун-та 1963.
3. Казинский В.А. Вопросы гравиметрии и методы ее применения в горном деле, изд. "Наука", 1969.

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

ИЗУЧЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

С.В.Бадалян, В.М.Геворкян, А.С.Мурадян

ЛАБОРАТОРНО-ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ПО ПОДЗЕМНОМУ ВАРИАНТУ МЕТОДА ВЫЗВАННОЙ  
ПОЛЯРИЗАЦИИ

В нашей статье рассматриваются результаты модельных работ по подземному варианту метода ВП. При этих исследованиях изменились лишь геометрические размеры изучаемой геологической обстановки — вмещающей среды и возмущающего объекта. Что же касается электрических параметров при этих исследованиях, то они, в основном, характеризовались значениями, встречающимися в полевых условиях.

В литературе отсутствуют сведения о моделировании электроразведочных наблюдений по подземным горным выработкам методом вызванной поляризации. Для моделирования наземных и скважинных вариантов метода ВП до сих пор применялись обычно баки с песком, в которых исследовались различные методические задачи /1,2,3/.

Специфика работ как при скважинном, так и при рудничном моделировании (с использованием "модельных" штолен) методом ВП заключается в изучении характера полей ВП в условиях полного пространства. Эта основная особенность и вошла в содержание работ моделирования электроразведочных задач методом ВП с использованием горизонтально расположенной выработки (штольни). Использование полей ВП на моделях рудных тел проводилось с целью усовершенствования методики истолкования результатов рудничных работ методом ВП, выполненных на рудных месторождениях Армении.

Эксперименты с моделями рудных тел проводились в баке размерами 2 x 1,5 x 1 м, заполненном влажным песком с поляризуемостью от 1,6% до 2,2% и удельным электрическим сопротивлением 300–350 ом, м.

Модель рудного тела имела форму параллелепипеда с гранями 20,10 и 5 см и была изготовлена из смеси графита и цемента. Поляризуемость модели равна 52%.

В качестве модели штольни (или подземной горной выработки) использовалась асбоцементная труба, помещенная на определенной глубине объемного бака с песком (рис. 1). Размеры трубы следующие: длина — 1350 мм, внутренний диаметр — 120 мм, толщина стенки — 13 мм. По длине трубы (1) вырезано окно 100 x 45 мм. На концах трубы с внутренней стороны установлены подпорки (6) с отверстиями для оси. Подпорки изготовлены из изоляционного материала — винипласта толщиной 30 мм. В подпорках имеется паз, где помещен палец для ограничения

поворота оси (4). Ось выполнена из изоляционного материала и служит как направляющая для движка (3). Металлическая линейка (5), на которой имеются отметки длины, насажена на ось скользящей посадкой. На линейке жестко закреплен движок (3). Последний имеет форму втулки. С одной стороны выступающей части просверлены два отверстия, в которые введены приемные электроды М и N (2). Электроды заполнены раствором медного купороса и соединены с измерительным прибором специальными тонкими проводами, помещенными в раствор. На концах приемных электродов имеются отверстия, через которые во время опускания электродов в песок, выходит медный купорос и осуществляется контакт между песком и электродами. Расстояние между приемными электродами всегда постоянное. Питание установки осуществляется через конусообразные питающие электроды А и В (контакты 7), которые закреплены на концах трубы по оси окна и соединены с питающей установкой.

Как видно из описания подземной моделирующей установки, она рассчитана для производства работ по схеме срединного градиента. При некотором изменении ее схемы возможны наблюдения также по схеме профилирования, когда питающие или приемные электроды расположены на другом горизонте.

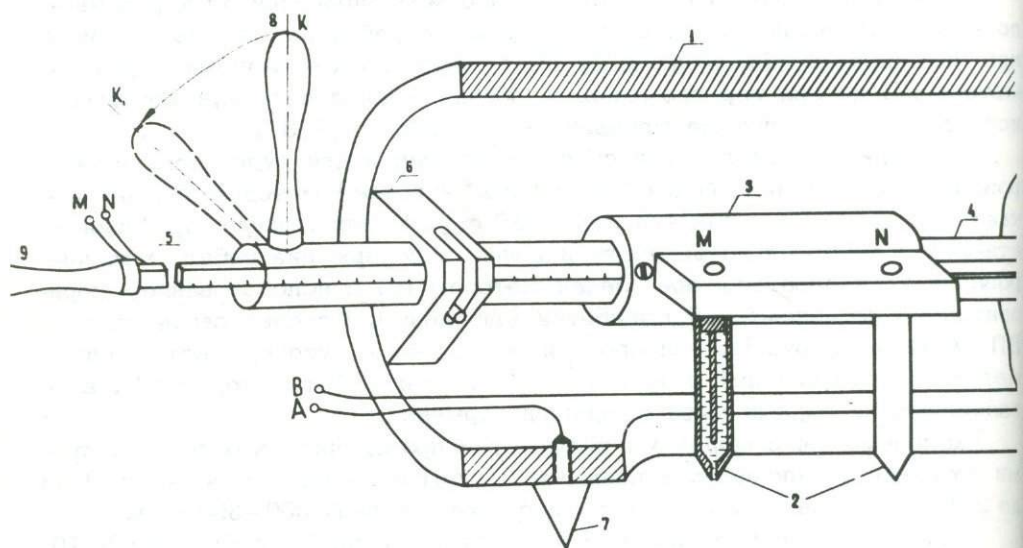


Рис. 1. Установка для подземного моделирования задач методом ВП. 1 - асбоцементная труба, изображающая модель штольни (или подземной горной выработки); 2 - неполяризующиеся приемные электроды; 3 - движок для перемещения приемных электродов; 4 - направляющая ось для движка; 5 - металлическая линейка с отметками длины; 6 - подпорки; 7 - конусообразные питающие электроды; 8 - ручка для поворота; 9 - рукоятка для перемещения движка.

Расстояние между питающими и приемными электродами соответственно равно 125 и 5 см. Шаг установки также равен 5 см. Принятые размеры "горной выработки" и наблюдаемой установки соответствуют в натуре штольне с сечением 2,5 м и при  $AB=25$  м и  $MN=1$  м, т.е. масштаб моделирования 1 : 20.

При производстве наблюдений использовалась измерительная часть электроразведочной станции ВП-59. В качестве поляризующего источника применялись 1-2 батареи марки 69 ГРМЦ-6. При этом используемая сила тока не превышала 20 мА. Время разрядки 60 сек.

Условия моделирования соответствовали следующим вариантам работ.

1 вариант: Использование одной горной выработки. Рудное тело по отношению к горной выработке расположено: ниже подошвы, выше кровли и сбоку (рис. 2, а, б, д). Задача моделирования: поиски и оконтуривание рудного тела в околывыработочном пространстве, определение глубинности исследований.

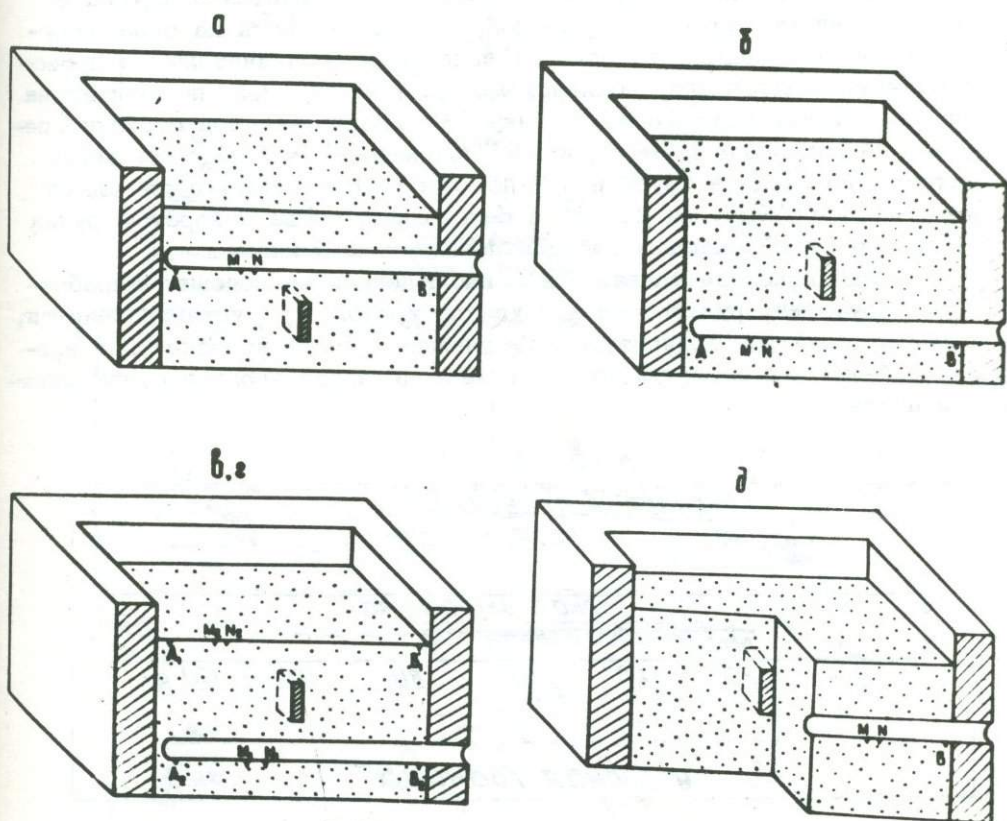


Рис. 2. Различные варианты подземного моделирования. Вариант: одна выработка (один горизонт). При схеме срединного градиента рудное тело находится: а - ниже подошвы; б - выше кровли; д - сбоку. Вариант: выработка-поверхность (два горизонта). При схеме срединного градиента электроды АВ и МН находятся на различных горизонтах, а рудное тело между ними (в, г)

II вариант. Одновременное использование горной выработки и дневной поверхности. Питающие и приемные электроды расположены соответственно: на подошве горной выработки и на дневной поверхности, и наоборот. Рудное тело расположено между горной выработкой и дневной поверхностью (рис. 2 - в, г). Задача моделирования: поиски и оконтуривание рудного тела между выработкой и дневной поверхностью, определение глубинности исследований. При первом и частично во втором вариантах порядок производства работ с моделирующей установкой сводится к следующему.

Помещают установку на определенную глубину объемного бака и подкладывают приемные и питающие электроды к измерительному прибору. Затем при помощи рукоятки (9) передвигают движок вдоль оси внутри трубы на требуемое расстояние, равное шагу установки (5 см). Установив расстояние по шкале линейки, поворотом ручки (8) доводят ось (4) до ограничения. Вместе с осью поворачивается и движок с приемными электродами, которые погружаются в песок на определенную глубину (последнее зависит от положения ограничителя) и проводят измерения кажущейся поляризуемости. Для перемещения движка на следующую точку поворачивают ручку (8) против часовой стрелки (переводят на первоначальное нерабочее положение), удаляют приемные электроды из песка в трубу и при помощи рукоятки (9) перемещают движок по оси установки на любое расстояние; снова поворотом ручки (8) электроды опускают в песок и проводят измерения и т.д.

На рис. 3 показана кривая  $\eta_k$  наблюдаемая на подошве выработки при отсутствии рудного тела. Судя по кривой  $\eta_k$ , устанавливается, что нормальный фон поляризуемости влажного песка колеблется в пределах 1,6 - 2,2 % в зависимости от изменения процентного состава влажности песка.

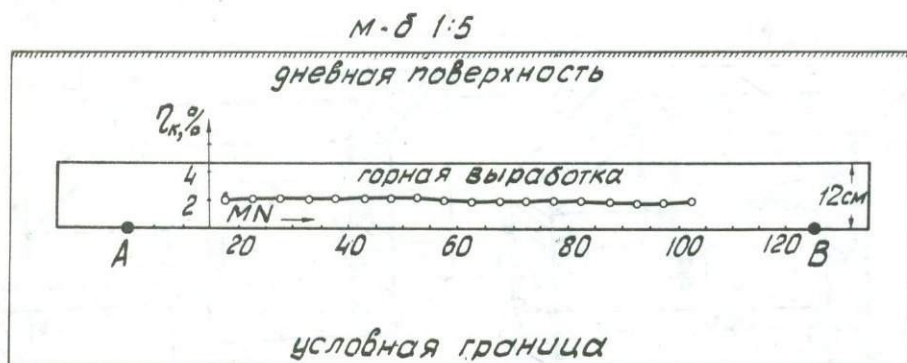


Рис. 3. Результаты работ подземного моделирования методом ВП при отсутствии вокруг "горной выработки" рудного тела.

Рассматривая вариант использования одной выработки при различном расположении рудного тела (ниже подошвы, выше кровли и сбоку) (рис. 4 а, б, в) отмечаются следующие закономерности.

Когда тело находится ниже подошвы, аномальный эффект от тела при глубине залегания верхней кромки его, равной 5 см, достигает 10,2%. При дальнейшем ее погружении до глубины 20 см аномальный эффект почти совершенно исчезает и составляет всего 2,2%. Таким образом, установлено, что при соотношениях глубины залегания верхней кромки рудного тела и величины разноса питающих электродов АВ 1:6 аномальный эффект от рудного тела становится весьма малым. (рис. 4-а).

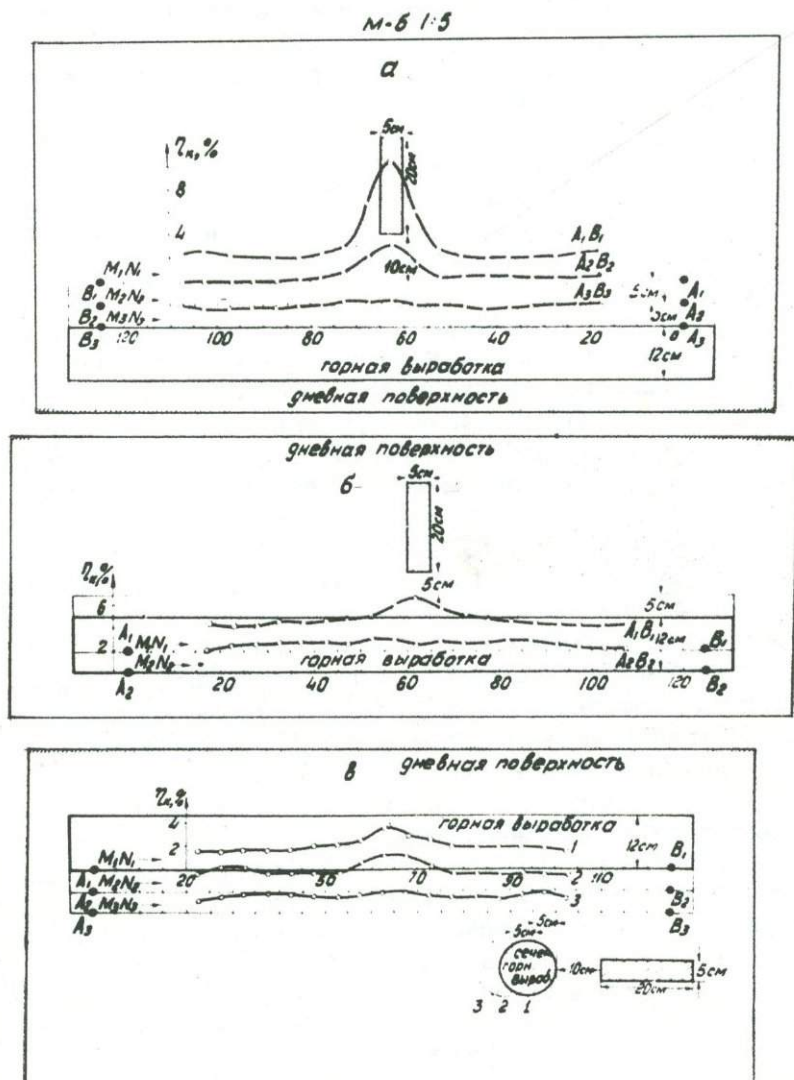


Рис. 4. Результаты работ подземного моделирования методом ВП при различном расположении рудного тела от подошвы, кровли и боковой стороны "горной выработки"

Когда тело находится выше кровли, аномальный эффект от тела, при глубине залегания нижней кромки его от кровли, равной 5 см, с учетом диаметра горной выработки, равном 12 см, достигает 4,6%. При дальнейшем удалении тела от горной выработки аномальный эффект от тела при глубине залегания нижней кромки его, равной 10 см + 12 см (диаметр выработки), составляет 2,2%. Таким образом, здесь также подтверждается отмеченная выше закономерность, сводящаяся к тому, что соотношение глубины залегания рудного тела от линии наблюдений к разносу питающих электродов 1 : 6 приводит к исчезновению аномального эффекта от тела (рис. 4-б).

Когда тело находится сбоку, аномальный эффект от тела, расположенного от горной выработки на расстоянии 10 см, с учетом половины диаметра горной выработки, достигает 4,0%. При дальнейшем удалении тела от стены горной выработки, аномальный эффект от тела исчезает и составляет всего 1,6% при расстоянии ближней грани его, равном 20 см + 6 см (половина диаметра выработки). С небольшим отклонением также подтверждается уже отмеченная закономерность, согласно которой при увеличении расстояния между рудным телом и линией наблюдений до одной шестой части АВ аномальный эффект от рудного тела постепенно исчезает (рис. 4-в).

Рассматривая вариант одновременного использования горной выработки и дневной поверхности при различных расположениях рудного тела по отношению к горизонтам питающих или приемных электродов (рис. 5-а, б) отмечаются следующие закономерности.

Когда питающие электроды установлены на дневной поверхности, а приемные электроды передвигаются по подошве выработки, то расположенное между ними рудное тело при расстоянии от линий наблюдений 5 см + 12 см (диаметр горной выработки) и от горизонта питающих электродов на 20 см создает аномальный эффект в 3%. Дальнейшее удаление рудного тела от линии наблюдений на 5 см и приближение к дневной поверхности приводит к уменьшению аномального эффекта до 2,1%. Таким образом, выясняется, что рудное тело, составляющее по длине примерно одну треть расстояния между горизонтами, создает аномальный эффект при достаточно близком расстоянии к линии наблюдений (с учетом диаметра горной выработки до 17 см) (рис. 5а).

Когда питающие электроды установлены на подошве, а приемные электроды передвигаются по дневной поверхности, то расположенное между ними рудное тело при расстоянии от линии наблюдений 5 см создает аномальный эффект около 15%. Дальнейшее удаление рудного тела от линий наблюдений до 25 см и приближение к подошве горной выработки приводит к уменьшению аномального эффекта до 2,3%. Становится ясным, что рудное тело, составляющее по длине примерно одну треть расстояния между горизонтами, создает аномальный эффект при расположении его от линии наблюдений до 20 см (рис. 5б).

На основании результатов исследований можно сделать следующие выводы.

При использовании одной горной выработки (установка срединного градиента), когда питающие и приемные электроды расположены на



Результаты модельных исследований могут рассматриваться, в основном, как дающие качественное представление о характере явлений и весьма приближенно количественные закономерности. Кроме того, они позволят проверять некоторые теоретические предположения и способствовать разработке способов истолкования полевых наблюдений, особенно в сложной обстановке, когда теоретические расчеты весьма затруднительны.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Балашов А.Н. Некоторые результаты моделирования скважинных вариантов метода вызванной поляризации. Сб. Методика и техника разведки, № 59, ОНТИ, ВИТР, 1967.
2. Комаров В.А., Шаповалов О.М. Методика моделирования полей вызванной поляризации рудных тел. Сб. Методика и техника разведки, № 49, ОНТИ, ВИТР, 1965.
3. Шаповалов О.М. Некоторые результаты модельных исследований по методу вызванной поляризации. Сб. Методика и техника разведки, № 49, ОНТИ, ВИТР, 1965.

С.В.Бадалян

## К РЕЗУЛЬТАТАМ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ ПО ПОДЗЕМНОЙ ГЕОФИЗИКЕ И ИХ ВНЕДРЕНИЯ НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Многолетние исследования по подземной геофизике отдела рудной геофизики ИГИС АН Арм.ССР на месторождениях полиметаллов, меди, молибдена, золота позволили разработать рациональный комплекс и определить его место при дальнейшем направлении геолого-разведочных и эксплуатационных работ.

Основные достижения ИГИС АН Арм.ССР в области научно-исследовательских работ по подземной геофизике сводятся к следующему:

1. Для измерения поляризуемости и удельного электрического сопротивления в подземных выработках изготовлено специальное приспособление, способное производить измерения электрических параметров при любом микрорельефе стенок выработки и путем математической обработки результатов измерений получить достоверную информацию об изменениях поляризуемости и удельного электрического сопротивления отдельных массивов руд и вмещающих пород при высокой производительности труда проводимых наблюдений.

2. Разработан и изготовлен прибор, позволяющий измерять физические свойства горных пород и руд в подземных и лабораторных условиях бесконтактным способом. Прибор, собранный на транзисторах, по сравнению с существующими, обладает определенными преимуществами, заключающимися в малогабаритности, транспортабельности, пыле- и влаго- непроницаемости. Прибор предназначен для измерения следующих параметров: диэлектрической проницаемости, удельного электрического сопротивления, поляризуемости, влажности, температуры, поглощения радиоволн и угла диэлектрических потерь.

3. Разработан подземный вариант метода естественного электрического поля (ЕП). Даны основы методики полевых работ в подземных выработках и скважинах, а также способы обработки и интерпретации результатов наблюдений. Изучено влияние искажающих факторов (горная выработка, шахтно-рудничное оборудование, блуждающие токи, фильтрационные поля) на результаты работ методом ЕП. Установлено, что метод ЕП может быть предложен для быстрого опознания всех выработок и скважин изучаемого месторождения с целью поисков и разведки рудных тел в околывыработочном и околоскважинном пространствах, а

также для оценки распространения крутопадающих рудных тел в глубину. При этом эффективность подземного варианта метода ЕП связана с использованием последнего при отсутствии в горных выработках промышленных помех и при обязательном учете влияния горной выработки, шахтно-рудничного оборудования, фильтрационных полей и т.д.

4. Разработан подземный вариант метода блуждающих токов (БТ). Принципиальная особенность методики подземного варианта БТ заключается в регистрации изменения разностей потенциалов во времени на двух точках (базисной и полевой). Из опробованных двух вариантов метода БТ эффективность применения каждого обусловлена специфическими условиями, а именно: при установке, заимствованной из метода теллурических токов, необходимым условием должно быть наличие одной линии источников помех. При использовании этой установки в обязательном порядке следует учесть влияние изменения расстояния точек наблюдения от источника. При сложной сети транспортных выработок (линии источников помех) применяется "градиентная" установка. Выведен ряд формул интерпретации данных метода блуждающих токов при различных расположениях транспортной и разведочной выработок. К геолого-разведочным задачам, решение которых в подземных выработках целесообразнее выполнять методом БТ, могут быть отнесены оконтуривание и корреляция рудных тел, поиски новых зон оруденения на флангах, изучение геологического строения месторождения.

5. Разработан подземный вариант метода вызванной поляризации (ВП). Опробован в двух вариантах – по подземным выработкам и горизонтальным скважинам. Разработана методика работ с использованием одной выработки (профилирование: симметричное, комбинированное, трехэлектродное, срединный градиент и зондирование: четырехэлектродное и трехэлектродное); с одновременным использованием нескольких горных выработок (скважин), (изучение межвыработочного пространства, заряд). Специфическая особенность подземного варианта метода ЕП заключается в том, что при любом расположении выработок и скважин (вертикальных или горизонтальных) можно применить соответствующую схему наблюдений. При этом транспортные порные выработки могут быть исключены как линии подземных наблюдений. Установлено влияние шахтно-рудничного оборудования, влажности, неровностей дневного рельефа, подземных выработок и токопроводящих линий при подземных наблюдениях методом ВП и принципы их учета. Доказана высокая геологическая эффективность метода для прямых поисков "слепых" глубокозалегающих рудных тел из подземных выработок. Определены геологические возможности для прослеживания рудоконтролирующих структур. Разработан специальный шахтный прибор по методу ВП.

6. Разработан подземный вариант метода СДВР (сверхдлинноволновый вариант метода радиокип), позволяющий производить исследования как в выработках, так и в скважинах, с целью выявления рудных тел, контактов разнородных пород, тектонических нарушений и т.п. Установлено, что искажающее влияние искусственных проводников на результаты метода радиокип менее существенно, чем в методе радиоволнового

просвечивания, и с помощью различных методических приемов может быть значительно снижено. Форма графиков напряженности поля позволяет определить направление на объект, вызвавший аномалию. Метод СДВР, как наиболее мобильный, экономически эффективный и обладающий сравнительно высокой помехоустойчивостью, может быть предложен для опробования всех выработок и скважин изучаемого месторождения с целью поисков и разведки рудных тел в околоскважинном и околоскважинном пространствах, а также для выделения контактов, тектонических зон и т.д. Разработана и сконструирована скважинная аппаратура для измерения вертикальных и горизонтальных компонент  $\vec{E}$  электромагнитного поля СДВ, позволяющая производить геофизические исследования в односкважинном варианте. Метод СДВР может быть успешно применен как в центральной части месторождения с густой сетью горных выработок, так и на флангах по одиночным выработкам и скважинам, в то время как радиоволновое просвечивание, например, и наиболее распространенные варианты других подземных методов требуют наличия двух или более выработок.

Доказана высокая эффективность метода электрической корреляции (заряженного тела) при прослеживании и оконтуривании выявленных рудных зон между выработками, горизонтами и скважинами подземного бурения. Исходя из такого характера задач, сопутствующих промышленной разведке на рудниках, метод обладает большой актуальностью и перспективами развития. К настоящему времени осуществлена корреляция между горизонтами на расстоянии 100 метров при умеренной электропроводности коррелируемых рудных зон. Рассмотрены также возможности уменьшения искажающих факторов (блуждающих токов и шахтно-рудничного оборудования).

Практические результаты применения методов подземной геофизики на эксплуатируемых месторождениях Армянской ССР сводятся к следующему:

По Ахталскому барито-полиметаллическому месторождению

Для проверки электроразведочных аномалий по штреку 54 штольни 16 отделом рудной геофизики были рекомендованы скважины 330 и 334. Первая скважина в интервале 20-45,0 м пересекла зону интенсивной пиритизации, а в интервале 45,0-45,5 м прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение с промышленным содержанием металлов. Вторая скважина в интервале 33,4-40,4 м пересекла зону интенсивной сульфидной минерализации с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. В некоторых участках зоны содержание металлов достигало промышленных кондиций. В результате подземных исследований на Ахталском месторождении была обнаружена новая зона прожилково-вкрапленных руд с промышленным содержанием свинца, цинка и меди в руде от 1,79 до 4,77%, что послужило основанием дальнейшего развития геолого-разведочных работ на этом месторождении.

## По Шамлугскому медно-колчеданному месторождению

по результатам геофизических исследований в период 1967-1969 г.г. на Шамлугском месторождении выявленные перспективные аномальные зоны были рекомендованы для проверки бурением, в результате чего выяснилось следующее.

Скважины 507 и 511, пробуренные из шторка 1933 (горизонт 140, кап. шт. 1), вскрыли серии рудных пересечений вместе с зонами интенсивной минерализации. Максимальное содержание отдельных металлов достигало  $\text{Cu}$  - 1,4%;  $\text{Pb}$  - 2,2% и  $\text{Zn}$  - 16,2%. При этом одно из этих пересечений является восточным продолжением линзы № 8 за альботофировой дайкой.

Скважина 496, пробуренная на том же горизонте кап.штольни 1 из шторка 1209 на глубине 22,9-26,7, вскрыла зону минерализованных пород. Скопления медно-серно-колчеданных включений в начале интервала сменяются рассеянной минерализацией пирита и прожилками того же состава. Мощность только медной жилы составляет 1,3 м при содержании меди 0,7%, являющимся кондиционным для данного месторождения. В последующем стало известно, что от шторка 1209 ранее была задана горизонтальная скважина 148, которая в двух местах подсека зоны оруденения. В целом, данные бурения весьма четко согласуются с характером аномальных полей.

Скважина 528, пробуренная из квершлага 1899 (гор. кап. шт. 1), установила две новые медные жилы промышленного значения: результаты рудных пересечений по скважине следующие: мощность первой жилы 0,8 м при содержании меди 3,7%, а мощность второй жилы 0,7 м с содержанием меди 3,15%. Вскрытые скважиной 528 две новые жилы в настоящее время доразведуются. Скважина 515, пробуренная из шторка 1209 для проверки аномалий по шторку 1809 (в районе стыковки аномальных зон квш. 1899 и шторка 1209), установила непромышленное серно-колчеданное оруденение мощностью 0,75 м.

Из остальных результатов по Шамлугскому месторождению, представляющих интерес, следует отметить: наблюдения по шторку 1951 (гор. кап. шт. 1) позволяют уточнить протяженность известной жилы; по штольне "Вентиляционная" отмечается совершенно новая аномальная полоса, параллельная жиле 14 и явно перспективная с точки зрения вскрытия новой медной жилы. Данный участок рекомендован для проверки бурением.

## По Дастакертскому медно-молибденовому месторождению

На основании комплексной интерпретации результатов электроразведочных исследований по горизонту шт. "Южная" и с учетом уже выявленных медно-молибденовых оруденелых участков по данным опробования, удалось установить взаимосвязь между выявленными по выработкам и горизонтальным скважинам зонами оруденения и оконтурить эти зоны. Аналогичная задача была решена также для горизонта шт. "Новая". Составление этих зон с участками промышленного содержания медно-молибденовых руд дает удовлетворительные результаты.

## По Зодскому золоторудному месторождению

Наряду с подтверждением известных зон золоторудного оруденения по отдельным горизонтам и их прослеживанием между горизонтами на участке "Центральный", наблюдается также закономерное увеличение мощности аномальных участков по правой зоне, достигающее на нижнем горизонте своего максимального значения; это указывает на потенциальную возможность прослеживания указанной золотоносной зоны ниже горизонта 40 на значительную глубину. С точки зрения эксплуатационной разведки это весьма существенный фактор.

На основании комплексных электроразведочных исследований методами радиокип, естественного электрического поля и вызванной поляризации отмечено, что выявленные при горно-проходческих работах маломощные кварц-сульфидные жилы в начальной части шт. 5 распространяются в глубину через штольни 122 и 25 более чем на 100 метров.

Исследованиями методом естественного электрического поля на участке "центральный" отмечено, что, исходя из объемного распределения естественных полей на рудных месторождениях, рудные зоны участка "Центральный" распространяются на глубину более чем на 500 м от нижнего горизонта (шт. 40).

Установлено, что существует закономерная связь между зональностью минералогического состава и значением поляризуемости. От верхних горизонтов до нижних для золоторудных зон участка "Центральный" наблюдается закономерное повышение поляризуемости и, в ряде случаев, удельного электрического сопротивления. Повышение поляризуемости на Зодском месторождении обусловлено сменой интенсивности окисленных руд в глубине первичными сульфидами. Эта общая закономерность достаточно четко коррелируется повышением с глубиной содержания сульфат иона.

Касаясь экономической эффективности подземных геофизических исследований, можно сказать следующее:

Как уже было отмечено, благодаря применению методов подземной геофизики, были вскрыты новые рудные зоны с промышленным содержанием меди, цинка и свинца в руде (Ахтала, Шамлуг). При этом производство геофизических работ только по штолку 54 штольни 16 (Ахтала) исключило бурение двух новых скважин глубиной до 250 м при общей стоимости 6,25 тыс. руб. и аналогичные расчеты по штолку 1899 и кваршлагу 1933 горизонта 140 (Шамлуг) позволили оценить экономию в 7,5 тыс. рублей. Вместе с тем себестоимость разведки на единицу тонны металла после применения методов подземной геофизики с 50 рублей снизилась до 26 рублей (Ахтала).

Морфология полиметаллических рудных линз 10, 11 Ахтальского месторождения и система разведки такова, что прослеживание рудных линз осуществлялось серией скважин, заданных из параллельных выработок-штолков, пройденных от стволов штолен 7, 16. Однако разведку линз 10 и 11 можно было бы осуществить бурением более редкой сети разведочных скважин при условии сочетания комплекса геофизических методов. Геофизические, а точнее, электроразведочные исследования можно было осуществить методами электрической корреляции, ВП (схема

заряда, ВЭЗ-ВП) и подземной гравirazведкой, определяя при этом размеры и элементы залегания хорошо проводящих и поляризуемых полиметаллических рудных тел. Тем самым можно будет сэкономить средства на бурение скважин из горных выработок, предназначенных для прослеживания и оконтуривания рудных тел, залегающих как ниже (шт. 7), так и выше (шт. 16) горизонтов наблюдений.

Общеизвестно, что проходка горных выработок значительно дороже, чем бурение скважин, поэтому замена проходки штреков и кваршлагов подземным бурением (преимущественно горизонтальным) дала бы значительную экономию средств. Но эта экономия сама по себе нерентабельна, если при замене будет занижена геологическая эффективность геолого-разведочных работ. С этой точки зрения, проведением геофизических (электроразведочных) исследований по подземным горизонтальным скважинам, специально пробуренным взамен горных выработок, заполняется этот пробел и экономическая целесообразность такой реорганизации горно-разведочных работ должна быть весьма ощутима.

Таким образом, на основании разработанного комплекса подземных электроразведочных методов на рудных месторождениях республики, можно решать следующие основные задачи:

1. Прямые поиски рудных залежей в окрестностях горных выработок и в межвыработочном пространстве.
2. Уточнение формы и положения в пространстве рудных залежей, вскрытых горными выработками и скважинами подземного бурения.
3. Решение некоторых геолого-структурных задач.
4. Решение горно-технических, инженерно-геологических и гидро-геологических задач.

Исходя из конкретных физико-геологических условий изучаемых месторождений, геологические задачи, решаемые комплексом подземных электроразведочных методов, сводятся к следующему:

- выявлению и прослеживанию массивных полиметаллических и медно-колчеданных рудных тел;
- выявлению и прослеживанию зон вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения;
- прослеживанию кварц-сульфидных золотоносных жил;
- корреляция рудных тел, вскрытых выработками (скважинами);
- прогнозу оруденения в глубину при наличии нескольких разведочных горизонтов;
- прослеживанию контактов различных пород, контролирующих оруденение;
- прослеживанию рудоконтролирующих тектонических нарушений;
- обнаружению участков водонакоплений и ослабленных трещиноватых зон перед забоев горной выработки и в околывыработочном пространстве;

На основании проведенных подземных электроразведочных исследований можно сделать некоторые общие выводы.

1. Подземная геофизика как разведочный метод-новое направление исследований для эксплуатируемых месторождений Армянской ССР. Судя по тем методическим и производственным результатам, которыми

мы располагаем по месторождениям Армении, методы подземной геофизики могут быть успешно применены и на других горнорудных объектах при эксплуатационной разведке. Очевидно, настало время в обязательном порядке учитывать все имеющиеся геофизические данные при заложении подземных буровых скважин и проходке горных выработок по району эксплуатируемых месторождений.

2. Обследование горных выработок подземными электроразведочными методами должно быть, по-видимому, осуществлено так же, как и при каротажных работах. Несвоевременное производство геофизических исследований в дальнейшем приведет к определенным техническим затруднениям, что способствует увеличению влияния искусственных проводников и снижению эффективности геофизических работ при решении геологоразведочных задач.

3. Опыт электроразведочных работ в подземных горных выработках показывает интересные возможности решения инженерно-геологических и гидрогеологических задач (выявление пустот, ослабленных участков или водообильных зон). Подземная геофизика в этой области в производственных масштабах используется недостаточно.

4. Анализ работ по подземной электроразведке на месторождениях Армянской ССР показал, что при помощи методов подземной геофизики иногда более уверенно решаются задачи уточнения структурных или литологических особенностей рудных полей, чем задачи прямых поисков рудных тел. В таких случаях целесообразно и рационально вести работы по установлению этих косвенных поисковых признаков. Такая постановка вопроса требует тесного сочетания всех видов геофизических исследований не только рудничных и скважинных (наземных и подземных), но и наземных исследований. Последнее недостаточно практикуется на горнорудных предприятиях республики.

Следует иметь в виду, что отрицательное заключение относительно наличия оруденения, данное на основании геофизической разведки, в какой-либо подземной горной выработке сокращает, а иногда и исключает бурение безрудных скважин.

Для повышения эффективности геолого-разведочных работ на эксплуатируемых объектах Армянской ССР безотлагательно требуется расширение комплекса и объемов геофизических исследований.

Г.О.Газарян

### К РАСЧЕТУ НОРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПРИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ СВЕРХДЛИННОВОЛНОВЫМ ВАРИАНТОМ МЕТОДА РАДИОКИП В ПОДЗЕМНЫХ УСЛОВИЯХ

За последнее десятилетие с целью поисков глубоко залегающих рудных объектов успешно развивается подземная геофизика [8], при которой геофизические исследования проводятся в существующих или специально проходимых подземных горных выработках и скважинах.

В подземных условиях могут быть использованы почти все существующие геофизические методы, применяемые при разведке с поверхности земли. Из-за специфики производства геофизических работ в действующих рудниках и шахтах, выдвигается задача разработки новой аппаратуры, методики и техники работ и особых приемов интерпретации результатов наблюдений.

Начиная с 1964 года в ИГИСе разрабатывается новая модификация подземной электроразведки — сверхдлинноволновый вариант метода радиокип [1-5]. Как известно, сущность метода радиокип заключается в том, что изучается электромагнитная волна, распространяющаяся вдоль земной поверхности, под действием которой в хорошо проводящем включении возникают индукционные электрические токи, создающие добавочное переменное поле той же частоты. Именно выделение и измерение этого добавочного поля (аномальное поле) на фоне нормального поля составляет основу поисков рудных тел, прослеживания тектонических нарушений, выявления контактов разнородных пород и т.п.

Для практического использования подземной разведки методом радиокип необходимо знать значение нормального поля сверхдлинных радиоволн (СДВ) как вдоль подземной выработки, так и вдоль оси скважины, и, кроме того, иметь представление о тех аномальных искажениях на кривых магнитных составляющих напряженности поля, которые обуславливаются проводящими рудными телами.

Известно, что условия распространения радиоволн вдоль земной поверхности весьма сложны, а строгая теория данного вопроса отсутствует [6]. В связи с этим нормальные поля СДВ под землей рассматриваются ниже лишь в первом приближении.

Расчет нормального поля электромагнитной волны на глубине вдоль выработки или оси скважины может быть осуществлен по формуле, учитывающей условия распределения радиоволны, характер залегания плос-

кости раздела земля-воздух и угол наклона скважины. Вывод соответствующих формул основывается, в первую очередь, на значении напряженности магнитной составляющей  $H_{po}$  электромагнитного поля на поверхности земли и на глубине  $h - H_h$ , которая при горизонтальной плоскости раздела земля-воздух равна:

$$H_h = H_{po} e^{-\delta h},$$

где  $\delta$  - коэффициент поглощения радиоволн горными породами;  
 $h$  - глубина профиля наблюдения.

Если принять условие при котором направление на передающую радиостанцию совпадает с осью  $X$  и для некоторого момента времени вектор электрического поля направлен вдоль оси  $Z$ , а вектор магнитного поля ориентирован вдоль положительной полуоси  $Y$ , то при рассмотрении наклонной скважины могут представиться два случая: скважина отклонена влево или вправо от вертикальной оси. В этом случае нормальное поле  $H_{po}$  на глубине  $h$  может быть представлено в виде составляющих: осевой  $H'_{zc}$  и нормальной  $H'_{nc}$ . Если обозначить угол наклона скважины через  $\gamma$ , то эти составляющие нормального поля выразятся так:

$$\begin{aligned} H'_{zc} &= H_{po} e^{-\delta h \cos \gamma}, \\ H'_{nc} &= H_{po} e^{-\delta h \sin \gamma}. \end{aligned}$$

При наклонной плоскости раздела земля-воздух на поверхности земли вектор  $H_{po}$  характеризуется двумя составляющими: горизонтальной  $H_{yo}$  и вертикальной  $H_{zo}$ , которые соответственно равны:

$$H_{yo} = H_{po} \cos \Psi; \quad H_{zo} = H_{po} \sin \Psi,$$

где  $\Psi$  - угол наклона местности.

В этом случае формулы для расчета вертикальной  $H_z h$  и горизонтальной  $H_h h$  составляющих напряженности магнитного поля вдоль выработки и оси вертикальной скважины, заданной с наклонной плоскости раздела земля-воздух, могут быть представлены в виде:

$$\begin{aligned} H_z h &= H_{po} e^{-\delta h \cos \Psi} \sin \Psi, \\ H_h h &= H_{po} e^{-\delta h \cos \Psi} \cos \Psi. \end{aligned}$$

Более сложные формулы для расчета нормального поля получаются в случае проведения наблюдений вдоль наклонных скважин при наклонной плоскости раздела земля-воздух.

Нормальные поля  $H'_{nc}$  и  $H'_{zc}$  в скважине, отклоненной влево от вертикальной оси при отрицательном угле наклона местности идентичны с нормальными полями в скважине, отклоненной влево от вертикальной оси при положительном угле наклона местности, и вычисляются по формулам:

$$\begin{aligned} H'_{nc} &= H_{po} e^{-\delta h \sin [180^\circ - (\Psi + \gamma)]} \sin [180^\circ - (\Psi + \gamma)], \\ H'_{zc} &= H_{po} e^{-\delta h \sin [180^\circ - (\Psi + \gamma)]} \cos [180^\circ - (\Psi + \gamma)]. \end{aligned}$$

Нормальные поля в скважине, отклоненной вправо от вертикальной оси при отрицательном угле наклона местности  $\Psi$  идентичны с нормальными полями в скважине, отклоненной влево от вертикальной оси при положительном угле наклона местности, и вычисляются по формулам:

$$H'_{HC} = H_{PO} e^{-\delta h \sin(\gamma - \Psi)} \sin(\gamma - \Psi),$$

$$H'_{ZC} = H_{PO} e^{-\delta h \sin(\gamma - \Psi)} \cos(\gamma - \Psi).$$

Теоретические кривые осевой /вертикальной/ составляющих нормального магнитного поля вдоль оси скважины с учетом угла наклона скважины и плоскости раздела земля-воздух показаны на рис. 1, 2 и 3.

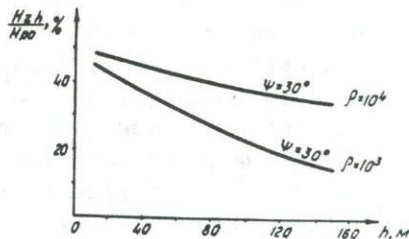
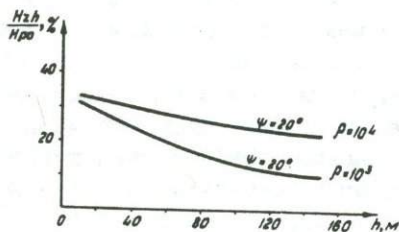
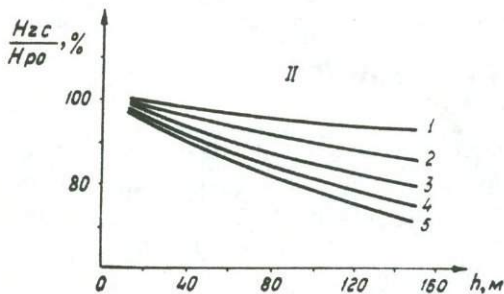
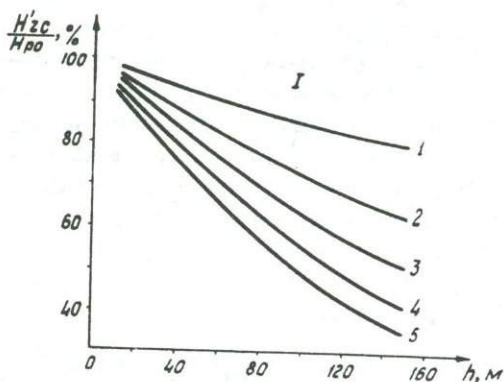


Рис. 2. Теоретические кривые нормального поля вертикальной составляющей  $H_{zh}$  вдоль оси вертикальной скважины, заданной с наклонной плоскости раздела земля-воздух  $\Psi = 20^\circ; 30^\circ;$   
 $\rho = 10^3 \text{ ом} \cdot \text{м}; 10^4 \text{ ом} \cdot \text{м}$

Рис. 1. Теоретические кривые нормального поля осевой составляющей  $H'_{ZC}$  вдоль оси наклонной скважины, заданной с горизонтальной плоскости раздела земля-воздух.

1 - для среды с  $\rho = 10^3 \text{ ом} \cdot \text{м};$   
 П - для среды с  $\rho = 10^4 \text{ ом} \cdot \text{м};$   
 1 -  $\gamma = 80^\circ; 2 - \gamma = 70^\circ; 3 - \gamma = 60^\circ;$   
 4 -  $\gamma = 50^\circ; 5 - \gamma = 40^\circ$

Таким образом, для каждого конкретного случая по вышеприведенным формулам производят расчет нормального поля, как это принято, например, в методе радиоволнового просвечивания [7].

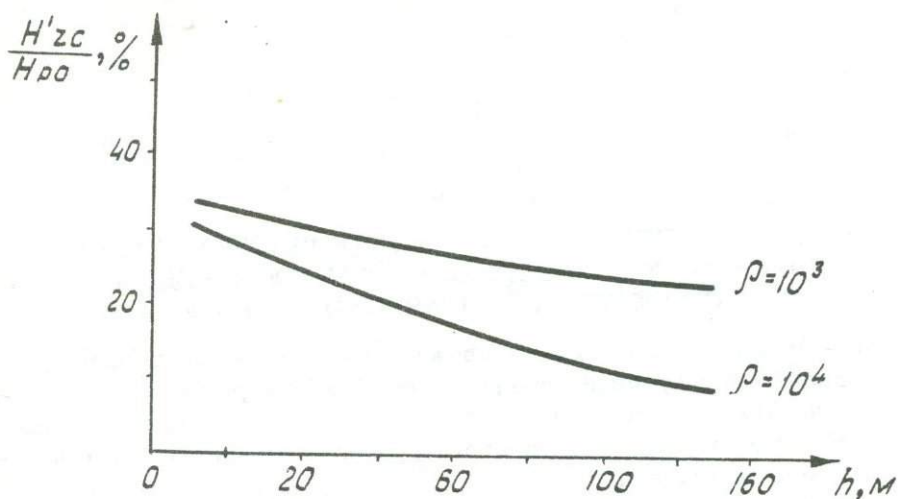


Рис. 3. Теоретические кривые нормального поля осевой составляющей  $H'_{zc}$  вдоль оси скважины, отклоненной влево от вертикальной оси при отрицательном угле наклона местности /  $\Psi = 30^\circ$ ;  $\rho = 10^3$  ом·м;  $10^4$  ом·м/

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бадалян С.В., Ванцян Г.М., Газарян Г.О. О геофизических поисках глубоко залегающих рудных тел на колчеданных месторождениях Армении. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", 5-6, 1967
2. Газарян Г.О. Определение сопротивления среды при исследованиях сверхдлинных радиоволн /10-30 кгц/ в подземных горных выработках. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. XX1, 3, 1968.
3. Газарян Г.О. Результаты опробования сверхдлинноволнового варианта метода радиокип в Армении. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", т. ХУШ, 3-4, 1965.
4. Газарян Г.О. К вопросу о скважинном варианте метода СДВ радиокип. "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле" т. XX, 6, 1966.
5. Газарян Г.О. Опыт применения сверхдлинноволнового варианта метода радиокип в подземных условиях. Вопросы развед. геоф. вып. 7, шахтно-рудничная геоф., "Изд. "Недра", Л., 1968
6. Долуханов М.П. Распределение радиоволн. Связьиздат, 1960.
7. Справочник геофизика, том III. Гостоптехиздат, М., 1963
8. Тархов А.Г. Современное состояние и перспективы развития подземной геофизики. Изв. высш. уч. зав. "Геология и разведка", № 11, 1967.

В.Б. Гамоян

## СТРУКТУРА ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ПОТЕНЦИАЛООПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФАКТОРЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Рудные месторождения имеют сложное геологическое строение с неоднородной концентрацией минералов с неравномерным распределением химических элементов в твердой и жидкой фазах. Отмеченные факторы глубоко отражаются на структуре естественного электрического поля месторождений.

Одним из главных условий возникновения и существования естественных полей на сульфидных месторождениях является различие и циркуляция подземных вод.

Э.д.с. рудного тела образуется в результате воздействия на него потенциалоопределяющих факторов, главными из которых являются концентрации водородных и сульфидных ионов, а также ионов, образующих буферные окислительно-восстановительные системы. Величина э.д.с. зависит от градиента потенциалоопределяющих факторов в пределах глубин залегания рудного тела.

При изучении структуры ЕП рудного месторождения необходимо рассмотреть ее в связи с геологическим строением и потенциалоопределяющими факторами.

ИГИС АН Армянской ССР на Ахтальском барит-полиметаллическом, Дастакертском медно-молибденовом, Шамлугском медном, Зодском золоторудном и Кафанском медно-полиметаллическом месторождениях, с целью разработки методики подземных вариантов ряда геофизических методов проведены комплексные исследования, включая структуру ЕП и потенциалоопределяющие факторы.

### 1. Структура ЕП и потенциалоопределяющие факторы Ахтальского месторождения

В пределах Ахтальского месторождения выделяются линзы №№ 10 и 11, представленные галенитом, халькопиритом, сфалеритом и баритом.

Химический состав вод месторождения формируется в результате процессов окисления и растворения сульфидных руд. Общая минерализация рудничных вод составляет 450-9600 мг/л и возрастает в направлении стока. В зонах оруденения воды имеют кислую реакцию со значениями  $pH = 2-4$ , обусловленную повышенной минерализацией (высокое содержание сульфидов, меди, цинка, железа и свинца).

Наблюдения потенциала ЕП на месторождении проводились по горным выработкам и скважинам горизонтов штолен №№ 7, 16 и 27 в районе известных рудных линз №№ 10 и 11.

На рис. 1 показана изопотенциальная карта ЕП от рудной линзы № 11. Вблизи верхней части линзы отмечается глубокий минимум потенциала ЕП, который уменьшается по абсолютной величине в сторону ее падения и меняет знак на положительный.

Комплексная интерпретация полученных материалов приводит к следующим заключениям:

- а) ось поляризации рудной линзы совпадает с направлением ее падения;
- б) рудное тело поляризовано положительным зарядом в верхней, отрицательным зарядом — в нижней части, а окружающая среда на границе имеет обратный знак;
- в) положительная часть сферы распространения ЕП рудной линзы гораздо больше по сравнению с отрицательной частью.

## 2. Структура ЕП и потенциалопределяющие факторы Дастакертского месторождения

Рудовмещающими породами месторождения являются порфириды. Здесь в большом рудном поле широко распространено убогое медно-молибденовое оруденение, среди которого в зоне смятия и дробления расположены обогащенные полосы. Встречаются также гнездообразные и линзообразные рудные тела. Главными минералами месторождения являются пирит, халькопирит, молибденит, халькозин и др.

Химический состав вод Дастакертского месторождения обусловлен, главным образом, процессами растворения пирита, халькопирита, молибденита. В отличие от Ахтальского месторождения, здесь содержание металлов, свободного кислорода,  $SO_4$ ,  $Ca$  величины ОВП и pH в пространстве меняются слабо, что объясняется характером оруденения.

Наблюдения потенциала ЕП на Дастакертском месторождении проводились на поверхности земли, по горным выработкам и скважинам горизонтов штолен "Южная", "Новая" и № 30.

Общее поле по горизонту штольни "Южная", пересекающему верхнюю часть оруденелой зоны, характеризуется отрицательным потенциалом 200 мВ, на фоне которого отмечаются локальные аномалии, вызванные рудными накоплениями с небольшими размерами. На горизонте шт. "Новая" общее поле характеризуется положительным потенциалом до 180 мВ, на фоне которого выделяются неинтенсивные аномалии, связанные с обогащенными участками.

Локальные естественные поля на обоих горизонтах проявляются как положительными, так и отрицательными аномалиями потенциала. Характер полученных кривых ЕП хорошо совпадает с типом оруденения и характером распределения потенциалопределяющих факторов. Во всех трех случаях имеется общий фон и на нем локальные аномалии.

## 3. Структура ЕП и потенциалопределяющие факторы Шемлугского месторождения

Рудные тела Шемлугского месторождения представляют штоки пло —

шадью от 3 до 10 тыс. км.м. и мощностью 10–20 м. Вмещающими рудными телами являются измененные породы. Рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит.

Химический состав вод на месторождении характеризуется наличием продуктов окисления указанных сульфидов. Воды рудных зон богаты сульфатами закисного и окисного железа, меди, ионами серы различной валентности— высшей в зоне окисления и низшей— в зоне первичных руд. В зонах оруденения воды имеют кислую реакцию рН 2–4, обусловленную повышенной минерализацией. По мере удаления от рудного участка содержание элементов рудной минерализации в водных растворах резко падает.

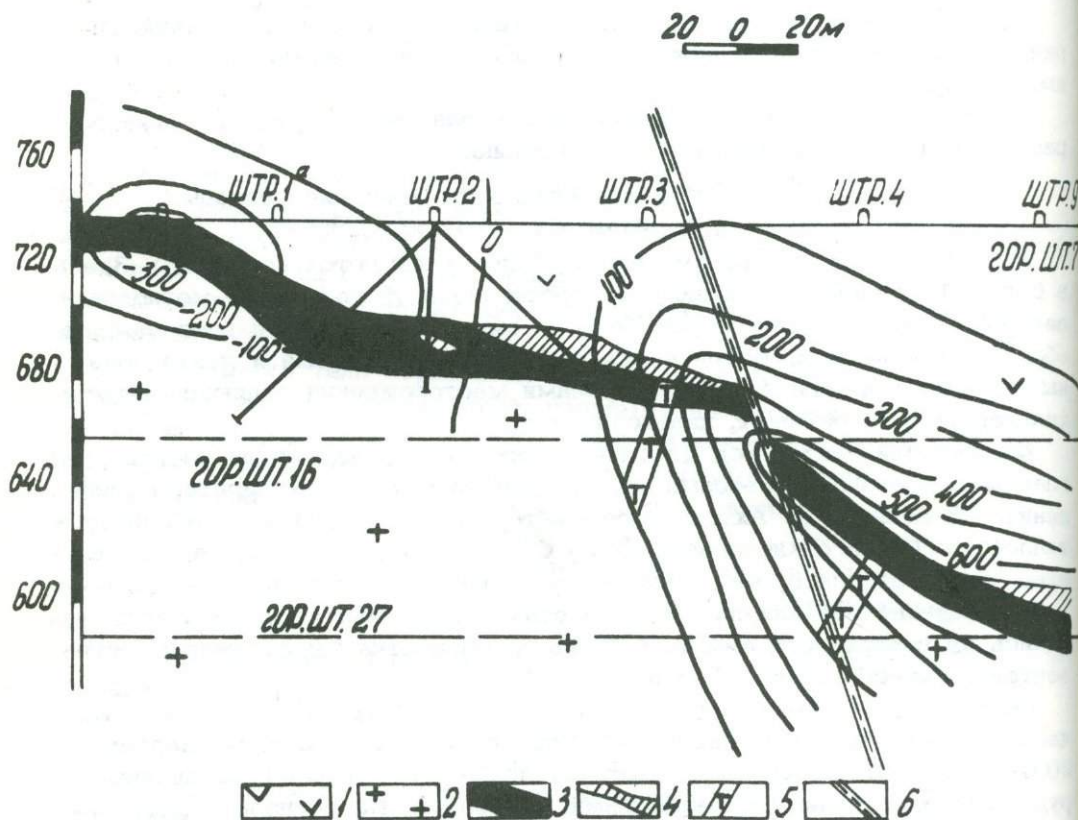


Рис. 1. Структура ЕП Ахталского барит-полиметаллического месторождения.

1 - порфириты; 2 - кварц-порфиры; 3 - полиметаллическая руда; 4 - баритовая руда; 5 - дайки фельзит-порфиров; 6 - тектоническое нарушение

На Шамлугском месторождении изучались структуры ЕП рудной жилы № 14 и штока "К4".

Наблюдения потенциала ЕП на участке рудной жилы № 14 проводились на четырех горизонтах (рис. 2а). По полученной изопотенциальной карте над рудной жилой наблюдается глубокий минимум потенциала ЕП,

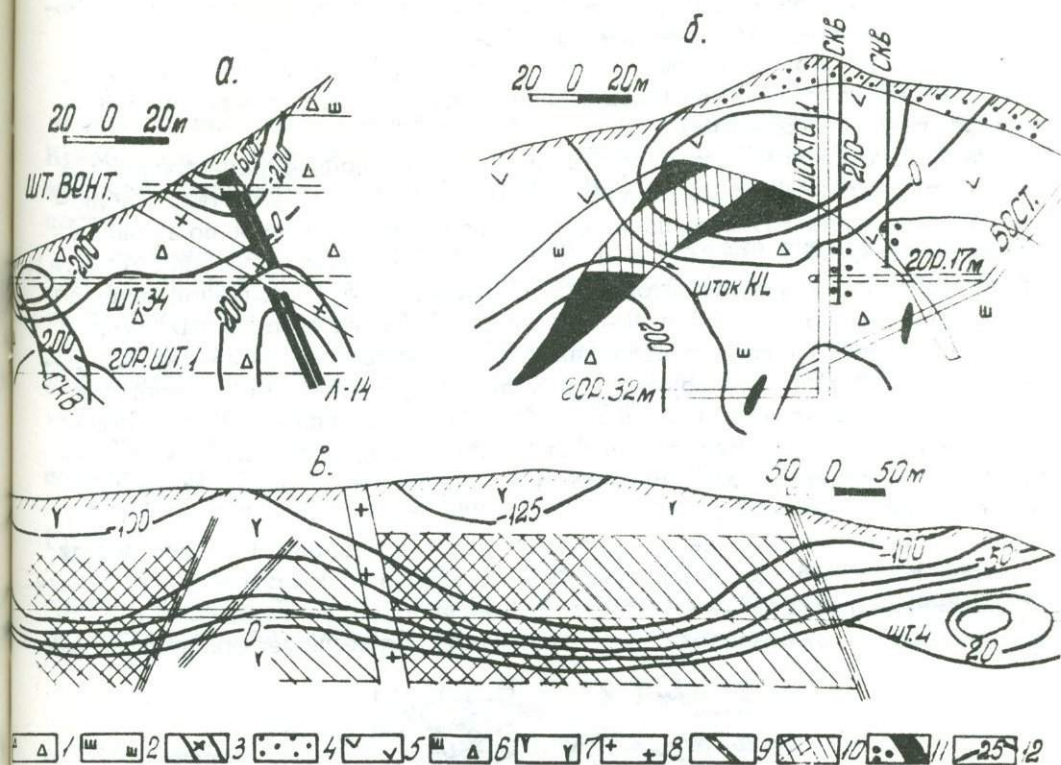


Рис. 2. Структура ЕП линзы № 14 и штока К4 Шамлугского месторождения - 2а и Шаумянского участка Кафанского месторождения - 2б.

1 - туфобрекчии порфиритов; 2 - кератофиры; 3 - дайка диабазовая; 4 - песчаники; 5 - альбитофиры; 6 - кератофировые брекчии; 7 - кварцевые порфириты; 8 - диоритовая дайка; 9 - тектонические нарушения; 10 - медно-полиметаллические жилы и вкрапленно-прожилковое оруденение; 11 - медно-колчеданные рудные зоны и жилы; 12 - изопотенциальные линии.

который уменьшается по абсолютной величине сверху-вниз и меняет знак на положительный.

#### 4. Структура ЕП и потенциалоопределяющие факторы Зодского месторождения

Рудные зоны Зодского золоторудного месторождения приурочены к разломам в породах габбро. Рудными минералами являются пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит и др.

По физико-химическим условиям и различной степени окисления руды Зодского месторождения подразделяются на три зоны:

1. Зона окисления, сложенная бурыми железняками с реликтами сульфидных руд.

2. Зона частичного выщелачивания, представленная рудами карбонатного состава.

3. Зона первичных или сульфидных руд, представленная кварц-карбонатной породой с сульфидной минерализацией.

Воды Зодского месторождения, в основном, нейтральные—  $pH=6-8$ , что объясняется небольшим содержанием химических элементов в водных растворах (700–1500 мг/л).

На Зодском месторождении с целью оценки распространения рудных зон на глубину изучалась структура ЕП центрального участка. Наблюдения потенциала ЕП проводились по поверхности земли и по горизонтам штолен А, № 1, 98, 5, 25 и 40 (рис. 3). Горизонты штолен А, №№ 1, 98 и, частично, горизонт штольни № 5 проходят по окисленной зоне, а горизонты штолен №№ 25 и 40— по зоне первичных сульфидных руд.

Представленная изопотенциальная карта изображает естественное поле, вызванное рудными зонами центрального участка. По поверхности земли и по горизонтам штолен А №№ 1, 98, 5 потенциал в окружающей среде имеет отрицательный знак. При удалении на глубину потенциал ЕП постепенно увеличивается и на горизонте штольни № 25 принимает положительный знак.

Наблюдения, проведенные на рудных месторождениях Рудного Алтая, Центрального Казахстана, Киргизии и Закавказья показывают, что обычно размеры отрицательной области потенциала ЕП по вертикали в 3–5 раз меньше положительной / 1,2,3/. Исходя из вышеперечисленных фак-

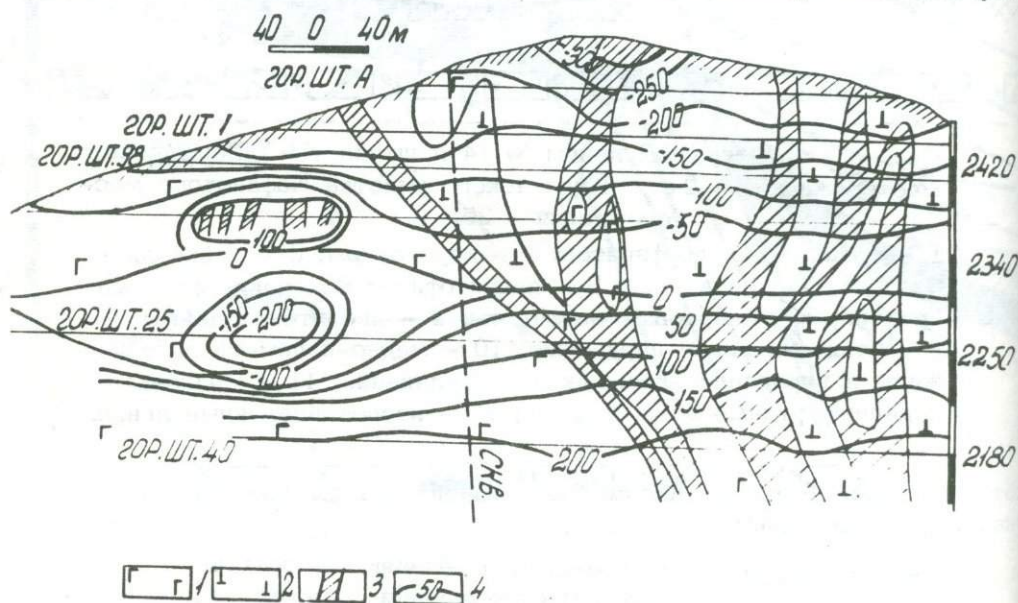


Рис. 3. Структура ЕП Зодского месторождения  
1 — габбро; 2 — перидотиты; 3 — рудные зоны;  
4 — изопотенциальные линии

торов можно предполагать, что рудные зоны центрального участка Зодского месторождения по вертикали имеют большие размеры (1000–1500 м), т.е. продолжаютя вниз от нижнего горизонта (горизонт штольни № 40) на 600–1100 м. Это доказывается тем, что размеры аномалии ЕП вкрест простирания рудных зон очень большие.

## 5. Структура ЕП и потенциалоопределяющие факторы Шаумянского участка Кафанского месторождения

Шаумянский участок Кафанского месторождения характеризуется наличием рудных жил, залегающих в измененных кварцевых порфиритах. Кроме рудных жил, в западной части участка имеется вкрапленно-прожилковое оруденение. Руды участка повсеместно имеют колчеданный состав.

Геохимическое изучение рудничных вод, а также исследование методом ЕП проводились здесь по горизонту штольни № 4 и по поверхности земли вдоль штольни № 4.

Общая минерализация рудничных вод участка колеблется в пределах 920–7300 мг/л. В рудных зонах воды имеют кислую реакцию ( $\text{pH} = 3-4$ ), обусловленную повышенной минерализацией.

Естественное поле рудных жил и минерализованной зоны на земной поверхности и по штольне № 4 отмечается отрицательным потенциалом. На общем фоне выделяется локальная аномалия на интервале 180–230 м. (рис. 2).

По структуре ЕП Шаумянского участка можно предполагать, что рудные жилы, а также вкрапленно-прожилковое оруденение продолжаются на несколько сот метров ниже горизонта штольни № 4.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Беневаденский И.П. Геологическая интерпретация аномалий естественного электрического поля на редкометальных месторождениях штокверкового типа центрального Казахстана. Геофизические методы разведки в Казахстане (сборник статей членов НТО горного Казахстана геофизического треста). Алма-Ата, сентябрь 1958.
2. Гамоян В.Б. В К вопросу применения метода естественного электрического поля в подземных горных выработках. "Известия АН Армянской ССР", "Науки о Земле", 2, 1969.
3. Рысс Ю.С., Тясто А.С. Структура естественных электрических полей на рудных месторождениях и ее использование при поисках и разведке полезных ископаемых. Обзор. Серия "Региональная, разведочная и промысловая геофизика", ОНТИ ВИЭМС, вып. 2, 1966.

М.Г.Геворкян, Л.А.Мурадян

## МОДЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДА ВП С ПОМОЩЬЮ МАТЕРИАЛА, ОБЛАДАЮЩЕГО СВОЙСТВАМИ ПОЛЯРИЗАЦИИ

В настоящее время, в связи с широким внедрением метода вызванной поляризации (ВП) в практике геологоразведочных работ, стоит проблема более детальной разработки его методики и техники наблюдений, а также способ интерпретации. Как известно, в геофизике решение таких задач осуществляется как путем теоретических расчетов, так и модельных исследований.

Основное затруднение при проведении модельных исследований методом ВП состоит в подборе специального материала, обладающего свойством поляризации. Так, например, в качестве модельного материала использовалась вальцмасса 2, одним из основных недостатков которой является непостоянство параметров  $\eta$  и  $\rho$  во времени и сильная их зависимость от температуры. Поэтому вальцмасса как модельный материал не нашла широкого применения.

Для изготовления плоских моделей с целью решения разнообразных электроразведочных задач методами вызванной поляризации и сопротивлений может быть применен способ, предложенный одним из авторов данной статьи [1]. Этот способ дает возможность изготовить модельный материал, обладающий свойствами поляризации и проводимости электрического тока.

При получении такого модельного материала может быть применена, например, калька или любая хлопчатобумажная материя, которые сначала смачиваются раствором  $ZnCl_2$ , а затем высушиваются при нормальной комнатной температуре. В основе изготовления таких моделей лежит свойство  $ZnCl_2$  поглощать влагу из воздуха, что дает возможность сохранять постоянную влажность материала на длительное время. В этом случае материал становится электропроводящим и хорошо поляризуется. При этом способе изготовления модельного материала выполняется условие, необходимое для возникновения вызванных потенциалов, то есть двух фаз - твердой и жидкой. В отличие от вальцмассы материал, полученный по предложенному способу, в течение долгого времени не изменяет **свои** параметры (рис. 1, а).

Требуемое значение коэффициента поляризуемости и сопротивления модельного материала подбирается путем изменения концентрации в растворе (рис. 1, б, в).

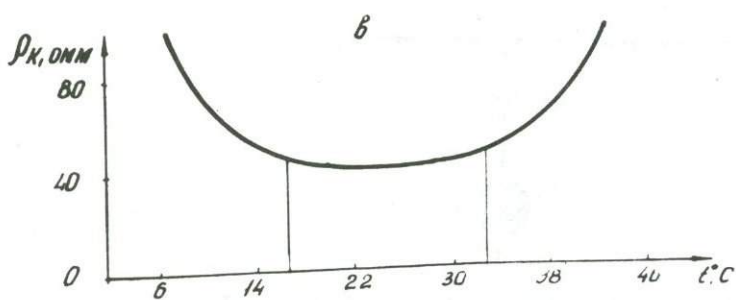
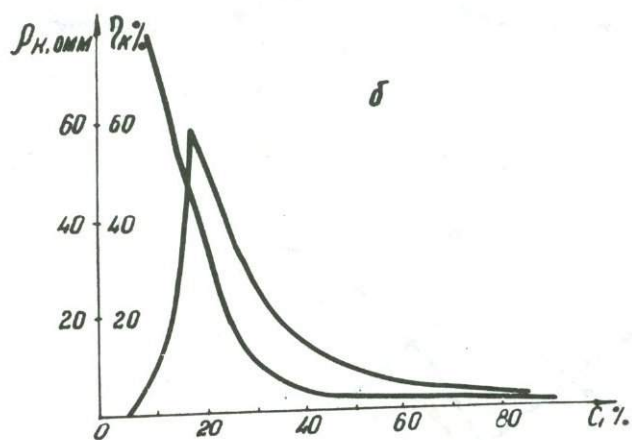
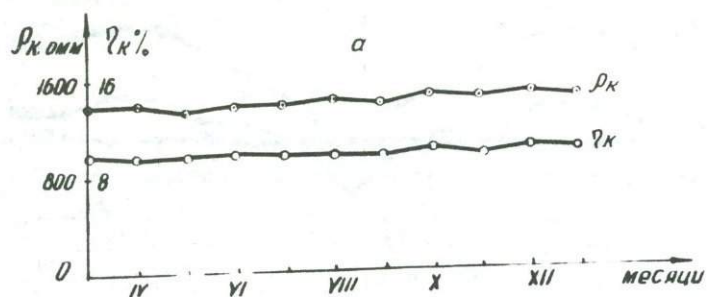


Рис. 1. Графики зависимости  $\eta_k$  и  $\rho_k$  от времени, температуры и концентрации раствора.  
 а - кривые изменения  $\eta_k$  и  $\rho_k$  во времени; б - кривые зависимости  $\eta_k$  и  $\rho_k$  от концентрации раствора;  
 в - кривая зависимости  $\rho_k$  от температуры

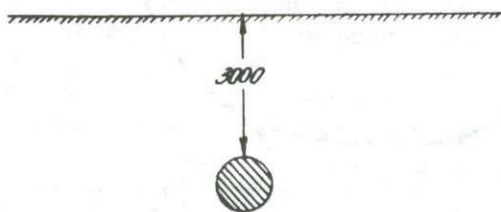
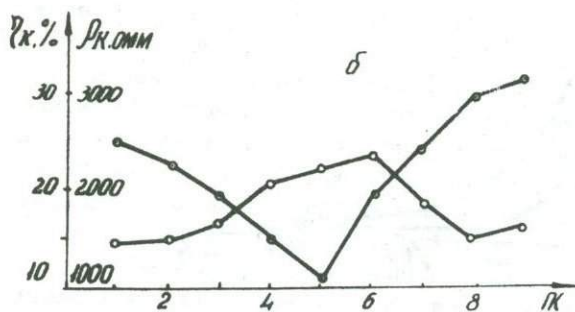
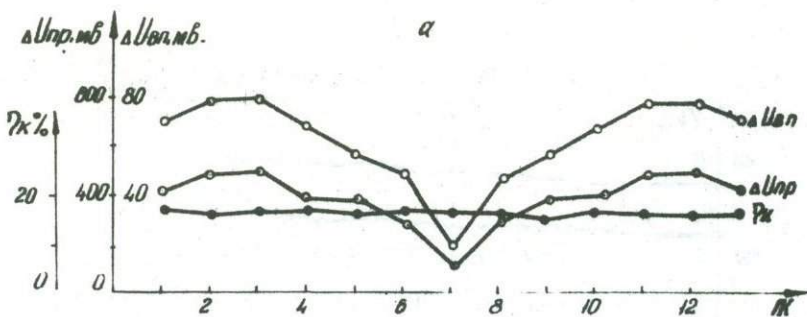


Рис.2. Кривые  $\Delta U_{пр}$ ,  $\Delta U_{пр}$ ,  $\eta_k$  и  $P_k$ , полученные при лабораторных исследованиях:  
 а - над хребтом б - над электропроводящим шаром

С помощью такого модельного материала в лабораторных условиях были решены некоторые электроразведочные задачи, связанные с влиянием рельефа на результаты метода ВП, а также изучался характер кривых  $\eta$  и  $P$  над электропроводящими объектами (рис.2).

В заключение следует отметить, что предложенный способ получения материала для изготовления моделей найдет широкое применение для решения различных методических задач, способствующих правильно-му геологическому истолкованию результатов полевых работ методом ВП и сопротивлений.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геворкян М.Г. Способ получения материала для моделирования электроразведочных задач. Авторское свидетельство, №1435265/26-25, 26.08.71.
2. Фараджян С.В. Влияние рельефа на поле вызванных потенциалов "Известия АН Арм.ССР", "Науки о Земле", 6, 1968.

А.А.Тамразян, Е.С.Попов

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ РЕНТГЕНО-РАДИО-  
МЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА В УСЛОВИЯХ АРМЕНИИ

При геологической разведке, добыче и переработке полезных ископаемых важная роль отводится изучению вещественного состава горных пород и руд. В настоящее время в большинстве случаев оно производится химическим анализом керн, порошков и проб. Однако существенным недостатком этого метода является малая экспрессность и дороговизна.

В последнее десятилетие для изучения вещественного состава горных пород и руд все шире используются ядерно-физические методы исследований, в частности рентгено-радиометрический метод (РРМ). Этот метод, не уступая по чувствительности и точности химическому, значительно превосходит его по производительности и экономичности. Отличительной особенностью метода РРМ является широкий диапазон возможных объектов анализа: керны, геологические образцы, порошки, рудные концентраты, рудная масса, стенки горных выработок, обнажения.

Физической основой метода является зависимость интенсивности характеристического излучения определяемого элемента от его содержания в руде.

При облучении вещества ядерным или рентгеновским излучением в результате фотоэффекта с одной из ближайших к ядру электронных оболочек (К или L) вырывается электрон и атом оказывается в возбужденном состоянии. Последний возвращается в нормальное состояние путем целого каскада различных переходов, в процессе которых ионизированные оболочки заполняются электронами из вышележащих электронных слоев, а избыток энергии уносится из атомов либо фотонами характеристического излучения, либо вторичными фотоэлектронами.

Энергия характеристического излучения строго фиксирована для каждого элемента, а интенсивность определяется содержанием этого элемента в исследуемой среде.

В методе РРМ обычно используется К и L - серии характеристического излучения элемента. Интенсивность К или L -серии зависит от ряда причин: выхода флуоресценции вероятности перехода и испускания  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  линий, вносящих основной вклад в плотность излучения, энергии возбужденного излучения и содержания определяемого элемента.

Возбуждение характеристического рентгеновского излучения его

регистрация при геофизических работах практически возможны только в так называемой геометрии прямой видимости, когда источник, детектор и исследуемая среда ориентированы так, что детектор "видит" часть поверхности среды, облучаемой источником. Спектр вторичного  $\gamma$ -излучения в геометрии прямой видимости состоит, главным образом, из характеристического рентгеновского излучения определяемого элемента и рассеянного  $\gamma$ -излучения источника, в котором преобладают однократно рассеянные кванты.

Одна из методик анализа заключается в том, что измеряются интенсивности характеристического и рассеянного излучения, отношение которых линейно зависит от содержания определяемого элемента.

Наличие геометрической инверсии позволяет выбрать такое положение источника, исследуемой среды и детектора, что в некотором интервале расстояний интенсивность вторичного излучения не зависит от расстояния. Это позволяет исключить влияние неровностей поверхности исследуемой среды.

Такая методика применялась ВИРГ-ом при опробовании стенок выработок, горизонтальных разведочных скважин и порошковых проб на одном вольфрам-молибденовом месторождении Северного Кавказа. /5/.

Результаты опробования порошковых проб даны на рис. 1 и 2, из которых видно, что расхождение опробования методом РРМ с химическим анализом не выходит за пределы допустимой ошибки химического анализа в соответствующем классе проб.

Метод РРМ успешно применяется на многих месторождениях полезных ископаемых Союза, однако он не нашел применения на добывающих предприятиях Армении. Объясняется это тем, что методу РРМ, как и любому методу, присущи свои недостатки, в частности, затруднения при опробовании руд сложного состава. При наличии в руде элементов, близких по атомному номеру, ошибка, опробования может быть значительной; если опробование ведется на элементы с  $Z \approx 30$ , то в этом случае в канал анализатора, регистрирующего характеристическое излучение одного элемента, попадает излучение соседнего.

Нас интересует определение содержания меди и молибдена на месторождении Армении. Определение содержания молибдена для РРМ не представляет затруднений, так как в рудах Армении мешающие для определения молибдена элементы присутствуют в незначительных количествах. Определение меди усложняется наличием мешающих элементов.

Руды Армении в основном полиметаллические, с достаточно сложным минералогическим составом. Руды Алавердского, Шамлугского, Ахталского, Агвинского, а также других месторождений содержат сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, барит, кальцит и др.

Концентрации свинцово-цинковых руд имеют место в пределах рудных полей медно-молибденовых и медно-колчеданных месторождений и очень тесно с ними связаны. Характер руд самый разнообразный - жильные, вкрапленные, массивные. Следовательно, основной объект опробования - медь - находится в рудах, содержащих мешающие для РРМ элементы  $Fe, Zn, Mo, Ca, Pb$  и другие. Все это значительно осложняет опробование руд на медь методом РРМ.

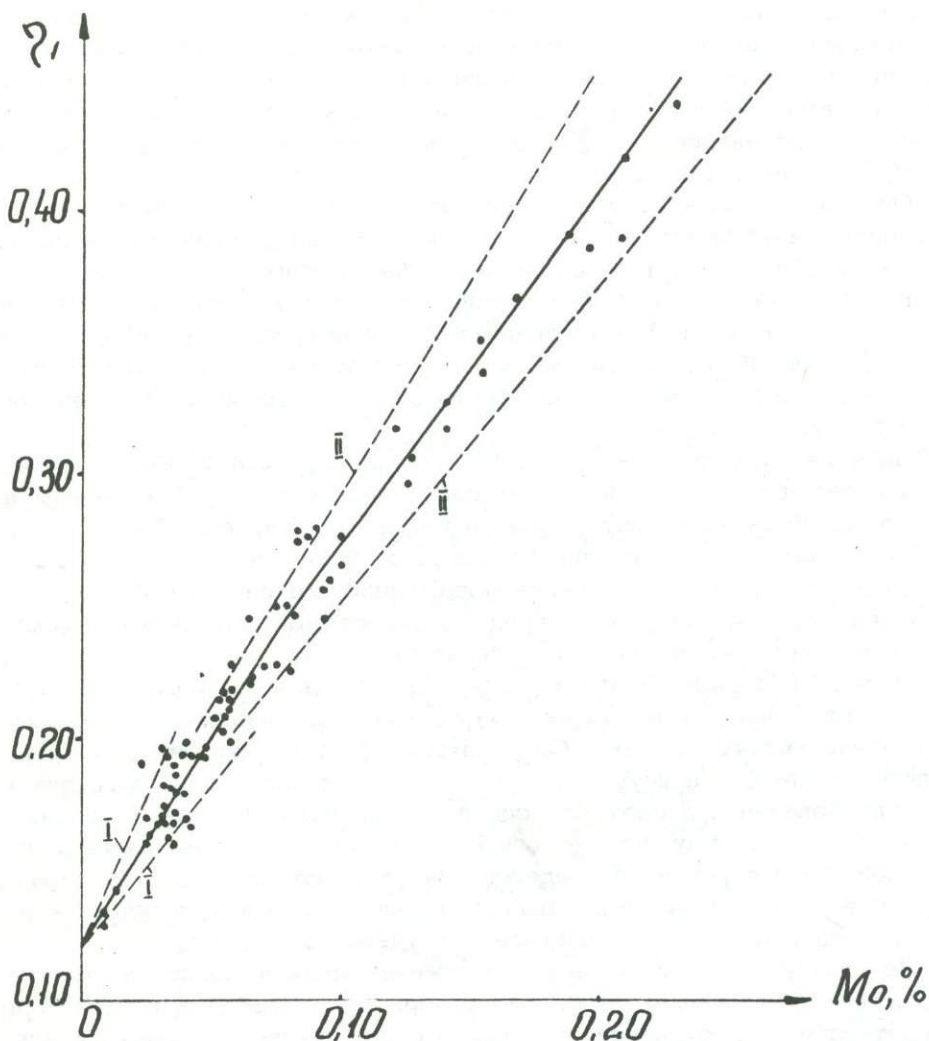


Рис. 1. Зависимость величины спектральных отношений от содержания молибдена в порошковых пробах.

I-I, II-II - пределы допустимых ошибок химического анализа в соответствующих классах проб

Следует отметить, что руды Армении содержат в своем составе наиболее мешающие цинк и железо в количествах, сравнимых с содержанием меди, и, следовательно, вносящим наибольшую погрешность. Вещественный состав руд некоторых месторождений Армении по данным /4/ приведен в таблице 1.

Из таблицы видно, что вещественный состав медных руд для метода РРМ достаточно сложен из-за наличия мешающих элементов, в основном железа и цинка.

Таблица 1  
Вещественный состав руд Армении

Элемент в % Месторождение	Cu	Zn	Fe	Pb	Mo
Алавердское	3-7	1,22	28,39	-	-
Шамлугское	4,1	1,05	16,21	0,2	-
Ахталское	1,5-5	4-20	6	2,5-8	-
Привольное	0,04-0,6	0,4-3,1	-	0,2-1,7	-
Кафанское	0,5-4,6	4-8	-	-	-
Фроловское	0,4-2,5	0,3-2,3	-	-	-
Каджаранское	2-3	-	-	-	0,2
Дастакертское	0,5-0,7	-	-	-	0,08
Анкаванское	1,0	-	-	-	0,1
Дилижанское	1-3,6	1,3	-	0,7	-

Энергии характеристического излучения  $Zn$ ,  $Fe$  и  $Cu$  по величине различаются незначительно и при регистрации современной геофизической аппаратурой, из-за ее недостаточной разрешающей способности, спектры характеристического излучения этих элементов частично перекрываются. Это приводит к завышению результатов опробования. Существует несколько методов исключения влияния мешающих элементов: метод Долби, метод селективных фильтров и др. Однако эти методы можно применять только для анализа проб сравнительно простого вещественного состава.

Эти недостатки в значительной степени устраняются при использовании дифференциальных фильтров (фильтры Росса), которые в настоящее время применяются в практике в большинстве случаев. Для определения меди используются дифференциальные фильтры, изготовленные из никеля и кобальта.

Из вышесказанного следует, что задача определения меди РРМ является довольно сложной. Применение фильтров Росса улучшает разрешающую способность аппаратуры, однако при низких содержаниях определяемого элемента статистическая погрешность может быть большой, так как применение фильтров снижает интенсивность вторичного излучения на 25-30%.

В литературе не встречаются сведения об определении меди в системе  $Fe-Cu-Zn$ . Исключить влияние  $Zn$  можно применением источника, эффективно возбуждающего  $Cu$  и не возбуждающего  $Zn$ . Однако существующие изотопные источники [2] имеют широкий энергетический спектр, в том смысле, что этот спектр перекрывает диапазон энергий, эффективно возбуждающий несколько элементов, в том числе  $Fe, Cu, Zn$ . Фильтруя первичное излучение так, чтобы отсечь кванты с энергией  $E > E_{KZn}$  - энергии К-края поглощены  $Zn$ , получим поток излучения, возбуждающий  $Cu$  и  $Fe$  в системе  $Fe-Cu-Zn$ . Излучение  $Fe$  может быть отфильтровано фильтром из кобальта.

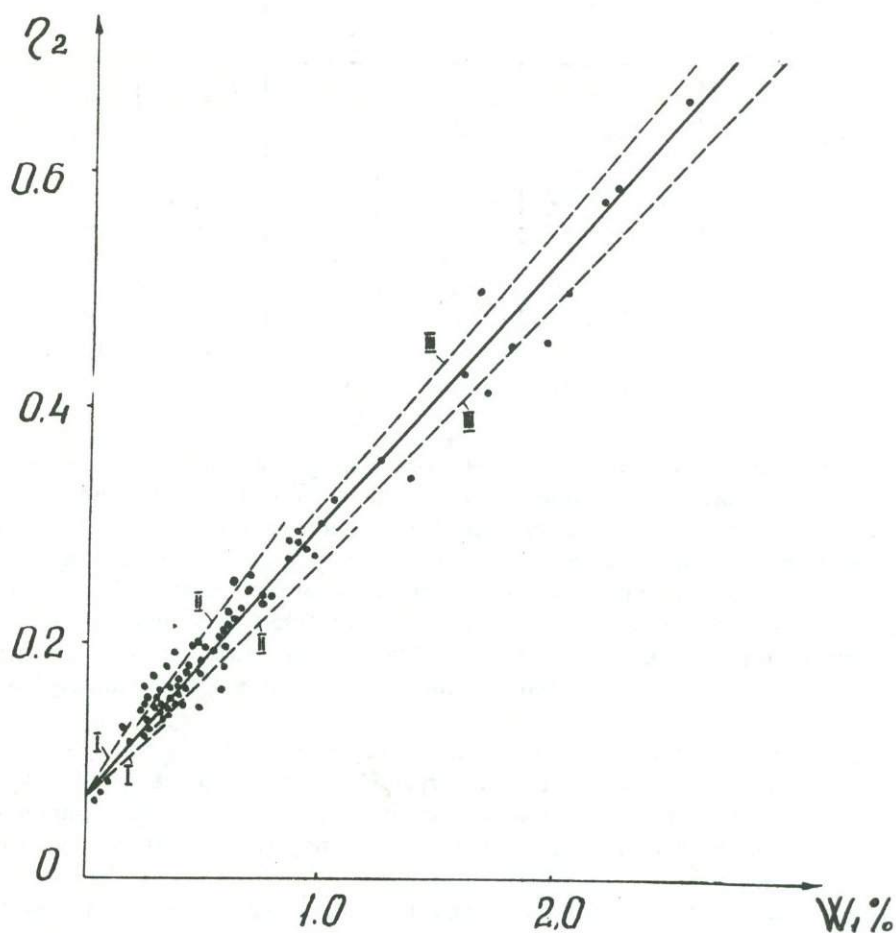


Рис.2. Зависимость величины спектральных отношений от содержания вольфрама в порошковых пробах.

1-1, П-П, Ш-Ш -- пределы допустимых ошибок химического анализа в соответствующих классах проб

Действительно, минимальная энергия первичных квантов, возбуждающих  $Z_n$   $E_1 > E_{kZ_n}$  т.е.  $E_1 > 99,6$  кэВ.

Следовательно, после фильтрации первичного излучения, чтобы  $Z_n$  не возбуждался, энергия прошедшего фильтр излучения должна быть  $E_2 < E_{kZ_n} < 9,66$  кэВ. Используя источник типа  $H_3/Z_n$ ,  $S-35$ ,  $A_m - 241$ , очевидно возможно, фильтруя первичное излучение селективным фильтром из  $Z_n$ , отсеять излучение с  $E > 9,66$  кэВ.

Прошедшее излучение с  $E < 9,66$  кэВ возбуждает  $Cu$  и  $Fe$ . Используя детекторы с хорошим энергетическим разрешением для малых энергий (пропорциональные счетчики) или фильтр вторичного излучения из  $Co$  (применение сцинтиляторов), по разности  $J_{Cu+Fe} - J_{Fe}$  можно определить интенсивность излучения, обусловленную присутствием только меди.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Якубович А.Л. и др. Ядернофизические методы анализа минерального сырья. Атомиздат, М., 1969.
2. Леман Е.П., Болотова Н.Г. Радиоактивные изотопы и источники гамма-излучения для рентгено-радиометрического опробования руд. Вопросы разведочной геофизики. Вып. 11, Изд. "Недра", Л, 1969.
3. Большаков А.Ю. Рентгено-радиометрический метод исследования состава горных пород, Атомиздат, 1970.
4. Геология Армянской ССР, том У1, изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1967.
5. Леман Е.П. и др. Рентгенорадиометрическое опробование молибдено-вольфрамовых руд в подземных скважинах и горных выработках. Разведка и охрана недр. № 11, 1970.

А.Б. Немировский

### К ВОПРОСУ ЭФФЕКТИВНОСТИ И ТОЧНОСТИ РАБОТЫ СИСТЕМЫ С ФОРМИРОВАНИЕМ МНОГОКРАТНЫХ ГРУПП ИМПУЛЬСОВ ПРИ СКОРОСТНОМ НЕПРЕРЫВНОМ АКУСТИЧЕСКОМ КАРОТАЖЕ

В работе /1/ дана приближенная оценка эффективности способа обработки информации при скоростном непрерывном акустическом каротаже, основанном на формировании многократных групп импульсов из каждого информационного сигнала, в предположении о скачкообразном изменении длительности сигналов на выходе вычислительного устройства при переходе зонда из однородной среды в пласт малой мощности.

Определим эффективность способа с учетом реального характера изменения сигналов в области перехода зонда, которые согласно /2/ линейно модулированы по длительности. Исследуя полученное в /1/ выражение для динамической погрешности  $\delta_{H=\Delta l}^{(K)}$  при мощности пласта  $H$ , равной базе измерения интервального времени  $\Delta l$ , находим с учетом  $\Delta t \ll t_{\Delta 0} = \alpha t_{\Delta N} \ll 1$ .

$$\delta_{H=\Delta l}^{(K)} \approx \frac{\Delta t}{t_{\Delta N}} \frac{1 - e^{-Nk\alpha T_0}}{e^{k\alpha T_0} - 1} = (1 - \alpha) P \frac{T}{\tau} \frac{1 - e^{-\frac{1}{P}}}{e^{\alpha T} - 1}, \quad (1)$$

где  $\Delta t$  - приращение длительности на один импульс при широтной модуляции;

$t_{\Delta N}$  - интервальное время распространения упругих колебаний в пласте;

$N$  - число импульсов в области перехода акустического зонда из однородной среды в пласт;

$K$  - кратность формирования многократных групп;

$T_0$  - период повторения импульсов в многократных группах;

$\alpha$  - отношение скоростей распространения упругих колебаний в пласте и вмещающей среде;

$P = \frac{V_k \tau}{\Delta l}$  - обобщенный фактор динамической погрешности;

$V_k$  - скорость перемещения акустического зонда в скважине;

$\tau$  - постоянная времени интегрирующей R-C цепи.

При  $K = 1$ :

$$\delta_{H=\Delta l}^{(1)} \approx (1 - \alpha) P \left(1 - e^{-\frac{1}{P}}\right), \quad (2)$$

что совпадает с /2/.

Следуя /1/, для анализа эффективности способа введем параметры:

1) коэффициент улучшения точности измерения исследуемого способа по сравнению с известным  $\Psi$ :

$$\Psi = \frac{\delta_1}{\delta_k} > 1,$$

где индексы 1 и К относятся, так же, как и в последующих уравнениях, к известному и исследуемому способам соответственно;

2) коэффициент уменьшения расширения мощности пласта  $\theta$ , требуемый для обеспечения заданной точности измерения интервального времени при определенном значении фактора Р:

$$\theta = \frac{H_k - \Delta \ell}{H_1 - \Delta \ell} = \frac{\Delta H_k}{\Delta H_1};$$

3) выигрыш по максимально допустимой скорости перемещения зонда в скважине при заданном значении параметра  $\Psi$ :

$$\lambda = \frac{V_k^{(k)}}{V_k^{(1)}}.$$

Решая уравнение  $\delta_1 = \Psi \delta_k$

с учетом /1/ и /2/ получаем при  $H > \Delta \ell$

$$P_1(1-\alpha) \frac{T}{\tau_1} \frac{1 - e^{-\frac{1}{P}}}{e^{\alpha_1 T} - 1} e^{-\frac{\Delta H_1}{\Delta \ell} \frac{1}{P_1}} = \Psi(1-\alpha) \frac{T}{\tau_k} \frac{1 - e^{-\frac{1}{P_k}}}{e^{\alpha_k T} - 1} e^{-\frac{\Delta H_k}{\Delta \ell} \frac{1}{P_k}} \quad (3)$$

Представим уравнение /3/ в несколько другой форме, позволяющей более наглядно проследить взаимосвязь между возможными выигрышами по точности измерения, скорости перемещения зонда в скважине и расширению мощности пласта:

$$\frac{e^{\beta_k} - 1}{e^{\beta} - 1} \frac{1 - e^{-\frac{1}{P_1}}}{1 - e^{-\frac{1}{P_k}}} e^{-\frac{\gamma}{P}} = \Psi \lambda e^{-\frac{\gamma \theta}{\lambda}}, \quad (4)$$

где:

$$\beta = \frac{\tau_1}{\tau_k}; \quad \chi = \frac{T}{\tau_1}; \quad z = \frac{P_1}{P_k} = \frac{\beta}{\lambda}; \quad \gamma = \frac{\Delta H_1 \beta}{\Delta \ell P_1}$$

Максимальным выигрышам по  $\lambda, \Psi$  и  $\theta$  соответствуют  $\lambda \rightarrow \lambda_{\max}, \Psi \rightarrow \Psi_{\max}, \theta \rightarrow \theta_{\max}$  что в свою очередь возможно при максимальном значении левой части уравнения /4/. При выбранных параметрах системы обработки информации  $T, \tau$  и заданной скорости перемещения зонда эта величина является постоянной:

$$\Psi \lambda e^{-\frac{\gamma \theta}{\lambda}} = \text{const.}$$

Это означает, что невозможно одновременно обеспечить максимальное повышение точности измерения интервального времени, скорости перемещения зонда и минимальное расширение мощности пласта; получение максимума одного из выигрышей сопровождается уменьшением выигрыша по другим показателям.

Представляет интерес рассмотреть частный случай, когда исследуемая система работает при том же значении обобщенного фактора  $P$ , что и известная, т.е.  $Z = 1$ . Предполагая при этом, что сравниваемые системы обработки информации имеют одинаковые коэффициенты пульсаций на выходе системы выделения постоянной составляющей, получаем:

$$\lambda_{\max} = P = K,$$

т.е. наибольший выигрыш по скорости перемещения зонда равен кратности уменьшения постоянной времени интегрирующей цепи. При этом уравнение (4) принимает вид:

$$\frac{e^{kx} - 1}{e^x - 1} e^{-\frac{\lambda}{k}} = k \Psi e^{-\frac{\lambda \theta}{k}}.$$

Введя дополнительное требование обеспечения минимального расширения мощности пласта, т.е. при  $\theta = 1$ , получаем:

$$\Psi = \frac{e^{kx} - 1}{e^x - 1} \frac{1}{k}, \quad \text{так как}$$

$$\frac{e^{kx} - 1}{e^x - 1} = \sum_{i=1}^{kx} e^{ix} > k, \quad \text{то}$$

$$\Psi > 1.$$

Таким образом, уменьшение постоянной времени интегрирования пропорционально увеличению частоты повторения информационных импульсов (при том же значении обобщенного фактора динамической погрешности) позволяет при максимальном выигрыше по скорости перемещения акустического зонда и минимальном увеличении мощности пласта получить некоторый выигрыш по точности измерения интервального времени.

Рассмотрим работу исследуемой системы и установившемся режиме при условии отсутствия кратности между исходной и формируемой последовательностями импульсов (рис. 1):

$$T = kT_0 + \Delta T_0.$$

Нетрудно показать, что выходное напряжение интегрирующей цепи при воздействии 1-ой, 2-ой и т.д. групп импульсов, показанных на рис. 1, будет равно:

$$U_1 = \frac{e^{k\alpha T_0} - 1}{e^{\alpha T_0} - 1} (e^{\alpha t_u} - 1) e^{-\alpha t};$$

$$U_2 = \frac{e^{k\alpha T_0} - 1}{e^{\alpha T_0} - 1} (e^{\alpha t_u} - 1) e^{-\alpha t} e^{\alpha(kT_0 + \Delta T_0)}$$

$$U_N = \frac{e^{k\alpha T_0} - 1}{e^{\alpha T_0} - 1} (e^{\alpha T_u} - 1) e^{-\alpha t} e^{\alpha(kT_0 + \Delta T_0)(N-1)}$$

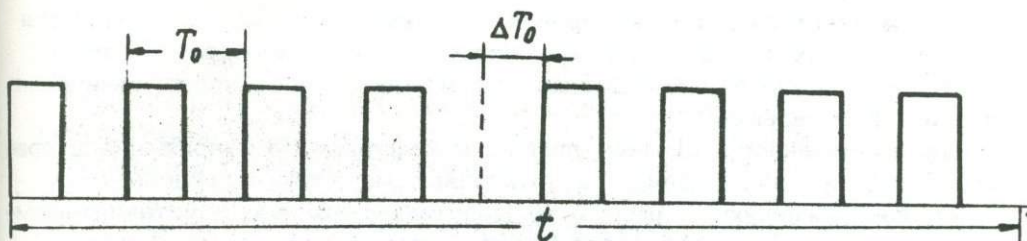


Рис. 1. Многократная импульсная последовательность сигналов при некратности периодов  $T$  и  $T_0$ .

Суммируя сдвинутые соответствующим образом во времени сигналы, получим:

$$U = \sum_{i=1}^N U_i = \frac{e^{K\alpha T_0} - 1}{e^{\alpha T_0} - 1} (e^{\alpha t_u} - 1) e^{-\alpha t} \frac{1 - e^{N\alpha(KT_0 + \Delta T_0)}}{1 - e^{\alpha(KT_0 + \Delta T_0)}} =$$

$$= \frac{1 - e^{-K\alpha t_0}}{1 - e^{-\alpha t_0}} \frac{1 - e^{-\alpha t_u}}{1 - e^{-\alpha(KT_0 + \Delta T_0)}} (1 - e^{-N\alpha(KT_0 + \Delta T_0)}),$$

где

$$t = (NK - 1)T_0 + (N - 1)\Delta T_0 + t_u$$

При  $N \rightarrow \infty$ , т.е. в установившемся режиме:

$$U = \frac{1 - e^{-K\alpha T_0}}{1 - e^{-\alpha T_0}} \frac{1 - e^{-\alpha t_u}}{1 - e^{-\alpha(KT_0 + \Delta T_0)}} \quad (5)$$

В частном случае, при  $K=1$  имеем

$$U = \frac{1 - e^{-\alpha t_u}}{1 - e^{-\alpha(T_0 + \Delta T_0)}} \approx \frac{t_u}{T_0 + \Delta T_0},$$

что совпадает с известным, например в теории радиоизмерений, результатом.

Полученное уравнение /5/ позволяет оценить влияние несоблюдения кратности периодов  $T$  и  $T_0$  на результат измерения интервального времени и накладывает определенные ограничения на максимально допустимую по условию стабильности работы системы кратности формирования групп.

Исследуем влияние нестабильности периода повторения  $T_0$  при схемной реализации способа с двухканальным формированием многократных групп импульсов, /1/.

При идеальных условиях в процессе измерения интервального времени  $t_u$  /рис.2-а/, т.е. при точном равенстве периодов повторения в обоих каналах /рис.2-б, 2-в/ импульсы после суммирования и преобразования в сигналы прямоугольной формы имеют длительность, равную измеряемому интервальному времени /рис.2-г/.

Предположим, что вследствие влияния дестабилизирующих факторов период повторения многократных групп в одном из каналов получилращение  $\Delta T_0$  /рис.2-д/. При этом второй импульс данного канала относительно второго импульса первого канала в пределах многократной группы получает дополнительный сдвиг  $\Delta T_0$ ; третий импульс относительно третьего импульса первого канала сдвинут на  $2 \Delta T_0$ ;  $M$ -ый импульс на  $(M-1) \Delta T_0$ . Таким образом, за счет неидентичности ка-

налов возникает паразитная широкая модуляция, которая накладывается во всех группах на исходную последовательность многократных групп импульсов /рис.2 - е/. Вследствие этого снижается точность измерения интервального времени.

Кроме указанного явления, линия регистрируемого напряжения в пределах многократной группы при установившемся режиме приобретает форму, изображенную на рис. 2 - ж. Действительно, т.к. в установившемся режиме напряжение в начале и конце каждой многократной группы должно иметь определенное, стабильное значение при изменении длитель-

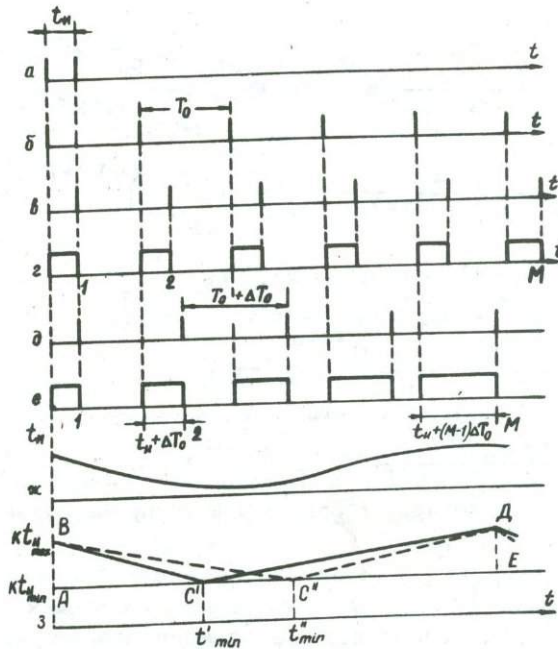


Рис. 2. Влияние нестабильности периода повторения  $\Delta T_0$  на приращение постоянной составляющей напряжения и коэффициент пульсаций

ности импульсов внутри группы, то в пределах периода  $T$  линия имеет экстремум. Это приводит к появлению дополнительных пульсаций при записи диаграммы акустического каротажа, не связанных с фильтрующим действием системы выделения постоянной составляющей.

Для получения оценки влияния нестабильности  $\Delta T_0$  на указанные паразитные явления примем следующие допущения:

1. Учитывая, что  $\alpha T_0 \ll 1$  будем считать изменение напряжения внутри многократных групп при спаде и подъеме происходящим по линейному закону.

2. Изменение напряжения на границах каждой многократной группы в установившемся режиме пропорционально граничным значениям дли-

тельности импульсов  $t_{\text{umin}}$  и  $t_{\text{umax}}$ , где

$$t_{\text{umax}} = t_{\text{umin}} + (K-1) \Delta T_0$$

При этом положение точки экстремума  $C$  /рис. 2-3/ считается неизвестным.

Согласно допущению 2, имеем:

$$U_{\text{min}} = k t_{\text{umin}}$$

$$U_{\text{max}} = k t_{\text{umax}}$$

Оценку влияния нестабильности начнем с ее воздействия на величину измеряемой постоянной составляющей. Нетрудно видеть, что суммы площадей треугольников  $ABC'$  и  $CDE$ ,  $ABC''$  и  $C''DE$ , равные приращению постоянной составляющей, не зависят от положения точки экстремума  $C$ :

$$S = \frac{1}{2} k (t_{\text{umax}} - t_{\text{umin}}) T.$$

Учитывая сказанное, относительная ошибка измерения постоянной составляющей равна:

$$\delta = \frac{0,5 k (t_{\text{umax}} - t_{\text{umin}}) T}{k t_{\text{umin}} T} = 0,5 (K-1) \frac{\Delta T_0}{t_{\text{umin}}}. \quad (6)$$

Коэффициент пульсаций, вызванных появлением паразитной широтной модуляции, можно оценить по формуле

$$k_n = \frac{U_{\text{max}}}{U_{\text{min}}} = 1 + \frac{(K-1) \Delta T_0}{t_{\text{umin}}}. \quad (7)$$

Сравнивая полученные уравнения /6/ и /7/ видим, что условие минимального изменения уровня пульсаций является более жестким. Поэтому оно должно быть положено в основу оценки допустимого изменения периода  $T_0$ :

$$\frac{(K-1) \Delta T_0}{t_{\text{umin}}} \ll 1,$$

т.е.

$$\Delta T_0 \ll \frac{t_{\text{umin}}}{K}$$

На рис. 3 показана функциональная схема формирования многократных групп импульсов, построенная по принципу одноканального рециркулятора, которая устраняет возникновение широтной модуляции в пределах группы. Импульсы с выхода приемника-преобразователя акустических сигналов, сдвинутые во времени на величину измеряемого интервала, поступают на выход сумматора, после чего без предварительного разделения по двум каналам /1/ подаются на вход рециркулятора. Формирование заданной кратности групп осуществляется с помощью счетчика импульсов, размыкающего после прохождения определенного числа циркуляций ключ  $K$ . На выходе преобразователя импульсы имеют прямоугольную форму. В качестве элемента задержки в цепи обратной связи рециркулятора могут быть применены линии задержки магнитоотрицательного типа.

В заключение отметим, что предложенный способ является эффективным средством повышения динамической точности акустической каро-

Импульсы с выхода  
приемника -  
преобразователя

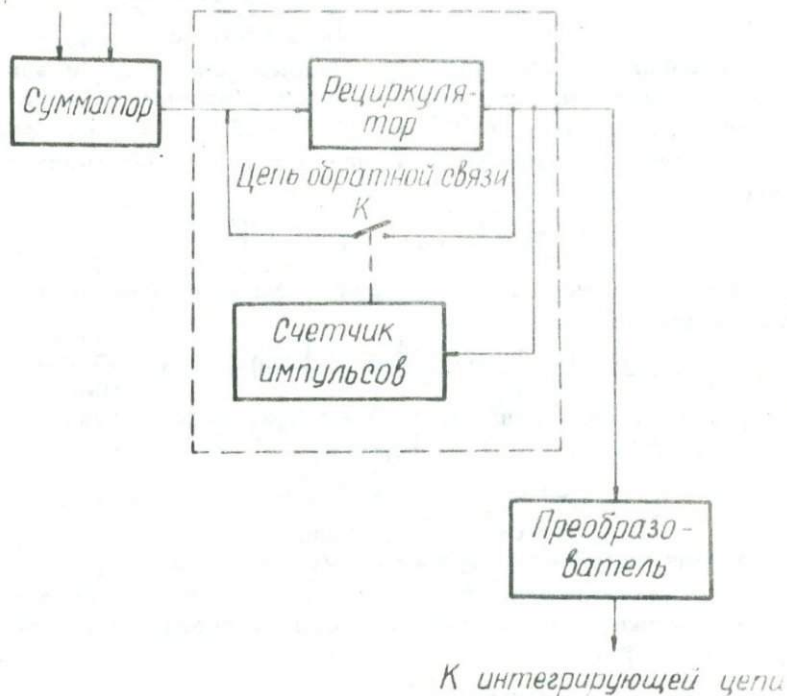


Рис. 3. Функциональная схема одноканального формирователя многократных групп импульсов

тажной аппаратуры и его практическая реализация позволит повысить производительность геофизических исследований скважин данным методом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Немировский А.Б. О возможности уменьшения динамической погрешности при скоростном непрерывном акустическом каротаже при аналоговой регистрации результатов измерения. ДАН Арм. ССР, т. 50, № 2, 1970.
2. Немировский А.Б. Влияние скорости перемещения зонда на точность измерения интервальной скорости в тонких пластах при непрерывном акустическом каротаже. ДАН Арм. ССР, т. 48, № 1, 1969.

А.Б.Немировский, Л.П.Немировская, Э.В.Аветисян

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОГО И ЭКСПЕРИМЕН-  
ТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ПОГРЕШНОСТЕЙ  
ПРИ НЕПРЕРЫВНОМ СКОРОСТНОМ АКУСТИЧЕСКОМ  
КАРОТАЖЕ

Известно, что предложенный в работе /1/ тип стандартного испытательного сигнала позволяет исследовать динамические погрешности измерения интервального времени упругих колебаний при перемещении акустического зонда против одиночного пласта, залегающего в однородной вмещающей среде. Покажем, что на основании данного типа сигнала можно перейти к исследованию разрезов, представленных чередованием ряда пластов различной мощности. При этом сделаем следующие допущения, справедливые в ряде случаев при каротажных акустических исследованиях:

1. Кровлей /подошвой/ исследуемой пачки пластов служит мощный пласт, который может рассматриваться как однородная среда.
  2. Минимальная мощность пласта в пачке не меньше измерительной базы акустического зонда.
  3. Выделение постоянной составляющей напряжения из потока информационных импульсов осуществляется интегрирующей R - C цепью.
- Пусть N - число пластов в исследуемой пачке, причем скорости в кровле /подошве/ согласно первому допущению, мы можем измерить с нулевой динамической погрешностью.

На рис. 1 показана одна из реализаций возможных форм линий фазовой корреляции интервального времени  $t_{\Delta}$  в масштабе времени каротажа  $t_k$ .

Динамическую погрешность в точке C находим согласно /2/ по формуле:

$$\delta_c = (1-\alpha)P(1-e^{-\frac{1}{P}})e^{-\frac{H-\Delta l}{\Delta l} \frac{1}{P}},$$

- где  $\alpha$  - соотношение скоростей распространения упругих колебаний в пласте и вмещающей среде;  
 $P$  - обобщенный фактор динамической погрешности;  
 $H$  - мощность пласта;  
 $\Delta l$  база измерения акустического зонда

Пусть интервальное время в точке D, характеризующей переход зонда в следующий пласт, равно  $t_{\Delta 2}$ . При этом легко может быть ус-

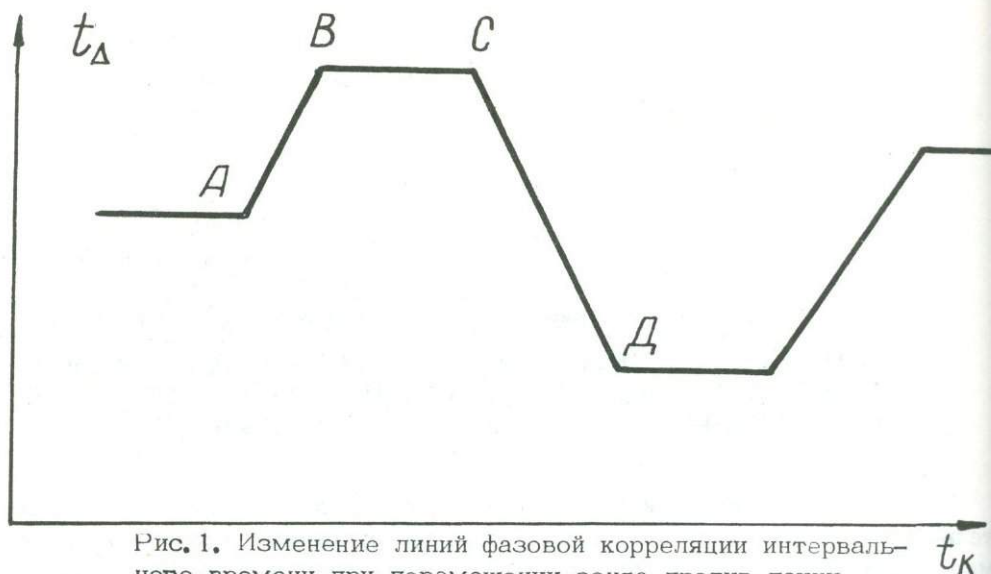


Рис. 1. Изменение линий фазовой корреляции интервального времени при перемещении зонда против пачки пластов

тановлено соответствие между  $t_{\Delta}$  и скоростными параметрами пласта /2,3/.

Возникновение динамической погрешности  $\delta_c$  при переходе зонда из кровли в первый пласт малой мощности – область ABC /рис. 1/ можно рассматривать как погрешность, которая возникает при переходе в некоторый фиктивный пласт большой мощности. Вследствие большой мощности пласта считаем, что динамическая погрешность измерения интервального времени равна нулю.

Нетрудно показать, что условием эквивалентности фиктивного и реального пластов является соотношение:

$$U_{co}^{(\Phi)} = \frac{1}{1 + \delta_c} U_{co}^{(1)} = K U_{co}^{(1)},$$

где  $U_{co}^{(1)}$  – начальное напряжение на выходе интегрирующей цепи при бесконечной мощности первого пласта с интервальным временем  $t_{\Delta 1}$ ;

$U_{co}^{(\Phi)}$  – начальное напряжение на выходе интегрирующей цепи при бесконечной мощности фиктивного пласта с интервальным временем  $t_{\Delta 1}^{(\Phi)}$ .

Подставляя для  $\delta_c$  значение напряжения  $U_{co}^{(\Phi)}$  вместо  $U_{co}$  с учетом /2/, после преобразований получаем:

$$\delta_{\Delta} = \left[ P(1-\alpha) \left( 1 - e^{-\frac{1}{P}} \right) + e^{\frac{1}{P}} \alpha(1-K) \right] e^{-\frac{H-\Delta l}{\Delta l} \frac{1}{P}}.$$

Указанным способом, путем последовательного перехода от второго к третьему и т.д. пластам вплоть до  $N$ -ого, можно проанализировать всю пачку.

Следует отметить, что анализ динамических погрешностей измерения интервального времени в случае применения более сложных систем аналоговой обработки информации весьма затруднен, требует применения

ЭВМ или становится практически невозможным. В связи с этим в работе /1/ обосновывается целесообразность перехода при изучении динамики процессов в акустической аппаратуре к электронному моделированию на основе имитации сигналов, возникающих на выходе вычислителя, при перемещении зонда против одиночного пласта.

На рис. 2 приведена функциональная схема имитатора. Имитатор состоит из формирователя трапециoidalной огибающей, широтно-импульсного модулятора ШИМ и генератора прямоугольных импульсов ГПИ. Для исключения влияния длительности переходных процессов, возникающих при работе формирователя, на точность модуляции, сигналы с выхода ГПИ подаются в ШИМ через схему задержки СЗ 15мсек. Предусмотрена возможность регулировки задержки в широких пределах в зависимости от тактовой частоты ГПИ. Широтно-импульсный модулятор ШИМ выполнен на транзисторах по схеме развертывающегося преобразователя /3/.

Формирователь трапециoidalной огибающей включает в себя реверсивный счетчик РСЧ /Тг<sub>1</sub> - Тг<sub>8</sub> /, счетчик СЧ /Тг<sub>9</sub> - Тг<sub>17</sub> /, схему реверса СР и схемы автоматики для выполнения определенной последовательности переключений при работе имитатора.

В исходном состоянии кнопка "пуск" нормально замкнута, переключатель "РСЧ-СЧ" стоит в положении "РСЧ". Схема реверса обеспечивает работу РСЧ в направлении прямого счета. Выходы триггерных ячеек РСЧ нагружены на нормально закрытые отрицательным смещением ключевые каскады К<sub>1</sub> - К<sub>8</sub>, нагрузкой которых служат реле типа РЭС-22. Срабатывание реле происходит при переходе соответствующих триггеров в состояние "1" /высокий положительный потенциал/. Одна из четырех групп каждого реле в ключевых каскадах совместно с одноименными группами в К<sub>1</sub> - К<sub>8</sub> образуют логическую схему "И", установка которой на заданное число производится с помощью соответствующих тумблеров /на схеме не показаны/. Другая группа контактов реле коммутирует цифровые управляемые сопротивления ЦУС, собранные по схеме матрицы R - 2R. При таком построении имитатора удастся реализовать формирование трапециoidalной огибающей с высокой точностью /4/. После подачи определенного числа импульсов ГПИ срабатывает реле Р<sub>сч</sub> и переключатель "РСЧ-СЧ" устанавливается в положение "СЧ". На этом заканчивается формирование нарастающей части трапециoidalной огибающей /при ее положительной полярности/ и начинается формирование верхнего основания /паузы/.

Для получения определенной длительности паузы работы РСЧ в счетчик предварительно /параллельно или последовательно/ записывается число X, дополнительное к необходимой выдержке паузы У по максимальной емкости счета СЧ:

$$X = 2^n - Y,$$

где n - число разрядов СЧ.

Сигнал с выхода СЧ перебрасывает схему реверса с помощью реле Р<sub>рсч</sub> и СР в направление обратного счета, при этом переключатель "РСЧ-СЧ" вновь устанавливается в положение "РСЧ" и происходит формиро-

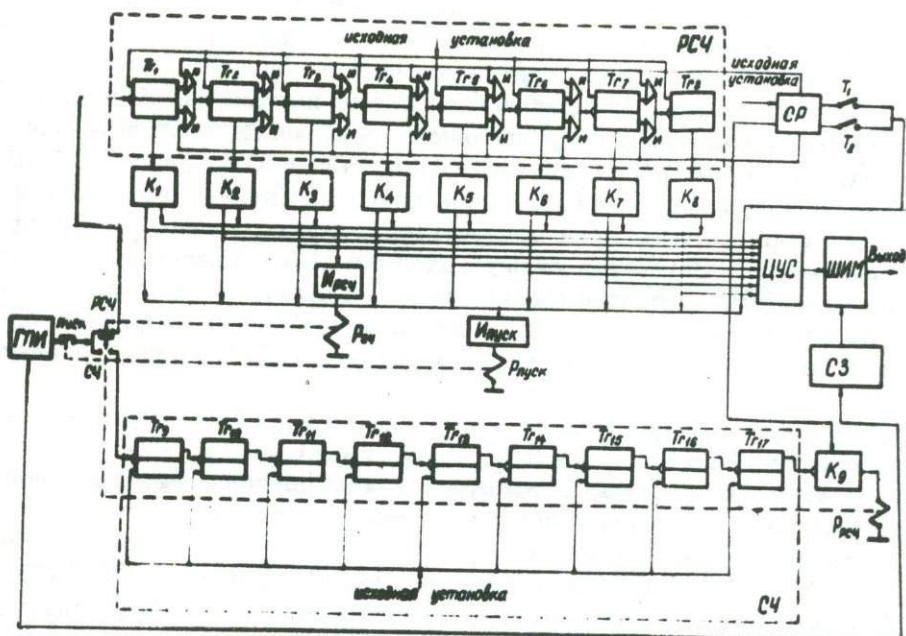


Рис. 2. Функциональная схема электронного имитатора.

вание спадающей части трапецоидальной огибающей.

Выключатель  $T_1 / T_2$  / совместно со схемой "Ипуск" обеспечивает срабатывание реле  $R_{пуск}$  после установки всех триггерных ячеек РСЧ в нулевое положение. В результате кнопка "Пуск" размыкает контакты и формирование огибающей заканчивается.

Для возвращения схемы в исходное состояние СР устанавливается в направлении прямого счета, после чего цикл формирования повторяется.

Для удобства контроля и настройки имитатора в приборе предусмотрена возможность визуальной индикации единичного состояния триггеров  $Tr_1 - Tr_{17}$  с помощью ламп МН-3.

Установим связь для выбранного варианта построения широтно-импульсного модулятора, основанного на сравнении амплитуд пилообразного и преобразуемого напряжений, между крутизной пилы  $\alpha$ , нестабильностью срабатывания нуля-органа  $\Delta_{н-0}$  и точностью формирования требуемого закона модуляции.

Как видно из рис. 3, максимальное значение относительной погрешности  $\delta_t$ , вызванной нестабильностью  $\Delta_{н-0}$ , равно:

$$\delta_t = \frac{\Delta t_u}{t_{u \min}},$$

где  $\Delta t_u$  - изменение длительности импульса, вызванное нестабильностью работы нуля-органа  $\Delta_{н-0}$ ;

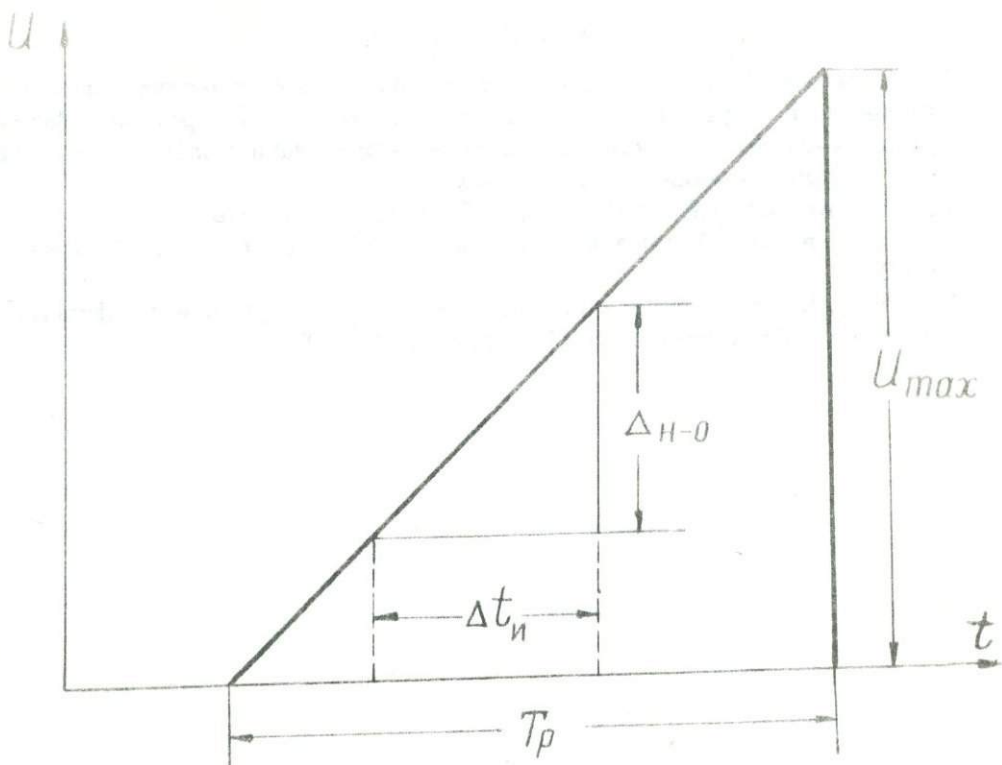


Рис. 3. Влияние нестабильности работы нуля-органа на точность широтно-импульсной модуляции.

$t_{u\min}$  — минимальная длительность информационного импульса.

При этом предполагается, что величина нестабильности срабатывания нуля-органа в процессе одного цикла измерения не меняется и равновероятна в секторе  $/0, \Delta_{н-0} /$ .

Нетрудно видеть, что наклон пилы  $\alpha$ , при котором обеспечивается заданная точность формирования линейно-измеряющейся длительности импульсов, равен:

$$\alpha = \frac{U_{max}}{T_0} = \frac{\Delta_{н-0}}{\delta_t t_{u\min}} \left[ \frac{B}{сек} \right],$$

где

$$t_{u\min} = \frac{\Delta l}{V_{max}}$$

Здесь  $V_{max}$  — скорость распространения упругих колебаний в среде.

#### Выводы

1. Предложенный способ анализа определения точности интегрально-но времени распространения упругих колебаний в сложном геологическом разрезе позволяет оценить "экранирующее" влияние отдельных пластов в зависимости от их мощности на результат измерения.

2. На основе разработанного макета электронного имитатора становятся возможны экспериментальные исследования динамической точности всевозможных схем аналоговой и цифро-аналоговой обработки информации, теоретическое изучение которых по тем или иным причинам затруднено.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Немировский А.Б. О методе исследования динамических погрешностей при непрерывном скоростном акустическом каротаже, Материалы 4-ой республиканской научной конференции молодых научных работников Армении, Ереван, 1970.
2. Немировский А.Б. ДАН Арм.ССР, т. 48, № 1, 1969.
3. Темников Ф.Е. Автоматические регистрирующие приборы, Машгиз, 1960.
4. Гитис Э.И. Преобразователи информации для электронных цифровых вычислительных устройств, "Энергия", М., 1970.

РАЗДЕЛ ТРЕТИЙ  
ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ

Г.А. Тигранян

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ С  
ПОМОЩЬЮ ЭВМ

Автоматическая, быстрая и эффективная обработка сейсмической информации с помощью средств современной вычислительной техники дает большую возможность решать актуальные задачи сейсмологии. При помощи вычислительных машин решаются задачи сейсмологии и инженерной сейсмологии следующих типов:

1. Определение глубины очага землетрясения. Л.Ю.Вартановым, В.И. Кейлис-Борок и др. была разработана методика определения глубины очага землетрясения на цифровой электронной вычислительной машине.

Постановка задачи по определению глубины очага сформулирована следующим образом.

Даны времена первых нескольких вступлений на некотором числе станций и годографы волн группы  $P$ . Требуется найти оптимальную идентификацию фаз, соответствующую эпицентру и глубине очага.

2. Координаты эпицентров землетрясений. Задача состоит в нахождении времени возникновения землетрясений  $t$  и координат гипоцентра  $\lambda, \varphi, h$  или в нахождении  $t, \lambda, \varphi$  при фиксированной глубине очага  $h$  по времени первых вступлений и годографу волн  $P$  и РКР.

3. Интерпретация сейсмических волн. С помощью ЭЦВМ решается задача нахождения продольных волн, возникающих при разрыве.

Здесь, в основном, исследованы соотношения преобладающих периодов волн и размеры очага землетрясения.

Как видно, эти и многие другие задачи волновой теории сейсмологии успешно решаются на ЭЦВМ. ЭЦВМ используют также для спектрального анализа зарегистрированных сейсмических колебаний.

Для решения ряда задач, как например, определение строения Земли, распознавание подземных взрывов, расчет сейсмических воздействий на сооружения, выделение слабых сейсмических волн на фоне помех и др. необходимо знать спектры сейсмических колебаний, которые, в основном, находят при помощи интеграла Фурье. На ЭЦВМ решаются задачи, связанные с определением энергии, сейсмической активности и сотрясаемости механизмов очагов, а также задачи, связанные с определением строения земной коры.

Цифровые вычислительные машины наиболее широко и эффективно ис-

пользуются в задачах теории сейсмостойкости для нахождения частот и форм собственных колебаний систем со многими степенями свободы. Математически эта задача сводится к нахождению собственных значений и собственных векторов матриц коэффициентов однородной системы дифференциальных уравнений порядка  $2n$ , равного числу степеней свободы системы.

В ИГИС, а также в других НИИ с помощью ЭЦВМ решается много задач теории сейсмостойкости.

Дж.Хаузнером и П.Джанингсом предложена расчетная модель землетрясения, специально предназначенная для использования в расчетах, выполняемых на цифровых вычислительных машинах /5/.

Эта модель представляет собой совокупность нескольких участков стационарного, нормального, случайного процесса продолжительностью 30 сек. каждый.

Приближенная формула для определения спектральной плотности идеализированных акселерограмм имеет вид:

$$F_0 \omega = \frac{0,23}{t_0} \left[ |C_v(\tau, \omega, t_0)| \right],$$

где  $C_v$  - спектр скорости, как функция затухания периода свободных колебаний  $T = \frac{2\pi}{\omega}$  и продолжительности воздействия  $t_0$ .

Для решения вышеуказанных задач сейсмологии и инженерной сейсмологии приходится обрабатывать массу сейсмической информации.

Эти обстоятельства заставляют искать более эффективные способы представления и переработки входной информации на ЭЦВМ. Поэтому для эффективного использования ЭЦВМ необходимо автоматизировать ввод сейсмической информации в вычислительную машину и вывод для анализа окончательных результатов, т.е. на выходе иметь графикопостроитель.

Основными параметрами сейсмических отдельных сигналов или их групп (включая и регулярные микросейсмы) является время прихода, максимальная амплитуда, видимый период, поляризация, длительность колебаний.

Для ввода ЭЦВМ сейсмограммы должны быть представлены в виде цифровой информации. Сейсмическая информация может иметь амплитудное и фазовое представления.

Основные параметры, которые нужны для решения вышеуказанных задач, различны для амплитудного и фазового представления сейсмических сигналов.

а) амплитудное представление сейсмических сигналов. Предположим, что функция  $\varphi(t)$  изображает сейсмический процесс в интервале  $(0, t)$

При амплитудном представлении сейсмической информации значения  $\varphi(t)$ , измеренные через интервал времени  $\Delta t$ , обозначим через  $Y_k$ :

$$Y_k = Y(k, \Delta t),$$

где  $K=0,1,2,\dots,n$   $n = \frac{t}{\Delta t}$ , а  $Y_i$  - последовательность амплитуд записи:

$$Y_i, Y_{i+1}, \dots, Y_{i+\Delta} \quad (i=0,1,2,\dots,n)$$

б) фазовое представление сейсмических сигналов. При использовании амплитудного представления сейсмического сигнала объем перерабатываемой цифровой информации оказывается настолько огромным, что передача корреляции волн в машину затрудняется.

Фазовое же представление сейсмической информации предполагает снятие одних только моментов и амплитуд экстремумов наблюдаемых функций, что существенно уменьшает обрабатываемый цифровой материал без большой потери полезной информации.

Если предположим, что функция  $\varphi(t)$  изображает сейсмический процесс в интервале  $(0, t)$ , то она будет характеризоваться следующими параметрами:

$t_n$  - момент измерения,

$b_n$  - амплитуда,

$q_n$  - полярность,

где 
$$\varphi(t) = 0, \quad b_n = \varphi(t_n), \quad q_n = -\text{Sign} \varphi(t_n),$$

$$0 \leq t_n \leq t$$

где  $\text{Sign} = +1$  или  $-1$  в зависимости от знака величины  $\varphi(t)$ .

Возможность использования фазового представления в машинных алгоритмах обработки сейсмограмм тесно связана с информационностью фазового представления, т.е. с количеством информации относительно функции, которая содержится в фазовом представлении этой функции. Ясно, что потеря информации, связанная с переходом к фазовому представлению, может быть охарактеризована погрешностью аппроксимации функции по заданным параметрам фазового представления. Можно ограничиться оценкой погрешности интерполирования случайного процесса рядом рядом Котельникова, так как в этом случае можно получить достаточно простые оценки.

Таким образом, при амплитудном представлении сейсмической информации вводными параметрами являются + амплитуда и шаг табулирования, а при фазовом представлении - момент измерения, амплитуда и полярность.

Высокий уровень развития вычислительной техники, техники связи, а также методов автоматического измерения и обработки информации дают возможность в настоящее время применять вычислительные машины не только для решения разнообразных задач сейсмологии и инженерной сейсмологии, но и создать автоматизированные системы для изучения вопросов прогноза землетрясений.

В разных очагах землетрясений можно установить датчики, предназначенные для регистрации величины изменения естественного электромагнитного поля Земли или изменения радиоактивности воды в родниках и т.д.

В одном и том же очаге можно установить каналы в количестве, соответствующем числу существующих датчиков разных видов.

Основными параметрами, которые нужно измерять в очаге, как правило, могут быть постоянное напряжение и ток  $U_x$  и  $J_x$ , переменное напряжение и ток  $U_{x\sim}$ ,  $J_{x\sim}$  длительность временных интервалов  $t_x$ , количество импульсов  $W_x$  и т.д.

С целью упрощения измерительной части можно использовать всего одно или два измерительных устройства, являющихся по существу преобразователями аналог-код. С этой целью возникает задача приведения всех перечисленных параметров к одному или двум унифицированным параметрам, которыми обычно являются напряжение постоянного тока или частота.

Контролируемые параметры, полученные от датчиков, измеряются с помощью цифрового вольтметра, модулируются и по каналам связи, передаются на центральный пункт, где полученный сигнал демодулируется и подается в ЭЦВМ.

Полученную информацию ЭЦВМ обрабатывают с помощью заранее составленной программы, которая хранится в машине и контролирует изменение параметров исследуемого очага.

На основании всего вышеизложенного можно предложить обобщенную структурную схему автоматизированной системы для изучения вопросов прогноза землетрясений, показанную на рис. 1. Опишем работу системы. Аналоговый сигнал поступает через датчик 1 на цифровой вольтметр 2, кодовые комбинации, поступающие с него преобразуются в кодирующем устройстве 3 в комбинации корректирующего кода и подаются на вход модулятора 4, где осуществляется первичная модуляция. Затем сигналы индивидуальных каналов через групповое устройство 5 поступает по групповому тракту в радиопередатчик 6, где осуществляется вторичная модуляция. После первичной демодуляции в радиоприемнике 7 сигналы, принятые с линии связи, разделяются по индивидуальным каналам - выделителю 8. В демодуляторе 9 осуществляется вторичная демодуляция. В анализирующем устройстве 10 выявляются и корректируются ошибки, затем кодовые комбинации подаются на входной регистр 11 устройства обмена информацией ЦВМ.

Создание автоматизированной системы для изучения вопросов прогноза землетрясений дает также возможность решать различные задачи геофизики и инженерной сейсмологии.

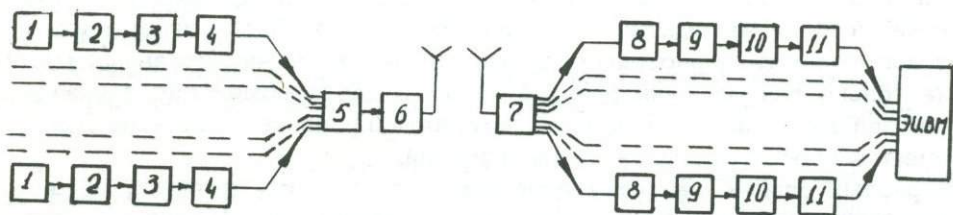


Рис. 1. Структурная схема системы

## ЛИТЕРАТУРА

1. Вычислительная сейсмология, вып. 1, изд. "Наука", М., 1966.
2. Вычислительная сейсмология, вып. 2, изд. "Наука", М., 1966.
3. Вычислительная сейсмология, вып. 3, изд. "Наука", М., 1967.
4. Вычислительная сейсмология, вып. 4, изд. "Наука", М., 1968.
5. Завриев К.С., Назаров А.Г. и др. Основы теории сейсмостойкости зданий и сооружений, М., Стройиздат, 1970.

С.С. Дарбинян

РАСЧЕТ СООРУЖЕНИЙ НА СЕЙСМОСТОЙКОСТЬ С УЧЕТОМ  
УПРУГО-ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

При расчете сооружений на сейсмостойкость в качестве расчетной схемы принимается система с конечным числом степеней свободы в виде невесомого стержня с сосредоточенными массами по высоте и заделанным нижним концом (рис. 1). Рассмотрим колебания такой системы, предполагая, что она находится под сейсмическими воздействиями, т.е. когда ее движение обуславливается колебанием почвы по заданному закону  $X_0''(t)$ .

Пользуясь методом сечений составим дифференциальные уравнения движения всех сосредоточенных масс системы. Рассматривая равновесие массы  $m_n$  получаем:

$$-m_n(X_n'' + X_0'') = C_n(X_n - X_{n-1})$$

Теперь, проведя сечение между массами  $m_{n-1}$  и  $m_{n-2}$  и рассматривая равновесие верхней части от этого сечения, получаем:

$$-m_n(X_n'' + X_0'') - m_{n-1}(X_{n-1}'' + X_0'') = C_{n-1}(X_{n-1} - X_{n-2}).$$

Продолжая этот процесс до нижнего участка, получим уравнения равновесия каждой массы. В итоге будем иметь следующую систему дифференциальных уравнений равновесия:

$$-\sum_{l=1}^{n-k+1} m_{n-l+1}(X_{n-l+1}'' + X_0'') = C_k(X_k - X_{k-1}), \quad (k=1; 2; \dots; n), \quad (1)$$

где  $C_k$  - жесткость между массами  $m_k$  и  $m_{k-1}$ .

Уравнение (1) можем записать в виде

$$\sum_{l=1}^{n-k+1} m_{n-l+1} X_{n-l+1}'' + C_k(X_k - X_{k-1}) = -X_0'' \sum_{l=1}^{n-k+1} m_{n-l+1} \quad (2)$$

Для дальнейших выкладок целесообразно систему (2) представить в другом виде [2, 4, 8]. Для этого вычтем из уравнения  $k$ -ого этажа уравнение  $k+1$  этажа, тогда получим:

$$m_k X_k'' + R_k - R_{k+1} = -m_k X_0'', \quad (k=1, 2, 3, \dots, n),$$

где  $R_k = C_k X_k^*$ ;  $R_{k+1} = C_{k+1} X_{k+1}^*$ ;  $X_k^* = X_k - X_{k-1}$ .

Предположим, что упруго-пластические свойства рассматриваемой системы характеризуются законом линейного упрочнения, как показано на рис. 2.

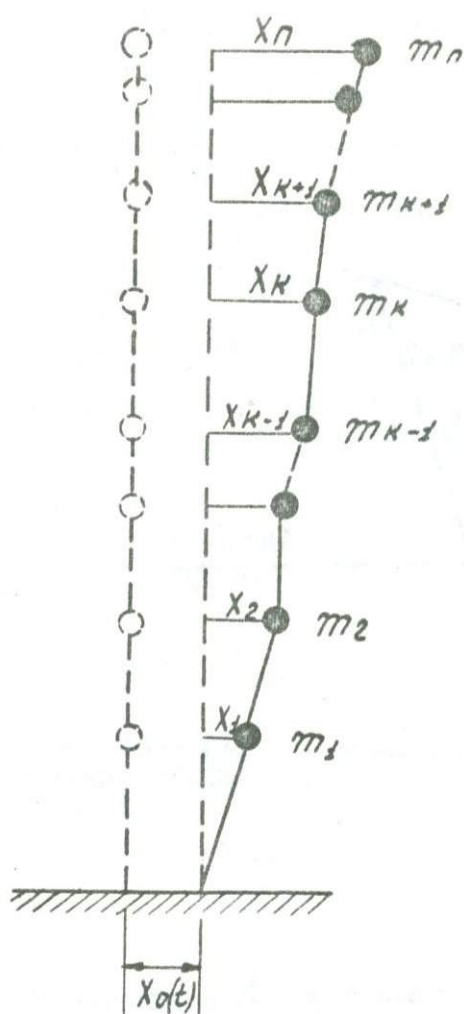


Рис. 1. Расчетная схема сооружения

Принятую связь между восстанавливающей силой и перемещением для всех зон нагружения и разгружения можем представить следующим образом:

$$R_k = C_k \left[ (1 - \beta_{kj} \lambda_k) X_k^* + \beta_{kj} \lambda_k (X_k^*)_j - (1 - \beta_{kj}) (\bar{X}_k^*)_j - \beta_{kj} (\bar{X}_k^*)_{j-1} \right], \quad (4)$$

где  $\beta_{kj}$  — постоянный параметр, принимавший значения 0 или 1 в зависимости от того, в какой зоне находится колебательный процесс

$$\beta_{k,2j} = 0, \quad \beta_{k,2j-1} = 1.$$

$(X_k^*)_j$  представляет собой величину деформации в нечетных точках диаграммы "сила-перемещение" и определяется формулой:

$$(X_k^*)_j = (-1)^{\frac{j-1}{2}} (\bar{X}_k^*)_1 + (\bar{X}_k^*)_{j-1}, \quad (j=1, 3, 5, \dots) \quad (5)$$

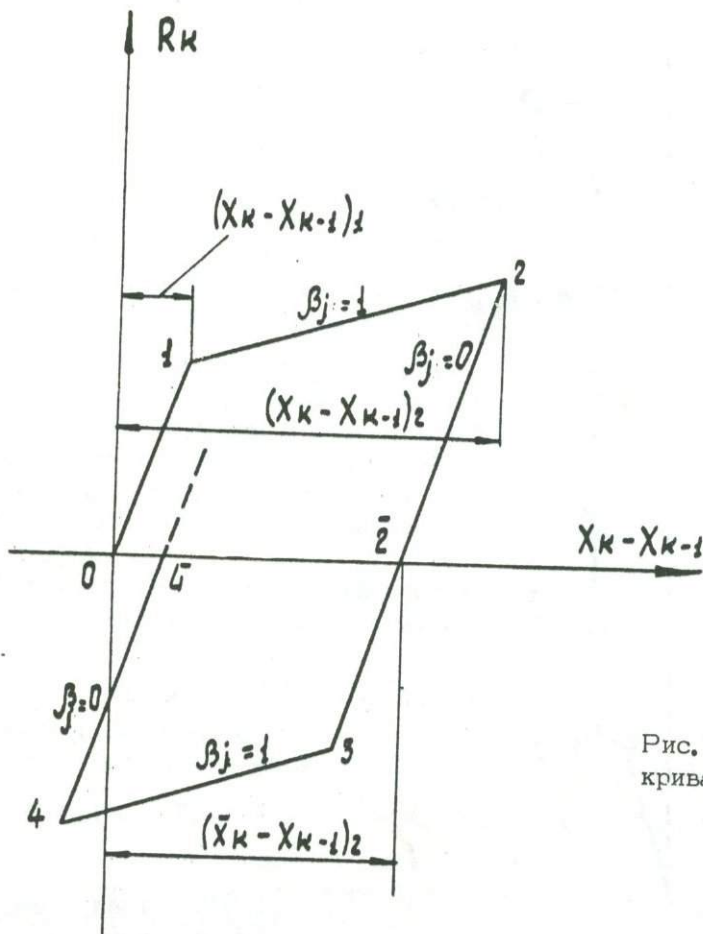


Рис. 2. Индикаторная кривая "сила-перемещение"

$(\bar{X}_k^*)_j$  - значение остаточной деформации после  $j/2$  полуцикла колебания и равно:

$$(\bar{X}_k^*)_j = \lambda_k \sum_{y=1}^{j/2} [(X_k^*)_{2y} - (X_k^*)_{2y-1}], \quad (j = 2, 4, 6, \dots) \quad (6)$$

Представляя (4) в (3), после небольших преобразований, получаем

$$\begin{aligned} m_k X_k^* + (1 - \beta_{kj} \lambda_k) C_k X_k^* - (1 - \beta_{k+1,j} \lambda_{k+1}) C_{k+1} X_{k+1}^* = \\ = -m_k X_0^* - \beta_{kj} \lambda_k C_k (X_k^*)_j + \beta_{k+1,j} \lambda_{k+1} C_{k+1} (X_{k+1}^*)_j + \\ + C_k [(1 - \beta_{kj}) (X_k^*)_j + \beta_{kj} (\bar{X}_k^*)_{j-1}] - C_{k+1} [1 - \beta_{k+1,j} (\bar{X}_{k+1}^*)_j + \beta_{k+1,j} (\bar{X}_{k+1}^*)_{j-1}]. \end{aligned}$$

Обозначим:  $A_{kj} = C_k (1 - \beta_{kj} \lambda_k)$ ;  $B_{kj} = C_k [-\beta_{kj} \lambda_k \times (X_k^*)_j +$

$$+ (1 - \beta_{kj}) (\bar{x}_k^*)_{j,j} + \beta_{kj} (\bar{x}_k^*)_{j-1,j} + C_{k+1} [\beta_{k+1,j} \lambda_{k+1} \cdot (\bar{x}_{k+1}^*)_{j,j} - (1 - \beta_{kj}) (\bar{x}_{k+1}^*)_{j,j} - \beta_{k+1,j} (\bar{x}_{k+1}^*)_{j-1,j}] .$$

Нетрудно заметить, что  $A_{kj} = C_k$ , при  $j = 0, 2, 4, \dots$

$$A_{kj} = C_k (1 - \lambda_k), \text{ при } j = 1, 3, 5, \dots$$

Таким образом, дифференциальные уравнения колебания примут следующий вид:

$$m_k X_k'' + A_{kj} X_k^* - A_{k+1,j} X_{k+1}^* = -m_k X_0'' + B_{kj}, \quad (k=1, 2, 3, \dots, n) \quad (7)$$

Решение однородной системы представим в виде:

$$X_k = a_k \sin(\omega t + \chi)$$

Представляя (8) в (7), получаем следующую систему относительно  $a_k$ :

$$-m_k \omega^2 a_k + (A_{kj} + A_{k+1,j}) a_k - A_{kj} a_{k-1} - A_{k+1,j} a_{k+1} = 0$$

или

$$(A_{kj} + A_{k+1,j} - m_k \omega^2) a_k - A_{kj} a_{k-1} - A_{k+1,j} a_{k+1} = 0, \quad (k=1, 2, 3, \dots, n) \quad (9)$$

Поскольку мы ищем не нулевые решения, то определитель этой системы должен равняться нулю

$$\Delta_k \omega^2 = \begin{vmatrix} A_{1j} + A_{2j} - m_1 \omega^2 & -A_{2j} & 0 & \dots & 0 \\ -A_{2j} & A_{2j} + A_{3j} - m_2 \omega^2 & -A_{3j} & 0 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & \dots & 0 & \dots & 0 & -A_{nj}, A_{nj} - m_n \omega^2 \end{vmatrix} = 0$$

Эта система относится к типу Штурмовых систем и для функции существует следующее рекуррентное соотношение [1]:

$$\Delta_k \omega^2 = (A_{kj} + A_{k+1,j} - m_k \omega^2) \Delta_{k-1}(\omega^2) - A_{kj}^2 \Delta_{k-2}(\omega^2), \\ \Delta_0(\omega^2) = 1, \quad (k=2, 3, \dots, n).$$

С помощью этого соотношения можно вычислить многочлен  $\Delta_n(\omega^2)$ , корнями которого являются квадраты частот  $\omega_i^2$ . Подставляя эти значения частот в (9), получаем  $n$  соотношений для определения постоянных  $a_{ki}$ , следовательно находим решение соответствующего однородного уравнения. С целью нахождения частных решений соответствующих правым частям (7), переходим к обобщенным координатам по формулам:

$$X_k = \sum_{i=1}^n a_{ki} \theta_i, \quad (k=1, 2, \dots, n). \quad (10)$$

Подставляя (10) в (7) и выполняя некоторые известные преобразования, систему уравнений, описывающую колебания системы со многими степенями свободы, можем представить следующим образом:

$$\theta_i'' + \omega_i^2 \theta_i = - \frac{X_0''}{a_{ii}} \frac{\sum_{k=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} m_k}{\sum_{k=1}^n \left(\frac{a_{ki}}{a_{ii}}\right)^2 m_k} + \frac{\sum_{k=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} B_{kj}}{a_{ii} \sum_{k=1}^n \left(\frac{a_{ki}}{a_{ii}}\right)^2 m_k}.$$

Принимая  $q_i = \theta_i a_{ii}$  и предполагая, что затухание меняется по гипотезе Фохта, которую в данном случае можем представить в виде /7/, получаем:

$$q_i'' + \alpha_i \omega_i q_i' + \omega_i^2 q_i = -X_0'' \frac{\sum_{k=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} m_k}{\sum_{k=1}^n \left(\frac{a_{ki}}{a_{ii}}\right)^2 m_k} + \frac{\sum_{k=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} B_{kj}}{\sum_{k=1}^n \left(\frac{a_{ki}}{a_{ii}}\right)^2 m_k},$$

(i=1, 2, 3, ..., n)

Тогда перемещения масс  $m_k$  определяются по формулам:

$$X_k = \sum_{i=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} q_i, \quad (k=1, 2, 3, \dots, n).$$

Интегрирование (11) при начальных условиях  $t=t_j, q_j=q_j, q_j'=q_j'$  дает следующее:

$$q_i = e^{-\frac{\alpha_i P_i}{2}(t-t_j)} \left[ q_j \cos P_i(t-t_j) + \frac{1}{P_i} \left( \frac{\alpha_i P_i}{2} q_j + q_j' \right) \sin P_i(t-t_j) \right] +$$

$$+ \frac{1}{P_i} \int_{t_j}^t \left[ -X_0''(z) \frac{\sum_{k=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} m_k}{\sum_{k=1}^n \left(\frac{a_{ki}}{a_{ii}}\right)^2 m_k} + \frac{\sum_{k=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} B_{kj}}{\sum_{k=1}^n \left(\frac{a_{ki}}{a_{ii}}\right)^2 m_k} \right] e^{-\frac{\alpha_i P_i}{2}(t-z)} \sin(t-z) dz \quad (13)$$

Где:  $P_i = \omega_i \sqrt{1 - \frac{\alpha_i^2}{4}}$ ,  $t_0 = 0$ ;  $q_0 = q_0' = 0$

После интегрирования и проведения некоторых преобразований (13), выражения для определения фундаментальных функций окончательно можем представить в следующем виде:

$$q_i = e^{-\frac{\alpha_i P_i}{2}(t-t_j)} \left[ q_j \cos P_i(t-t_j) + \frac{1}{P_i} \left( \frac{\alpha_i P_i}{2} q_j + q_j' \right) \sin P_i(t-t_j) \right] +$$

$$+ \frac{1}{P_i^2 \left(1 + \frac{\alpha_i^2}{4}\right)} \left\{ 1 - e^{-\frac{\alpha_i P_i}{2}(t-t_j)} \left[ \frac{\alpha_i}{2} \sin P_i(t-t_j) + \cos P_i(t-t_j) \right] \right\} \frac{\sum_{k=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} B_{kj}}{\sum_{k=1}^n \left(\frac{a_{ki}}{a_{ii}}\right)^2 m_k} -$$

$$- \frac{1}{P_i} \frac{\sum_{k=1}^n \frac{a_{ki}}{a_{ii}} m_k}{\sum_{k=1}^n \left(\frac{a_{ki}}{a_{ii}}\right)^2 m_k} \int_{t_j}^t X_0''(z) e^{-\frac{\alpha_i P_i}{2}(t-z)} \sin P_i(t-z) dz, \quad (i=1, 2, 3, \dots, n) \quad (14)$$

В полученных уравнениях отношения  $\frac{a_{ki}}{a_{ii}}$  определяются из следующих выражений, полученных на основании решения системы (9):

$$\frac{a_{ki}}{a_{ii}} = \frac{1}{A_{ki}} \left[ (A_{k-1,j} + A_{kj} - m_{k-1} \omega_i^2) \frac{a_{k-1,i}}{a_{ii}} - A_{k-1,j} \frac{a_{k-2,i}}{a_{ii}} \right], \quad (15)$$

$$\left( \begin{array}{l} k = 2, 3, 4, \dots, n \\ i = 1, 2, 3, \dots, n \end{array} \right).$$

Таким образом, решение упруго-пластической задачи колебания сооружений в виде систем со многими степенями свободы при известном законе колебания почвы осуществляется следующим образом. Из частотного уравнения определяем значения  $\omega_i$ , с помощью которых находим  $n-1$  соотношений по (15). Имея эти отношения, решаем систему (11) или интегрируем (14), тем самым определяем значения  $q_i$ .

После этого по (12) вычисляем перемещения каждой массы рассматриваемой системы. Следует при этом учесть, что  $\omega_i$ ,  $A_{kj}$ ,  $B_{kj}$  и  $a_{ki}/a_{ii}$  зависят от величины  $\beta_j$ , т.е. они принимают различные значения в разных стадиях нагружения или разгружения. Поэтому при решении поставленной задачи по диаграмме на рис. 2, как только какой-нибудь участок системы переходит от одной зоны к другой, необходимо произвести решение частотного уравнения и каждый раз поступать подобным образом при изменении параметра  $j$ .

Отметим, что в точках перехода диаграммы "сила-перемещение" необходимо удовлетворить условия сшивания, которые осуществляются следующим образом. В нечетных точках диаграммы момент времени, когда движение той или иной массы доходит до этой точки, находим их условия приравнивая величины деформации значению  $(X_k^*)_j$ , т.е. из условия:

$$X_k^* = (X_k^*)_j = (\bar{X}_k^*)_{j-1} + (-1)^{\frac{j-1}{2}} (X_k^*)_j, \quad (j = 1, 3, 5, \dots)$$

Определяя из этого условия  $t$ , находим для этого момента перемещения и скорости всех масс, тем самым определяем начальные условия для следующей зоны нагружения.

Момент времени, когда движение массы  $m_k$  доходит в четную точку диаграммы, находим из условия равенства нулю скорости, т.е. из условия  $(X_k^*)' = 0$ . Имея  $t$  находим значения деформаций и скоростей остальных масс. Следовательно, определяем условия сшивания также в четных точках.

После определения по формулам (12) значения перемещения, можем находить величины сейсмических сил и поперечных нагрузок на уровне каждого этажа по формулам:

$$S_k = Q_k - Q_{k+1}, \quad (16)$$

$$Q_k = C_k \left[ (1 - \beta_{kj} \lambda_k) (X_k^*)_j + \beta_{kj} \lambda_k (X_k^*)_{j-1} - (1 - \beta_{kj}) (\bar{X}_k^*)_j - \beta_{kj} (\bar{X}_k^*)_{j-1} \right]. \quad (17)$$

Необходимо отметить, что такой путь решения задачи является правильным не только с точки зрения классической механики, но и для правильного представления физической сущности задачи. При такой постановке задачи мы можем следить за ходом изменения частот свободных колебаний, форм фундаментальных функций и соотношений между ними при упруго-пластических колебаниях. Кроме этого, представление уравнений движения в ортогональной форме дает возможность правильно учесть некоторые явления, имеющие важное значение для задач теории сейсмостойкости, в частности для учета сил сопротивления и т.д. /3/.

Несмотря на сложность поставленной задачи, при известном законе колебания почвы в виде акселерограмм или сейсмограмм, современные вычислительные машины позволяют решения подобных проблем довести до конца.

Попытаемся реализовать изложенный метод на конкретном примере расчета с помощью ЭЦВМ "Раздан-2". Определим расчетную сейсмическую нагрузку и деформации в четырехэтажном здании, основной несущей конструкцией которого является железобетонный каркас (бетон марки 200). Производим расчет одного отсека в поперечном направлении. Принимая массу отсека, сосредоточенной в уровнях этажных перекрытий, получаем расчетную схему в виде системы с четырьмя степенями свободы. Основные характеристики рассматриваемого здания даны в книге /5/, где приведены величины масс и единичных перемещений:

$m_1 = 0,794$	$\frac{\text{т.сек}}{\text{см}}$	$\delta_{11} = 4,40.10$	см/т
$m_2 = 0,743$	" "	$\delta_{22} = 8,75.10$	" "
$m_3 = 0,743$	" "	$\delta_{33} = 13,11.10$	" "
$m_4 = 0,729$	" "	$\delta_{44} = 17,45.10$	" "

На основании значений единичных перемещений определяем жесткости междуэтажных участков:

$$C_k = \frac{1}{\delta_{kk} - \delta_{k-1, k-1}}, \quad C_1 = 2270 \text{ т/см}, \quad C_2 = C_3 = C_4 = 2300 \text{ т/см}.$$

Таким образом, все необходимые данные, входящие в исходные уравнения для решения задачи, известны. В качестве внешнего воздействия берем акселерограммы трех семибалльных землетрясений, №№ 1, 5, 6 (рис. 3); которые взяты из /6/.

Интенсивные части этих акселерограмм продолжительностью  $t = 9,6; 8,2; 8,7$  сек. были табулированы с шагом 0,02, 0,0182; 0,0179 сек соответственно, т.е. функция  $\chi''_0(t)$  задавалась в табличатой форме, которая и позволила провести вычислительные работы.

Вычисления произведем при коэффициенте затухания  $\alpha = 0,1$  (декремент затухания  $\delta = 0,31$ ) и коэффициенте упрочнения  $\lambda_k = 0,5$  и  $\lambda_k = 0,99$ .

Для решения задачи необходимо в исходных уравнениях принимать  $n = 4$ , при этом квадраты частот определяются после каждой точки перехода упруго-пластического нагружения и разгрузки из следующего уравнения:

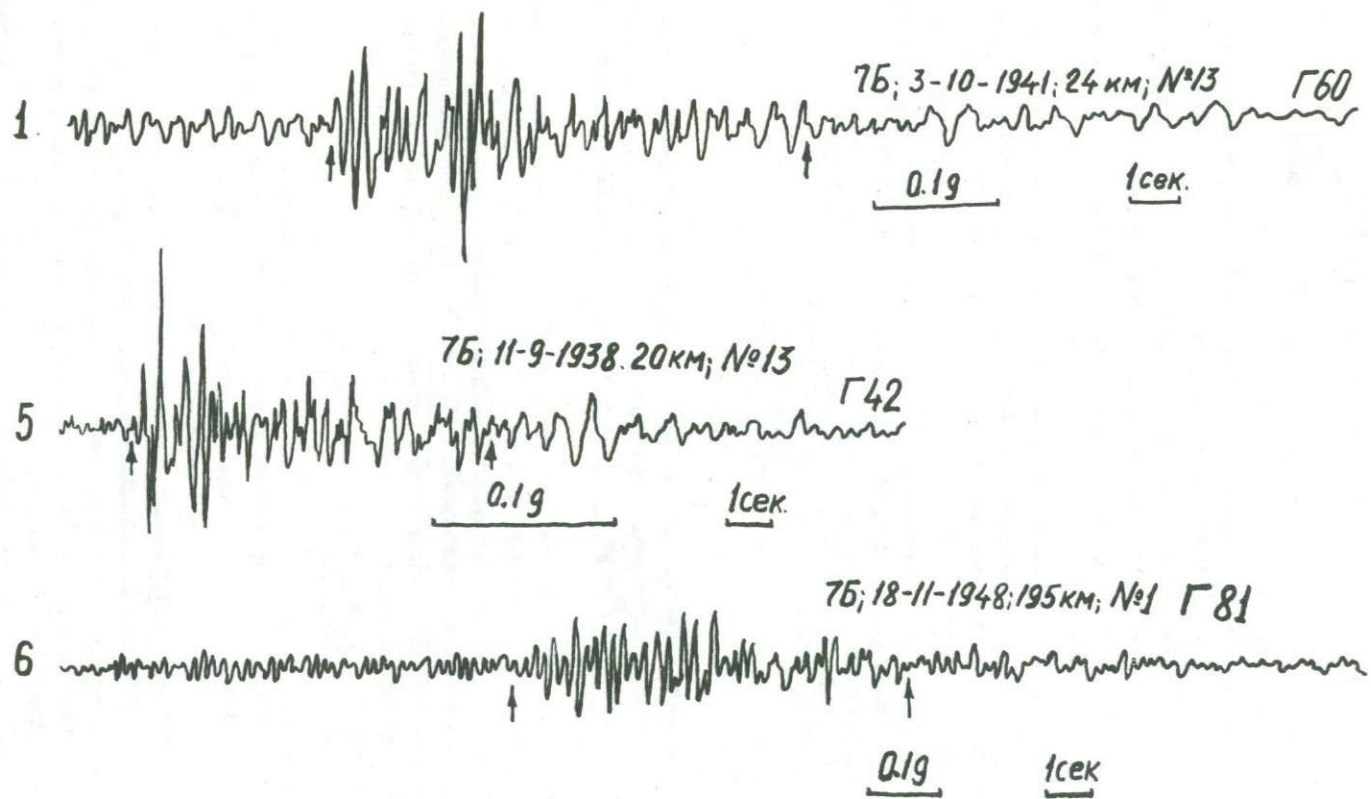


Рис. 3. Акселерограммы использованных землетрясений

$$\begin{vmatrix} A_{1j} + A_{2j} - m_1 \omega^2 & -A_{2j} & 0 & 0 \\ -A & A_{2j} + A_{3j} - m_2 \omega^2 - A_{3j} & 0 & \\ 0 & -A_{3j} & A_{3j} + A_{4j} - m_3 \omega^2 - A_{4j} & \\ 0 & 0 & A_{4j} & A_{4j} - m_4 \omega^2 \end{vmatrix} = 0$$

Программа вычислений была составлена таким образом, чтобы иметь возможность получить величины перемещений, скоростей, поперечных и сейсмических сил в каждой точке таблицы функции  $X_0^u(t)$  а также в точках перехода диаграммы "сила-перемещение". Мы имели возможность получить также остаточные деформации для каждого этажа здания и изменения частот при переходе от одной зоны к другой.

Решение задачи осуществлялось интегрированием системы (11) на ЭЦВМ методом Рунге-Кутты. Следует заметить, что вычисление с таким же успехом можно было произвести и на основании (14). Блок-схема решения задачи показана на рис. 4 и 5, где  $f(\omega)$  функция для определения корней векового уравнения  $f(a)$  функция для вычислений.

Сперва была решена упругая задача, т.е. когда  $\lambda = 0$  В этом случае получились следующие значения частот колебаний:

$$\begin{array}{ll} \omega_1 = 19,311 \text{ 1/сек} & T_1 = 0,325 \text{ сек} \\ \omega_2 = 55,043 \text{ --} & T_2 = 0,114 \text{ сек} \\ \omega_3 = 84,090 \text{ --} & T_3 = 0,075 \text{ сек} \\ \omega_4 = 104,015 \text{ --} & T_4 = 0,060 \text{ сек} \end{array}$$

Отметим, что период собственных колебаний рассматриваемого здания по обычным методам получается равным  $T_1 = 0,322 \text{ сек} / 5 /$ , который достаточно близок значению, полученному с помощью решения векового уравнения на ЭЦВМ.

Для решения упруго-пластической задачи необходимо задаться величиной деформации, соответствующей точке 1 диаграммы "сила-перемещение", т.е. задаться пределом упругости. Эти значения деформаций мы устанавливаем из следующих соображений. Предполагаем, что деформация, соответствующая пределу упругости, равна некоторой части максимальной упругой деформации, т.е. принимаем

$$(X_k^*)_1 = \eta (X_k^*)_{\text{упр}}^{\text{max}}, \quad (\eta < 1)$$

Некоторые экспериментальные исследования показывают, что для железобетонных элементов коэффициент меняется приблизительно в пределах 0,3 до 0,7. Поэтому вычисления мы проводили при  $\eta = 0,4$  и  $\eta = 0,6 / 10, 11 /$ .

Результаты вычислений для разных землетрясений приведены в табл. 1-5. Анализ полученных данных показывает, что учет упруго-пластических деформаций приводит к существенному снижению сейсмических сил. Это уменьшение в зависимости от силы землетрясения, величины коэффициента  $\eta$  и коэффициента упрочнения  $\lambda$  доходит от 40% до 2,5 раза. Так, например, для землетрясения № 1 и № 6 при  $\eta = 0,4, \lambda = 0,99$

сейсмические нагрузки уменьшаются примерно в 2,5 раза. Однако, несмотря на резкое уменьшение сейсмических сил, максимальные упруго-пластические деформации по сравнению с упругими меняются сравнительно мало. Притом во многих случаях при упруго-пластическом решении перемещений меньше, чем при упругом решении. А в тех случаях, когда имеет место обратная картина, опять-таки полученные перемещения можно считать допустимыми для данного здания. Как видно из табл. 5, при действии указанных землетрясений в рассматриваемом здании получаются малые остаточные деформации.

Таким образом, упруго-пластический расчет сооружений приводит к существенному снижению сейсмических нагрузок и дает возможность вскрыть новые запасы прочности.

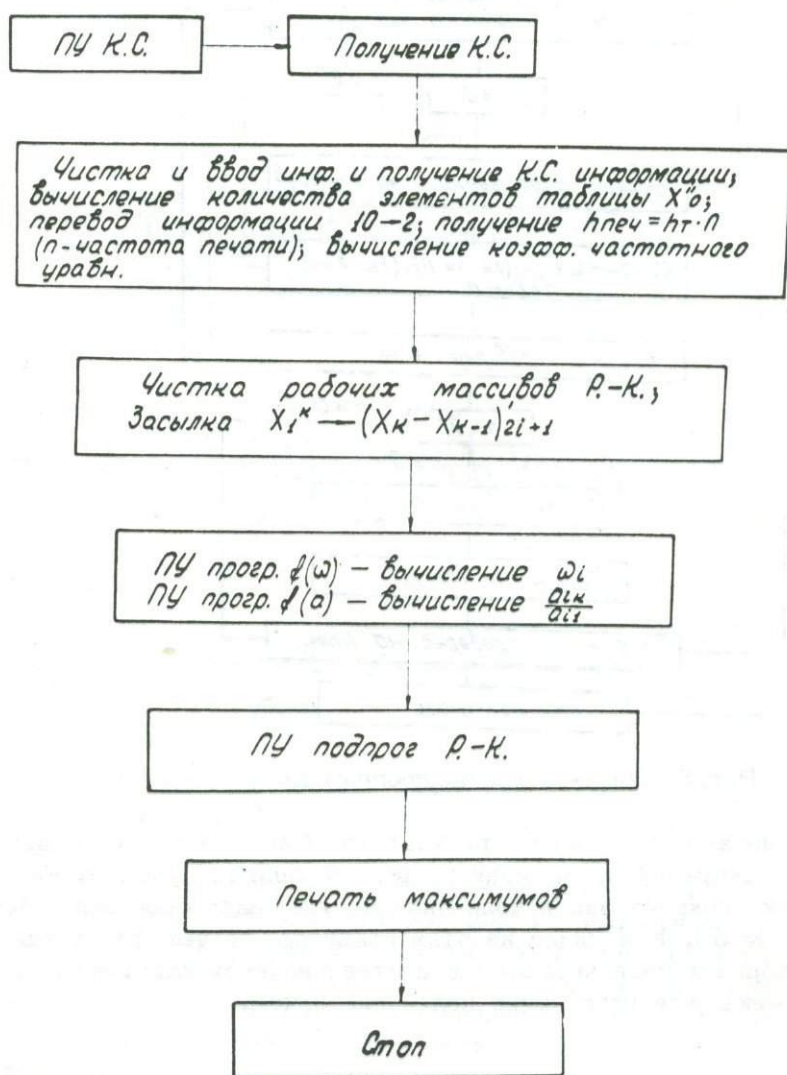


Рис. 4. Ведущая блок-схема вычислений

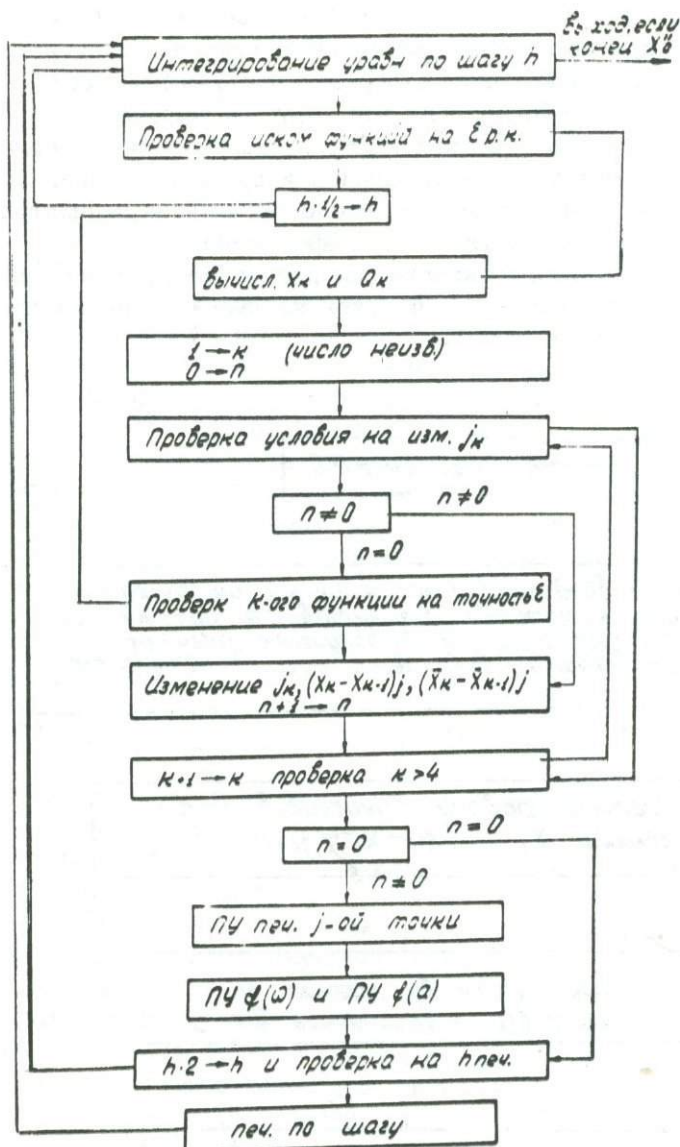


Рис. 5. Блок-схема подпрограммы

На основании полученных результатов были построены графики изменения ускорений во времени по высоте здания (рис. 6). На этом же рисунке показан закон колебания почвы (акселерограмма землетрясения № 5). Как видно из этих графиков, по высоте здания величины ускорения увеличиваются и постепенно происходит сглаживание пиков, имеющих на графике колебания почвы.

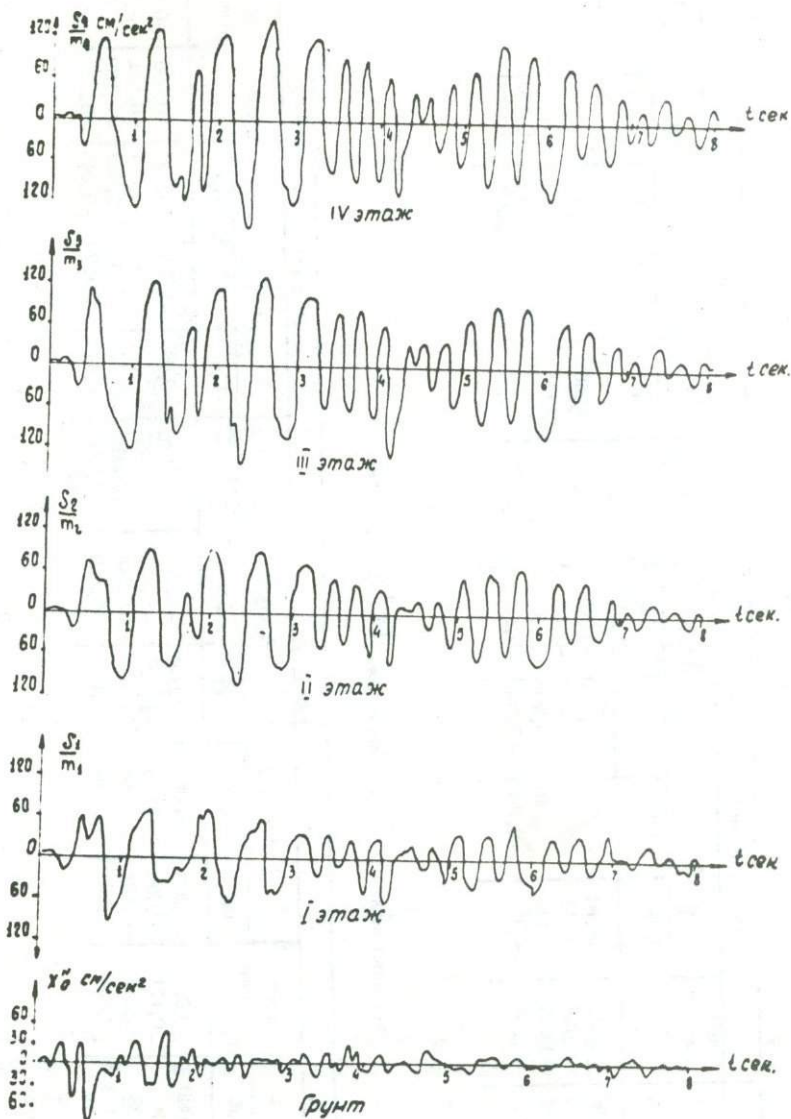


Рис. 6. Законы изменения ускорений по высоте здания для землетрясения № 5 при  $\eta = 0,4$ ;  $\lambda = 0,5$

Кроме этого нами были построены индикаторные кривые "сила-перемещение" для разных этажей, которые для землетрясения № 5 указаны на рис. 7. На этих графиках с целью незагромождения рисунков приведены не все циклы колебания, однако указаны их числа по этажам. Пунктирами на рисунке показаны величины остаточных деформаций, т.е. точка, относительно которой система продолжает совершать упругие колебания. Из этих графиков видно, что число циклов колеба-

Значения максимальных перемещений  $\chi_k^{\max}$ , см

Таблица 1

этаж \ $\eta$	Землетрясение № 1				упругое решение	Землетрясение № 5				упругое решение	Землетрясение № 6				упругое решение
	$\lambda = 0,99$		$\lambda = 0,5$			$\lambda = 0,99$		$\lambda = 0,5$			$\lambda = 0,99$		$\lambda = 0,5$		
	0,4	0,6	0,4	0,6		0,4	0,6	0,4	0,6		0,4	0,6	0,4	0,6	
IУ	-0,541	0,716	0,616	-0,648	0,730	-0,561	-0,520	-0,523	-0,607	0,666	-0,861	0,876	-0,564	-0,609	-0,520
Ш	-0,527	0,630	0,530	-0,604	0,636	-0,518	-0,458	-0,454	-0,536	0,588	-0,814	0,803	-0,515	-0,546	-0,454
П	-0,485	0,476	0,367	-0,518	-0,465	-0,424	-0,340	-0,350	-0,402	0,440	-0,710	0,661	-0,408	-0,430	-0,333
1	-0,352	0,242	-0,222	0,213	-0,256	-0,273	-0,186	-0,190	-0,219	0,237	-0,517	0,437	-0,240	-0,243	-0,175

Значения максимальных деформаций  $(\chi_k^*)_{\max}$ , см

Таблица 2

этаж \ $\eta$	Землетрясение № 1				упругое решение	Землетрясение № 5				упругое решение	Землетрясение № 6				упругое решение
	$\lambda = 0,99$		$\lambda = 0,5$			$\lambda = 0,99$		$\lambda = 0,5$			$\lambda = 0,99$		$\lambda = 0,5$		
	0,4	0,6	0,4	0,6		0,4	0,6	0,4	0,6		0,4	0,6	0,4	0,6	
IУ	0,075	0,086	0,085	0,080	0,094	-0,053	-0,063	-0,059	-0,071	-0,078	-0,054	-0,074	-0,056	-0,066	-0,066
Ш	0,128	0,153	0,154	0,145	0,171	-0,099	-0,118	-0,116	-0,135	-0,149	-0,110	-0,139	-0,114	-0,121	-0,126
П	-0,145	0,228	0,189	-0,382	0,221	-0,152	-0,154	-0,162	-0,184	-0,208	-0,202	-0,240	-0,170	-0,190	-0,161
1	-0,352	0,242	-0,222	0,213	-0,256	-0,273	-0,186	-0,190	-0,219	0,237	-0,517	-0,437	-0,240	-0,242	-0,175

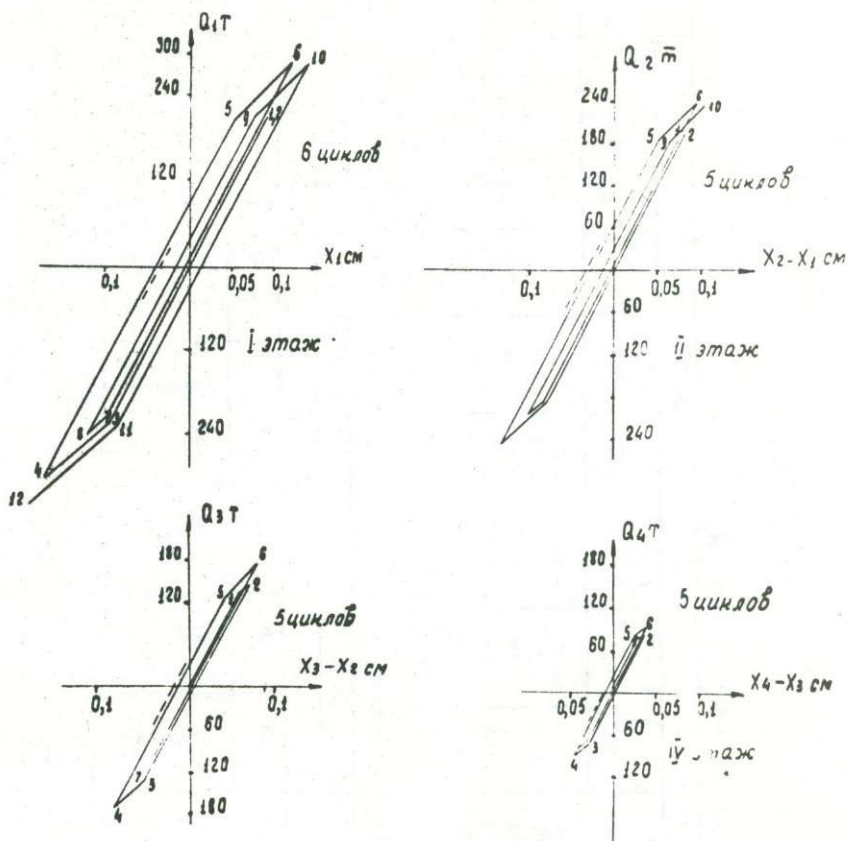


Рис. 7. Индикаторные кривые "сила-перемещение" по этажам для землетрясения № 5 при  $\eta = 0,4$ ;  $\lambda = 0,5$

ния невелико и для землетрясения № 5 равно 5-6, а для землетрясения № 6 это число получилось равным 12-14.

Как уже было отмечено, одним из преимуществ изложенного здесь метода является то, что в процессе колебаний мы можем проследить за ходом изменения частот при переходе в разные зоны нагружения или разгрузки.

Изменение частот собственных колебаний для землетрясения № 1 при  $\eta = 0,6$ ,  $\lambda = 0,5$  приведено в табл. 6, где (к) - обозначает этаж, а j - точку перехода на диаграмме. Для этого случая в ходе вычислений 60 раз пришлось решать вековые уравнения в зависимости от того, в какой зоне находится рассматриваемая система. Из полученных величин в таблице приведены лишь 26. Анализ этих данных показывает, что максимальные изменения частот составляют около 30%. Это имеет место в том случае, когда все участки системы одновременно находятся в зоне 1-2.

Значения максимальных поперечных нагрузок  $Q_k^{\max}$  в тоннах

Таблица 3

этаж \ η	Землетрясение № 1					Землетрясение № 5					Землетрясение № 6					Расчет по нормам
	λ = 0,99		λ = 0,5		упругое решение	λ = 0,99		λ = 0,5		упругое решение	λ = 0,99		λ = 0,5		упругое решение	
	0,4	0,6	0,4	0,6		0,4	0,6	0,4	0,6		0,4	0,6	0,4	0,6		
	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6		
IУ	88	131	141	154	217	74	-109	-111	-140	-180	-62	-93	-100	-119	-153	52,2 100,0 138 161,2
Ш	160	239	293	282	394	-138	-207	-213	-269	-342	-117	-175	-192	-224	-290	
П	206	308	345	382	509	169	-282	-293	-368	468	-151	-225	-258	-298	-371	
I	-239	-352	-393	445	-581	-218	-325	-340	-429	538	-163	-243	-289	-331	-397	

Значения максимальных сейсмических сил  $S_k^{\max}$  в тоннах

Таблица 4

этаж \ η	Землетрясение № 1					Землетрясение № 5					Землетрясение № 6					Расчет по нормам
	λ = 0,99		λ = 0,5		упругое решение	λ = 0,99		λ = 0,5		упругое решение	λ = 0,99		λ = 0,5		упругое решение	
	0,4	0,6	0,4	0,6		0,4	0,6	0,4	0,6		0,4	0,6	0,4	0,6		
	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6		
IУ	88	131	141	154	217	74	-109	-111	-140	-180	-62	-93	-100	-119	-153	52,5 48 37,5 23,2
Ш	81	116	122	134	178	-69	101	-102	-128	163	-60	-85	-91	-104	-137	
П	-79	-101	-100	-107	140	-65	84	-81	-100	-129	-55	-69	-69	-75	-93	
I	-81	-95	-80	-90	-119	-72	-65	-70	-65	-84	-54	-59	-61	-51	-79	

этаж/ $\eta$	Землетрясение № 1				Землетрясение № 5				Землетрясение № 6			
	$\lambda = 0,5$		$\lambda = 0,99$		$\lambda = 0,5$		$\lambda = 0,99$		$\lambda = 0,5$		$\lambda = 0,99$	
	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6
	IУ	0,002	0,011	0,022	0,026	0,004	0,001	-0,012	-0,005	-0,004	-0,016	-0,011
Ш	0,002	0,016	0,030	0,054	-0,019	-0,001	-0,035	-0,014	-0,022	-0,021	-0,045	-0,062
П	-0,027	0,016	-0,025	-0,066	-0,025	-0,006	-0,070	-0,022	-0,050	-0,060	-0,123	-0,140
1	-0,073	-0,007	-0,217	-0,029	-0,041	-0,019	-0,178	-0,041	-0,088	-0,079	-0,391	-0,300

Изменение частот в процессе колебания для землетрясения № 1

Таблица 6

1-0	1-0	1-0	1-1	1-2	1-2	1-2	1-2	1-3	1-3	1-3	1-3	1-3
2-0	2-1	2-1	2-1	2-1	2-1	2-2	2-2	2-3	2-3	2-3	2-3	2-3
3-0	3-0	3-1	3-1	3-1	3-1	3-2	3-2	3-2	3-2	3-3	3-3	3-3
4-0	4-0	4-0	4-1	4-1	4-1	4-2	4-2	4-2	4-2	4-2	4-3	4-4
19,3	16,7	15,6	13,7	15,4	15,6	16,7	19,3	16,0	14,5	13,8	13,7	13,8
55,0	55,0	47,7	38,9	43,5	47,7	55,0	55,0	49,3	41,7	41,7	38,9	41,7
84,1	72,6	71,9	59,5	64,6	71,9	72,6	84,1	80,8	68,4	65,9	59,5	65,9
104,0	98,6	86,7	73,6	76,0	86,7	98,6	104,0	103,2	98,5	86,6	73,6	86,6
1-3	1-4	1-4	1-5	1-5	1-5	1-5	1-5	1-5	1-5	1-6	1-7	1-7
2-3	2-3	2-4	2-4	2-5	2-5	2-5	2-5	2-5	2-6	2-6	2-6	2-7
3-4	3-4	3-4	3-4	3-4	3-5	3-5	3-5	3-5	3-6	3-6	3-6	3-6
4-4	4-4	4-4	4-4	4-4	4-4	4-4	4-5	4-6	4-6	4-6	4-6	4-6
14,5	16,7	19,3	16,0	14,5	13,8	13,7	13,8	14,5	16,0	19,3	16,0	14,5
47,7	55,0	55,0	49,3	47,7	41,7	38,9	41,7	41,7	49,3	55,0	49,3	47,7
68,4	72,6	84,1	80,8	68,4	65,9	69,5	65,9	68,4	80,8	84,1	80,8	68,4
98,5	98,6	104,0	103,5	98,5	86,6	73,6	86,6	98,5	103,2	104,0	103,2	98,5

Таблица 7

Величины деформаций (в см) и поперечных сил (в т.) в точках перехода  
 диаграммы "сила-перемещение" при  $\eta = 0,6$ ;  $\lambda = 0,5$ ; для землетрясения №6

j	I - этаж			II этаж			III этаж			IV этаж		
	$t_j$	$X_{ij}$	$Q_{ij}$	$t_j$	$(X_2^*)_j$	$Q_{2j}$	$t_j$	$(X_3^*)_j$	$Q_{3j}$	$t_j$	$(X_4^*)_j$	$Q_{4j}$
1	0,663	0,154	349	0,659	0,153	306						
2	0,676	0,160	356	0,680	0,146	321	0,661	0,103	237	0,663	0,057	130
3	0,788	-0,151	-349	0,789	-0,126	306	0,678	0,111	246	0,677	0,059	133
4	0,828	-0,208	-413	0,830	-0,179	-366	0,791	-0,099	-237	0,793	-0,055	-130
5	0,940	0,113	349	0,940	0,113	-306	0,827	-0,131	-273	0,824	-0,069	-146
6	0,993	0,213	445	0,989	0,247	382	0,942	-0,091	237	0,944	0,051	130
7	1,127	-0,137	-349	1,127	-0,119	-306	0,983	0,130	282	0,977	0,069	150
8.	1,164	-0,175	-392	1,159	0,141	-331	1,130	-0,095	-237	1,133	-0,053	-130
9	2,837	0,151	349	1,298	0,136	306	1,148	-0,102	-245	1,142	-0,055	-132
10	2,872	0,193	396	1,315	0,144	315	1,296	0,107	-237	1,296	0,059	-130
11	3,021	-0,135	-349	3,035	-0,101	-306	1,313	0,115	246	1,312	0,064	-135
12	3,074	-0,021	-430	3,084	-0,139	-349	3,051	-0,080	-237	3,059	-0,044	-130
13	3,909	0,136	349	3,916	0,146	306	3,081	-0,091	-250	3,073	-0,046	-133
14	3,937	0,157	372	3,936	0,154	315						

Кроме изложенного, представляет интерес также вопрос определения моментов вступления разных этажей в зоны нагружения и разгружения, т.е. получение величин  $X_k^*$  в точках перехода диаграммы "сила-перемещение" с соответствующими моментами времени. Эти значения приведены в табл. 7 при действии землетрясения № 6, когда  $\eta = 0,6$ ;  $\lambda = 0,5$ . На основании данных в табл. 7 можно проследить за ходом колебательного процесса и определить, в какой момент времени какое деформированное состояние имеет место.

Резюмируя изложенное, приходим к заключению, что учет упруго-пластических деформаций при расчете сооружений на сейсмические воздействия дает возможность установить особенности поведения сооружений при их колебаниях.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гантмахер Ф.Р. и Крейн М.Г. Осцилляционные матрицы и ядра и малые колебания механических систем. Госиздат, ТТЛ, М., - Л, 1950.
2. Дарбинян С.С. Сдвиговые колебания системы со многими степенями свободы за пределом упругости, "Известия АН Арм.ССР", серия техн. наук, т. XXIX, № 1, 1960
3. Дарбинян С.С. Об учете сил сопротивления в задачах теории сейсмостойкости. Бюллетень по инженерной сейсмологии, № 7-8, 1971.
4. Дарбинян С.С. Назаров А.Г. К расчету сооружений на сейсмические воздействия. Бюллетень по инженерной сейсмологии, № 6, 1970.
5. Корчинский И.Л. и др. Основы проектирования зданий в сейсмических районах. Госстройиздат, М., 1961.
6. Медведев С.В. Ускорение колебания грунта при сильных землетрясениях. Труды ИФЗ, № 10, (177) вып. 3, 1960.
7. Назаров А.Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1959
8. Хачиян Э.Е. Расчет сооружений на сейсмостойкость по акселерограммам сильных землетрясений "Известия АН Арм.ССР, серия тех. наук ТН), т. 15, № 3, 1962.
9. Хачиян Э.Е. Расчет сооружений на сейсмостойкость с учетом упруго-пластических деформаций. "Известия АН Арм.ССР" серия техн. наук, т. ХУП, № 4, 1964.
10. Шагинян С.А. Опытное-теоретическое исследование жесткости легкого железобетона. Изд. АН Тадж.ССР, Душанбе, 1958.
11. Non-Linear Response Analysis of Tall Buildings to Strong Earthquake and its Application to Dynamic Design. SERAC REPORT No1, 2, July 1962; No3, March 1963; No4, 1964. Tokyo Japan.

Б.К.Карапетян, Л.А.Мхитарян

## ИССЛЕДОВАНИЕ КОЛЕБАНИЙ ПЯТИЭТАЖНОГО ЖИЛОГО ДОМА С ГИБКИМ ПЕРВЫМ ЭТАЖОМ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

## 1. Постановка вопроса

Бурное развитие жилищно-гражданского строительства, широкое применение типовых проектов, строительство ряда уникальных высотных зданий и сооружений в сочетании со сложными инженерно-геологическими условиями и довольно высокой сейсмичностью делают города, расположенные в сейсмоопасных зонах, естественной лабораторией по изучению ряда вопросов инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства.

Для использования таких условий необходимо, наряду с довольно густой сетью сейсмических станций, в районах города создать инженерно-сейсмометрическую сеть (ИСС), которая представляла бы собою станции, регистрирующие как колебания грунта вблизи зданий, так и непосредственно самого здания во время землетрясений.

Наиболее широкому развитию этой работы способствует Совместное Постановление Государственного Комитета Совета Министров СССР по науке и технике, Государственного Комитета Совета Министров СССР по делам строительства и Президиума АН СССР № 116/2/114 от 17 февраля 1967 года: "О дальнейшем развитии научно-исследовательских работ в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства и улучшении этих работ".

Этим Постановлением предусматривается "организовать в СССР систему инструментальных наблюдений во время сильных землетрясений за колебаниями грунта, зданий и промышленных сооружений крупных городов и строек". . . .

Как известно, инструментальная регистрация сильных и разрушительных землетрясений представляет большую практическую ценность, так как позволяет давать более объективную оценку интенсивности землетрясений. Это имеет большое значение для решения проблем сейсмического районирования и микрорайонирования, а также для анализа поведения сооружений при сильных землетрясениях.

Главной задачей наблюдений ИСС является получение и накопление материала о поведении различных зданий и сооружений при сейсмических воздействиях с целью объективной оценки силы землетрясений, уточнения существующих нормативных положений, выбора оптимальных конструктивных решений и количественной оценки влияния грунтовых условий основания на поведение зданий и сооружений при сейсмическом воздействии.

В основу принципа размещений и оснащения таких станций положены следующие два условия:

1. Охват однотипных (возведенных в различных грунтовых условиях) и разнотипных (расположенных в одинаковых инженерно-геологических условиях) зданий и сооружений.

2. Изучение отдельных уникальных зданий и сооружений.

Станции ИСС должны быть оснащены аппаратурой, позволяющей вести регистрацию колебаний на двух уровнях чувствительности: а) для ощутимых землетрясений; б) для сильных и разрушительных землетрясений. В период выбора зданий и их паспортизации также используется передвижная инженерно-сейсмометрическая станция, оснащенная высокочувствительной аппаратурой.

Учитывая изложенное, начиная с 1968 г. институт приступил к созданию инженерно-сейсмометрических станций в городе Ленинанкане.

В настоящее время организована одна такая станция в жилом здании, которое расположено по ул. Победы, в доме № 11.

В выполнении работ по организации и оснащению инженерно-сейсмологической станции и получению записей при землетрясениях принимали участие работники сейсмометрической лаборатории отдела Ф.К. Григорян, Р.Г. Егизарян, Г.С. Гарибян.

## 2. Описание объекта исследований

Объектом исследований является пятиэтажный каменный жилой дом с гибким первым этажом, имеющий следующие конструктивные характеристики:

**Фундаменты.** Монолитные железобетонные сплошные. Глубина заложения фундаментов 150–200 см от естественной поверхности.

**Стены.** В первом гибком этаже монолитные железобетонные колонны и кладка системы "мидис" из туфа. В остальных вышележащих этажах кладка системы "мидис" из туфа. Наружные стены толщиной 50 см, лицевая сторона кладки из арктического туфа чистой тески, внутренние стены толщиной 40 см – из камней грубой тески.

**Перекрытия** сборные железобетонные (пустотные). Перегородки сборные крупногабаритные гипсобетонные панели, а в санузлах – сборные мелкоблочные пемзобетонные плиты. Лестницы – сборные. Балконы – монолитные. Кровля – асбошиферная по деревянным стропилам с организованным водоотводом.

Длина здания (отсека) – 24,0 м, ширина – 15,0 м, высота – 20,6 м. Высота этажей 3 м.

На рис. 1–4 показаны фасад, разрез и планы здания.

## 3. Инженерно-геологические условия участка исследуемого здания

Участок находится в центральной части г. Ленинанкана и вытянут вдоль северной стороны ул. Теряна, между улицами Победы и Цулукидзе.

В соответствии с назначением изысканий и программой инженерно-геологических работ были пробурены две скважины механического колонкового бурения, каждая глубиной 10 м., а также произведено три лабораторных исследования физико-механических свойств грунтов

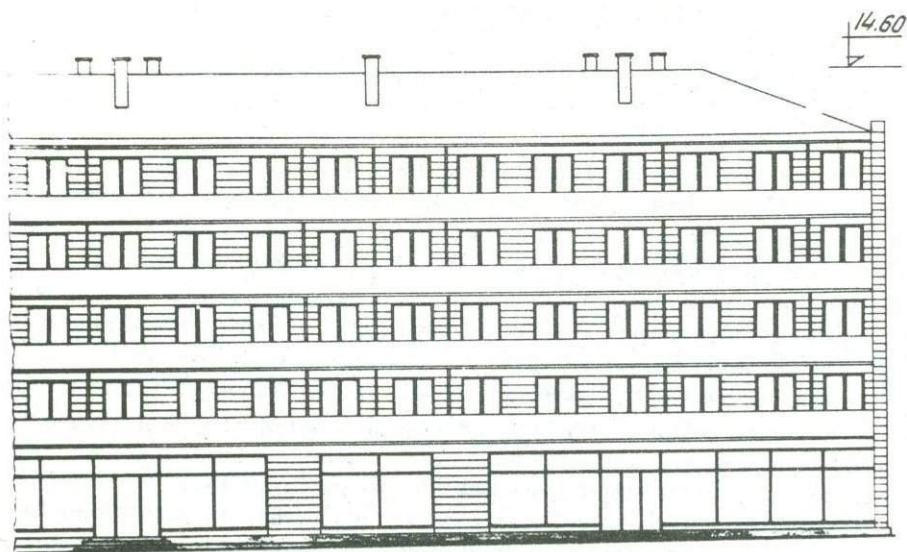


Рис. 1. Фасад здания.

по пробам с нарушенной структурой, отобранным из этих скважин.

Площадка строительства в геоморфологическом отношении расположена в пределах Ширакской межгорной равнины. Рельеф площадки наклонный, с общим уклоном поверхности к югу. Отметки поверхности колеблются в пределах 3 метров (1519,0–1522,0).

В период обследования изучаемый участок был густо застроен одноэтажными каменными и глиняными жилыми домами.

В геологическом строении района и площадки строительства, согласно имеющимся материалам изученности, участвуют современные пролювиальные, делювиальные отложения, четвертичные туфы и средне-четвертичные аллювиально-озерные отложения.

Физико-геологические явления, влияющие на устойчивость основания проектируемых объектов строительства (оползни, карст, просадочность и т.д.), на участке не проявляются.

На основании пройденных инженерно-геологических выработок геолого-литологическое строение участка представлено следующими напластованиями: с поверхности на глубину до 0,5–0,9 м – насыпной грунт, непосредственно под насыпью залегают легкие суглинистые грунты, местами тяжелые, мощность их по данным скважин, достигает 5,6–7,3 м. Суглинки подстилаются глинами илистыми тугопластичной консистенции, среднетяжелого сложения во влажном состоянии.

Грунтовые воды при изысканиях были вскрыты на глубине 8,2 м и приурочены к илистым глинам.

Таким образом, на основании проведенных инженерно-геологических исследований, на участке строительства могут быть выделены следующие геолого-литологические разновидности грунтов: а) насыпной грунт; б) суглинки легкие с мелкими обломками разных горных пород; в) глина илистая, пластичная.

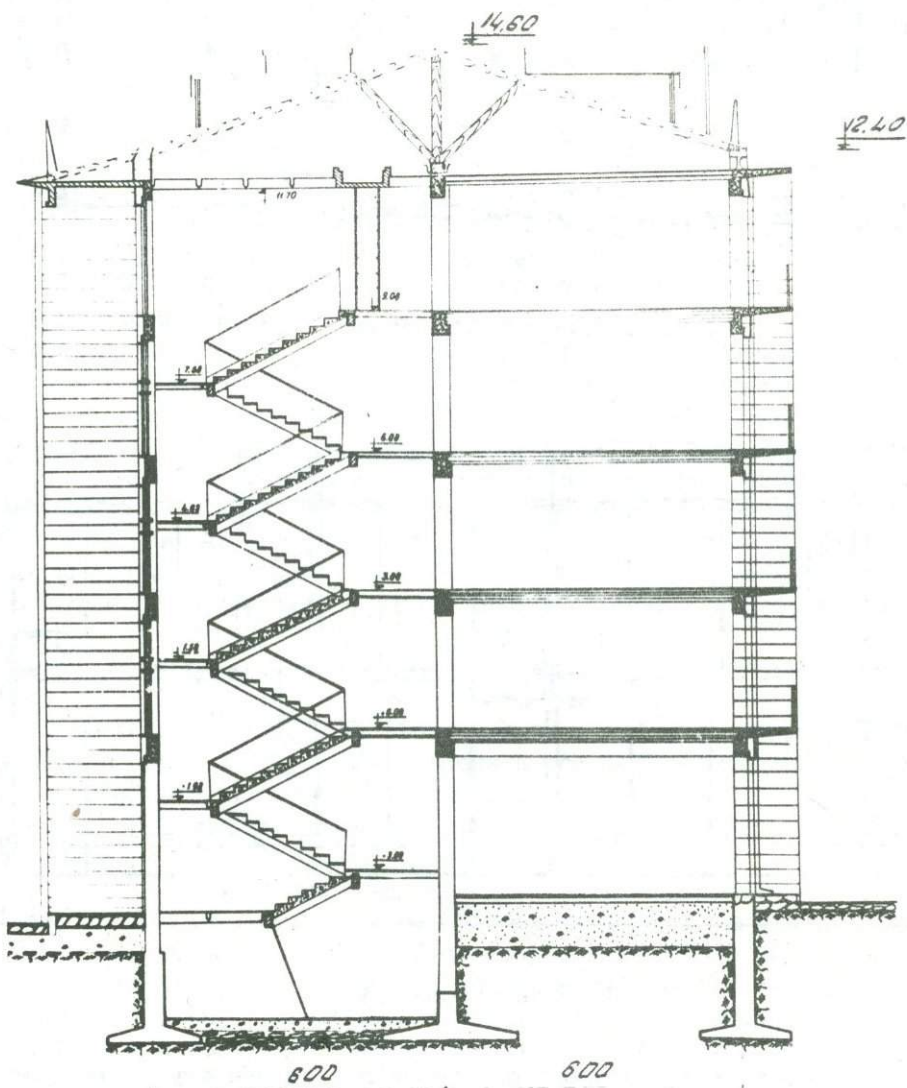


Рис. 2. Поперечный разрез.

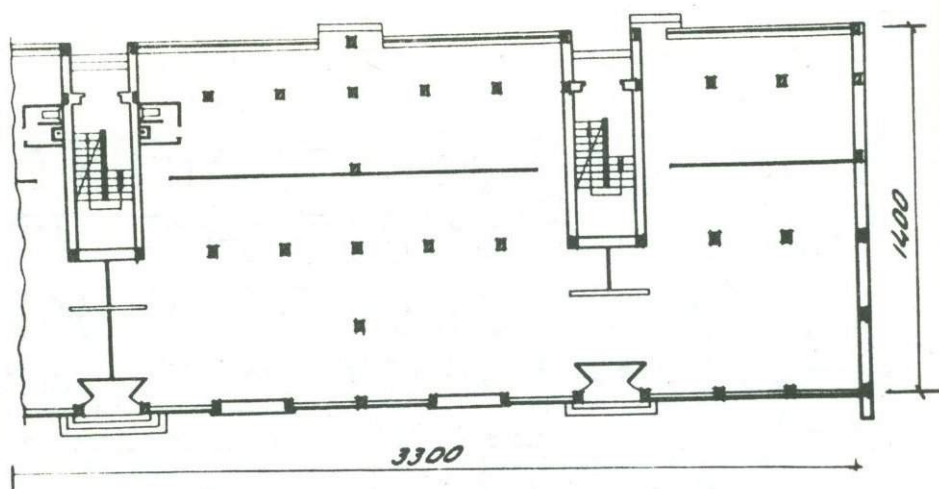


Рис. 3. План первого этажа.

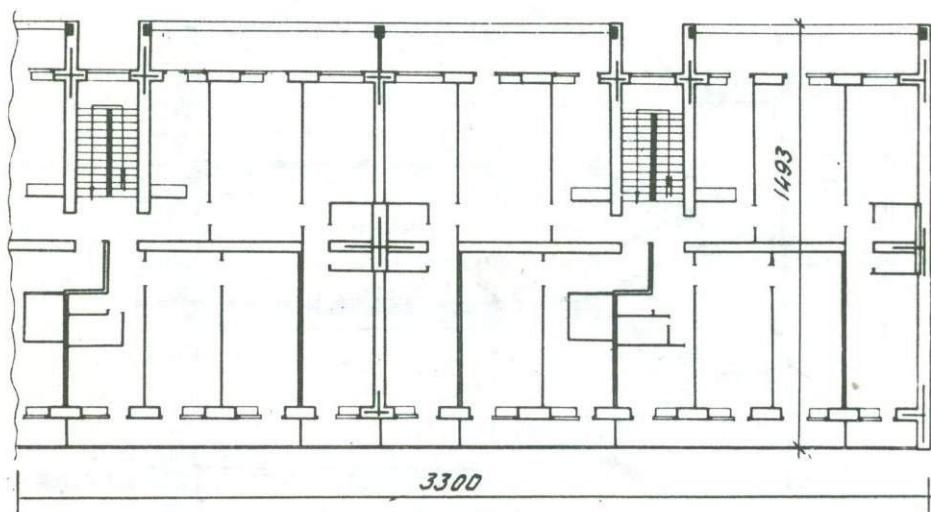


Рис. 4. План типового этажа

В качестве естественного основания для здания служат суглинки. По разрабатываемости эти грунты относятся к III категории. Сейсмичность участка оценивается в 8 баллов

#### 4. Описание установленной аппаратуры, ее тарировка и размещение в здании

Инженерно-сейсмометрическая станция оборудована аппаратурой разной чувствительности для регистрации слабых, средних и сильных землетрясений. В качестве сейсмоприемников для записи средних и силь-

ных сейсмических воздействий использованы приборы С5С с периодом собственных колебаний 5 сек, и диапазоном регистрируемых амплитуд от 10 микрон до 15 мм, а также вибрографы ВВП-3М с периодом 1,6 сек и диапазоном регистрируемых амплитуд от 1 до 300 мм. Для записи слабых землетрясений установлены сейсмографы ВЭГИК с периодом собственных колебаний  $T=2,0$  сек. В качестве регистрирующей аппаратуры использованы осциллографы ПОБ-12 с гальванометрами ГБ-Ш. Увеличение системы в диапазоне периодов от 0,1 до 1,0 сек составляло 2000-3500. Разные величины закругления (от 2 до 100) получали при помощи коробок ШК-2. На здании установлены также сейсмоприемники СПМ-16 с частотой собственных колебаний 35 гц, которые подключаются к гальванометрам ГБ-Ш и записывают ускорения. Запись колебаний производится с помощью осциллографов Н-700. Питание аппаратуры осуществляется от сети переменного тока через выпрямители. Предусмотрено также аварийное питание от аккумуляторов, автоматически включающихся при отключении сети.

Станция работает в ждущем режиме. Включение регистрирующей аппаратуры производится с помощью автоматического фотоэлектронного пускового устройства, срабатывающего при сотрясении грунта в начальный момент землетрясения. Чувствительность автопускового устройства к силе сотрясения устанавливается путем плавной регулировки, обеспечивающей включение станции при землетрясении интенсивностью от 1-2 до 8-9 баллов. Автопусковое устройство позволяет производить многократную запись землетрясений ожидаемой интенсивности, обеспечивая автоматическое включение и отключение аппаратуры при каждом землетрясении.

Приборы первоначально были установлены на двух уровнях здания - на грунте и на чердаке, и производилась регистрация смещений, скоростей по трем компонентам. Это позволило получить записи колебаний здания при землетрясении и оценить его деформированное состояние.

В дальнейшем приборы были установлены также на двух промежуточных уровнях по высоте здания, с целью более достоверного определения упругой оси колебаний здания при землетрясении.

Датчики ориентированы следующим образом: горизонтальное - запад-восток (З-В), перпендикулярное - север-юг (С-Ю) и вертикальное.

Вся установленная аппаратура предварительно тарировалась на вибрационной платформе М.Г. Хачияна, в которой возбуждение осуществляется переменным током, подаваемым в катушку от двух звуковых генераторов "ЗГ" - 1 и "ЗГ" - 2 (рис. 5). От звуковых генераторов "ЗГ" - 1 и "ЗГ" - 2 на катушку индуктивности 3 подается переменный ток разной частоты. Разность этих частот и создает возбуждение платформы. Смещение платформы контролируется индикатором с ценой деления 0,01 мм. Сигналы, снимаемые с тензодатчиков, которые установлены на столе платформы, усиливаются тензоусилителем "ЗАНЧ" и записываются на осциллографе Н-700.

Испытываемый датчик устанавливается на верхнюю поверхность стола платформы и при его колебаниях движется вместе с ним. Колебания испытываемого датчика также записываются на осциллографе Н-700.

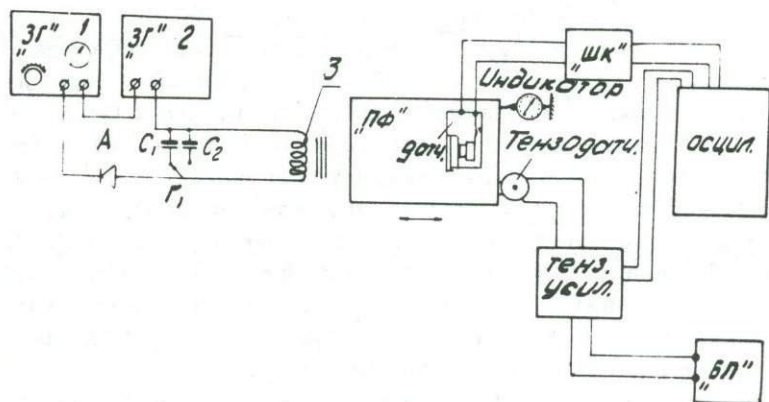


Рис. 5. Схема тарировки сейсмической аппаратуры

Таким путем были тарированы все установленные в здании приборы. При этом каждый датчик был подсоединен к гальванометру, осциллографу. В табл. 1 приводится перечень всех систем приборов, производящих регистрацию колебаний здания в указанном сочетании.

Частотные характеристики всех тарированных приборов показаны на рис. 6-9.

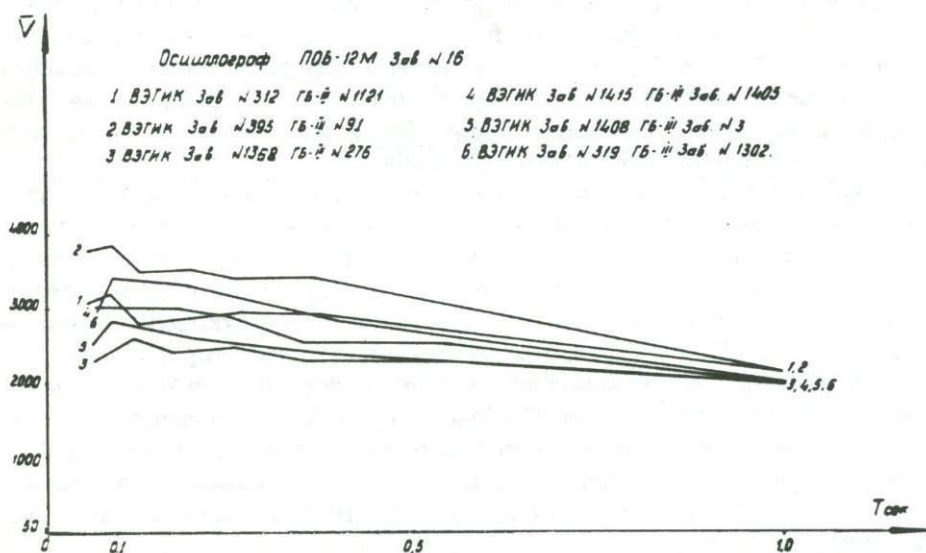


Рис. 6. Частотные характеристики ВЭГИК

## Перечень каналов установленных приборов

№№ п/п	Датчики	Осциллограф	Гальванометр
1.	ВЭГИК № 1415	ПОБ - 12М № 16	ГБ - III № 1405
2	ВЭГИК № 312	ПОБ - 12М № 16	ШБ - III № 1121
3	ВЭГИК № 1408	ПОБ - 12М № 16	ГБ - III № 3
4	ВЭГИК № 1368	ПОБ - 12М № 16	ГБ - III № 276
5	ВЭГИК № 395	ПОБ - 12М № 16	ГБ - III № 91
6	ВЭГИК № 319	ПОБ - 12М № 16	ГБ - III № 1302
7	С5С № 354	ПОБ - 12М № 24	ГБ - III № 1413
8	С5С № 353	ПОБ - 12М № 24	ГБ - III № 135
9	С5С № 347	ПОБ - 12М № 24	ГБ - III № 283
10	С5С № 364	ПОБ - 12М № 24	ГБ - III № 265
11	С5С № 361	ПОБ - 12М № 24	ГБ - III № 10 33
12	С5С № 357	ПОБ - 12М № 24	ГБ - III № 923
13	СПМ - 16 № П6196	ПОБ - 12М № 9568	ГБ - III № 1123
14	СПМ - 16 № П6706	ПОБ - 12М № 9568	ГБ - III № 939
15	СПМ - 16 № П6326	ПОБ - 12М № 9568	ГБ - III № 1101
16	СПМ - 16 № П7444	ПОБ - 12М № 9568	ГБ - III № 523
17	СПМ - 16 № П4322	ПОБ - 12М № 9568	ГБ - III № 1465
18	СПМ - 16 № П7591	ПОБ - 12М № 9568	ГБ - III № 1468
19	ВБП - 3М № 29	ПОБ - 12М № 15	ГБ - III № 102
20	ВБП - 3М № П - 052	ПОБ - 12М № 15	ГБ - III № 1169
21	ВБП - 3М № ИГИС - 310	ПОБ - 12М № 15	ГБ - III № 8
22	ВБП - 3М № 831	ПОБ - 12М № 15	ГБ - III № 135
23	ВБП - 3М № П - 057	ПОБ - 12М № 15	ГБ - III № 31
24	ВБП - 3М № 846	ПОБ - 12М № 15	ГБ - III № 563

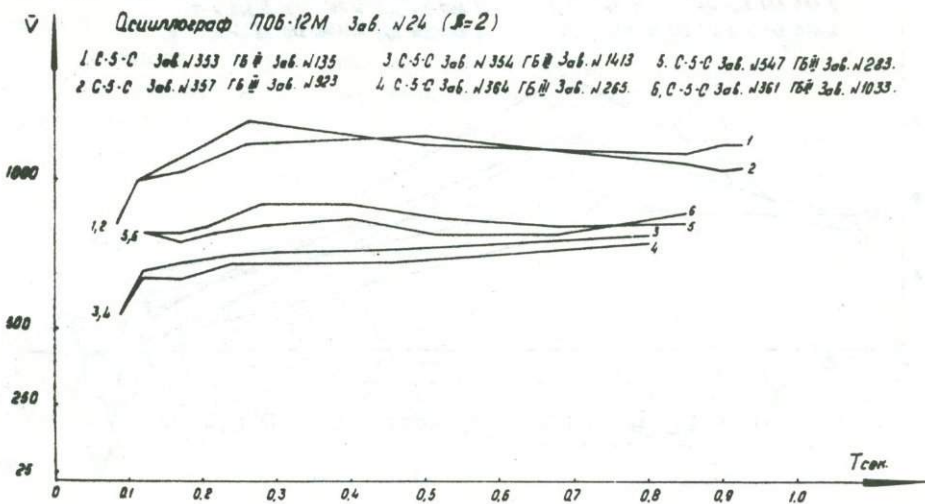


Рис. 7. Частотные характеристики С-5-С

Помимо приборов с записью во времени, в здании на одном из двух фундаментов, заглубленных до коренных пород, установлен многомаятниковый сейсмометр АИС-2М для регистрации максимальных относительных перемещений при сильных землетрясениях.

На другом фундаменте размещены датчики (С5С, ВЭГИК, ВПБ-Ш, СПМ-16).

Фундаменты находятся в той же комнате на 1 этаже, отведенной под лабораторию, где производится регистрация колебаний на осциллографах Н-700 и ПОВ-12.

Приборы на чердаке установлены на выступающей части несущей стены, поверх которой сделана бетонная подготовка. Приборы на двух других промежуточных уровнях установлены в проемах наружной стены лестничной клетки на специально подготовленных площадках, закрытых снаружи металлическими кожухами.

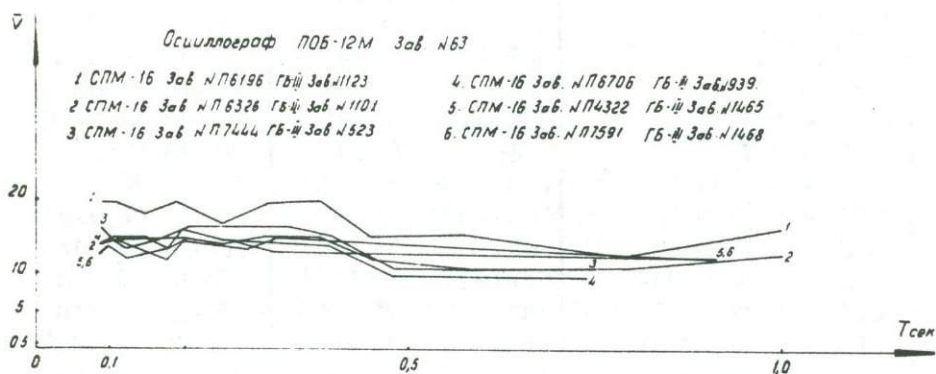


Рис. 8. Частотные характеристики СПМ-16

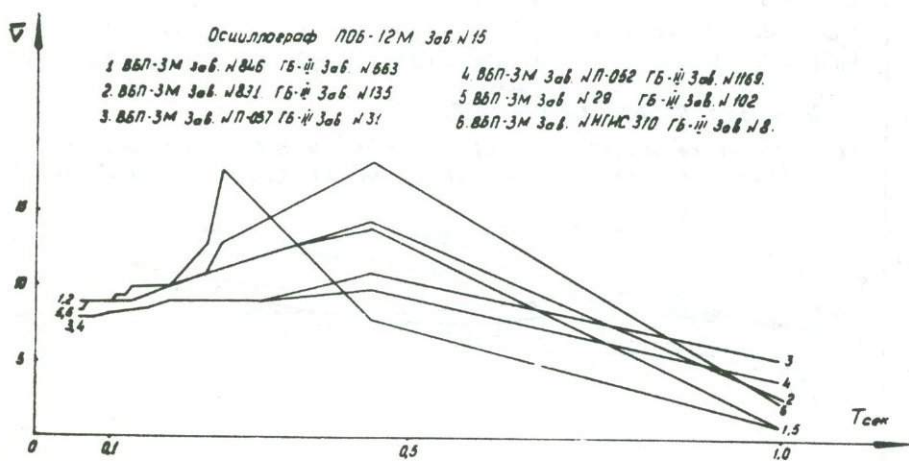


Рис. 9. Частотные характеристики ВВП-3М

### 5. Полученные результаты

Оборудование инженерно-сейсмометрической станции в здании № 11 по ул. Победы было завершено в конце 1969 года.

В течение 1970 г. на организованной станции было зарегистрировано шесть землетрясений, силой 2–4 балла. Сейсмологические данные этих землетрясений приводятся в таблице 2.

Таблица 2

Сейсмологические данные землетрясений, зарегистрированных в г. Ленинкане в 1970 г.

№№ землетрясений	1	2	3	4	5	6
Дата	03.01	02.02	24.02	14.03	14.05	14.05
Время по Гринвичу	03.54, 41	03.04 33	19,14 42	01,52 24	09,21 18	18,13 20
Эпицентральное расстояние, км	108	10	10	217	355	36
Глубина очага, км	8–10	В земной коре	В земной коре	–	7–8	7–8
Интенсивность в баллах	3–4	4	3–4	2–3	2–3	4

Из шести зарегистрированных землетрясений, при пяти (№№ 1–5) были получены записи во времени, четыре (№№ 1, 2, 3 и 6) – записаны многомаятниковыми сейсмометрами АИС–2М. В результате обработки этих данных найдены максимальные величины смещений, ускорений и приведенных ускорений, которые сведены в табл. 3, 4 и 5.

До указанных землетрясений и после них были записаны микросейсмь. На основании анализа этих записей получен период основного тока свободных колебаний здания, равный  $T=0,32$  сек.

На рис. 10–15 показаны записи землетрясений, а также микросейсм до и после землетрясений.

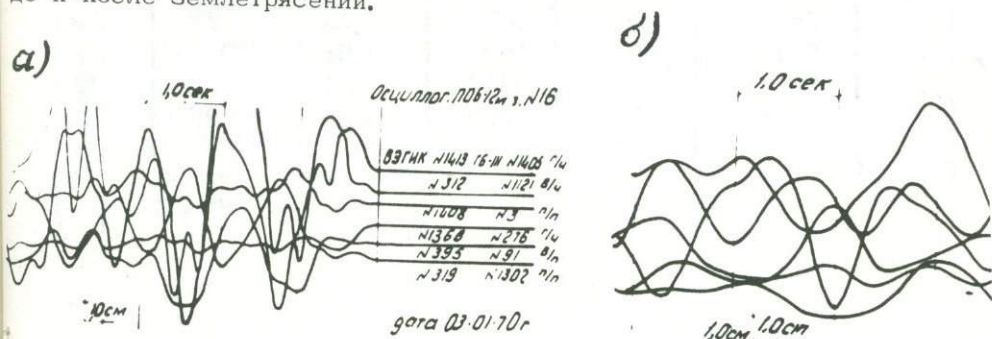


Рис. 10. Записи землетрясения 3 января 1970 г

Таблица 3

Значения максимальных амплитуд смещений

№№ зем-летрясений	№№ приборов	Место установки	Заглубление $\beta$	Увеличение $\bar{V}$	Период колебаний, Т, сек	Амплитуда смещения на записи, мм	Реальная амплитуда А, мм
1	1	Г/ч	20	2300	0,74	42	0,37
	2	в/ч	20	2900	0,6	27	0,2
	3	гп/ч	20	2200	1,09	37	0,34
	4	Г/п	10	2000	1,1	32,5	0,16
	5	В/п	10	2400	0,16	6,5	0,03
	6	Гп/п	10	2100	0,92	17,5	0,09
	10	Г/п	5	1750	1,28	30,5	0,17
2	1	Г/ч	20	2800	0,28	22	0,16
	3	Гп/ч	20	2480	0,32	19,5	0,16
	19	Г/ч	1	15,5	0,30	2,6	0,17
	21	Гп/ч	1	11,2	0,20	1,5	0,13
	22	Г/п	1	13,0	0,36	0,75	0,06
3	1	Г/ч	20	2700	0,32	10,7	0,08
	3	Гп/ч	20	2500	0,32	5,0	0,04
	19	Г/ч	1	15,5	0,30	1,25	0,08
	7	Г/ч	50	1500	0,30	2,0	0,07
	9	Гп/ч	50	1740	0,32	1,5	0,05
4	1	Г/ч	20	1750	1,26	11,0	0,13
	3	Гп/ч	20	1750	1,40	6,0	0,07
	4	Г/п	10	1900	1,30	4,25	0,03
	7	Г/ч	50	1800	1,30	2,5	0,07
	8	В/ч	50	2500	1,40	2,25	0,05
	9	Гп/ч	50	1700	1,40	2,5	0,07
	11	В/п	50	1940	1,40	1,5	0,04
5	1	Г/ч	20	1200	1,80	42	0,07
	3	Гп/ч	20	1600	1,73	27	0,2
	7	Г/ч	50	1000	1,93	12,5	0,63
	8	В/ч	50	1125	1,55	8,5	0,17
	9	Гп/ч	50	825	2,2	9,5	0,12

Характеристики	Составляющие														
	Горизонтальная										Вертикальная				
	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	0,05	0,1	0,15	0,2	
Землетрясение № 1	Период маятников $T$ , сек	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,6	0,8	1,0	0,05	0,1	0,15	0,2
	Максимальное смещение $f$ , мм	-	-	0,21	0,17	0,52	0,18	0,56	0,15	0,51	0,57	-	0,09	0,16	0,03
	Коэффициент $K$ , 1/сек <sup>2</sup>	4580	1230	658	545	418	163	125	86	42,3	29	5821	1945	1179	656
	Приведенное ускорение, $\zeta$ , мм/сек <sup>2</sup>	-	-	135	90	215	29	69	14	22	16	-	175	189	16
	Приведенная скорость $V$ , мм/сек	-	-	3,2	2,9	8,6	1,4	4,4	1,3	2,8	2,6	-	2,8	4,5	0,5
	Приведенное смещение $\chi$ , мм	-	-	0,08	0,09	0,34	0,07	0,28	0,12	0,35	0,41	-	0,04	0,11	0,02
Землетрясение № 2	Максимальное смещение $f$ , мм	0,24	1,53	0,58	0,53	0,66	0,65	0,28	0,71	0,51	0,32	0,1	0,16	0,11	0,12
	Коэффициент $K$ , 1/сек <sup>2</sup>	5000	1815	1130	807	355	272	205	68	50	33,5	6950	1910	1050	860
	Приведенное ускорение $\zeta$ , мм/сек <sup>2</sup>	1175	2769	655	428	233	177	56	48	26	11	660	296	116	99
	Приведенная скорость $V$ , мм/сек	9,4	44,0	15,7	13,7	9,3	8,5	3,0	4,6	3,2	1,7	5,3	4,7	2,8	3,2
	Приведенное смещение $\chi$ , мм	0,08	0,7	0,38	0,44	0,37	0,41	0,16	0,44	0,41	0,27	0,04	0,07	0,07	0,1
Землетрясение № 3	Максимальное смещение $f$ , мм	0,33	1,71	0,65	0,58	0,64	0,65	0,30	0,69	0,53	0,34	-	0,15	0,1	0,11
	Коэффициент $K$ , 1/сек <sup>2</sup>	5000	1815	1130	807	355	272	205	68	50	33,5	6950	1910	1050	860
	Приведенное ускорение $\zeta$ , мм/сек <sup>2</sup>	1650	3104	735	468	227	177	62	47	27	11	-	287	105	95
	Приведенная скорость $V$ , мм/сек	13,2	49,7	17,4	15,0	9,1	8,5	3,9	4,4	3,4	1,8	-	4,6	2,5	3,0
	Приведенное смещение $\chi$ , мм	0,11	0,8	0,42	0,48	0,36	0,41	0,25	0,41	0,43	0,29	-	0,07	0,06	0,1
Землетрясение № 6	Максимальное смещение $f$ , мм	0,55	1,9	3,05	2,43	0,49	1,96	-	1,24	-	0,81	0,55	-	-	-
	Коэффициент $K$ , 1/сек <sup>2</sup>	5000	1815	1130	807	355	272	205	68	50	33,5	6950	1910	1050	860
	Приведенное ускорение $\zeta$ , мм/сек <sup>2</sup>	2750	3448,5	3446,5	1961	174	533	-	84,3	-	27,2	3822,5	-	-	-
	Приведенная скорость $V$ , мм/сек	22	55,2	82,7	62,8	7,0	25,6	-	8,1	-	4,35	30,9	-	-	-
	Приведенное смещение $\chi$ , мм	0,18	0,88	0,98	2,01	0,28	1,23	-	0,78	-	0,69	0,25	-	-	-

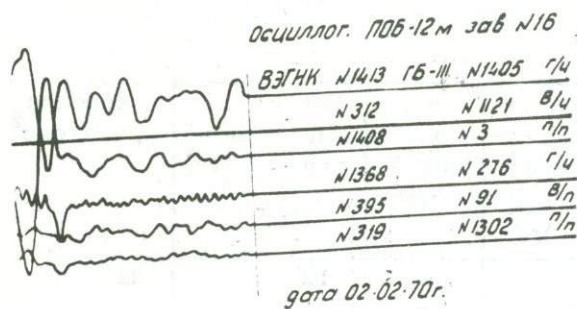
Примечание: Землетрясение № 1 было записано на территории ИГИС, где грунтовые условия такие же, что и на участке здания.

Таблица 4

Значения максимальных амплитуд ускорений

Номера землетрясений	Номера приборов	Место установки	Ускорение, соответствующее записи $\bar{W}$	Период колебания T, сек	Амплитуда смещения на записи, мм $J_{max}$ .	Ускорение a, мм/сек <sup>2</sup>
1	13	Г/ч	20	0,35	1,6	32
	14	В/ч	14	0,06	0,5	7
	15	Гп/ч	15	0,32	1,1	17
	16	Г/п	16	0,04	0,35	6
	17	В/п	13	0,05	0,3	4
	18	Гп/п	13	0,04	0,4	5
2	13	Г/ч	20	0,34	3,4	68
	14	В/ч	14	0,04	2,9	41
	15	Гп/ч	15	0,32	3,0	45
	16	Г/п	16	0,04	3,15	50
	17	В/п	13	0,05	1,9	25
	18	Гп/п	13	0,04	2,9	38
3	13	Г/ч	20	0,32	1,3	26
	15	Гп/ч	15	0,32	0,8	12

а)



б)

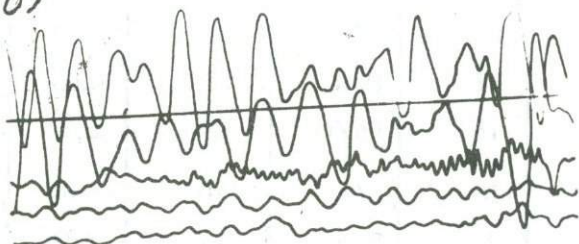
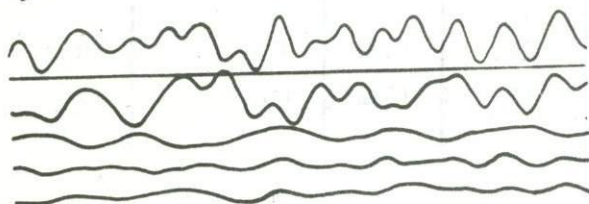


Рис. 11. Записи землетрясения 2 февраля 1970г.

в)



Записи многомаятниковых сейсмометров при землетрясении 3 января 1970 года даны на рис. 16.

Построенные на основании данных, полученных с помощью многомаятниковых сейсмометров, приведенные сейсмические ускорения, скорости и смещения при землетрясениях показаны на рис. 17-20.

#### В ы в о д ы

1. Опыт годичной работы организованной сейсмометрической станцией на здании свидетельствует о больших возможностях используемой аппаратуры, позволяющей регистрировать колебания зданий при различных сейсмических воздействиях, в том числе слабых землетрясений, которые

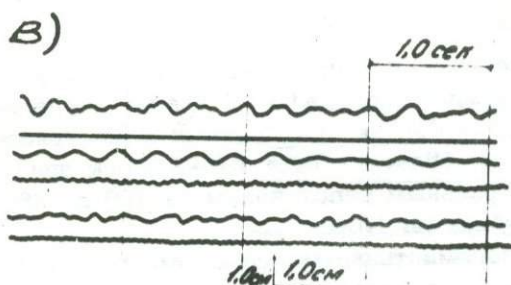
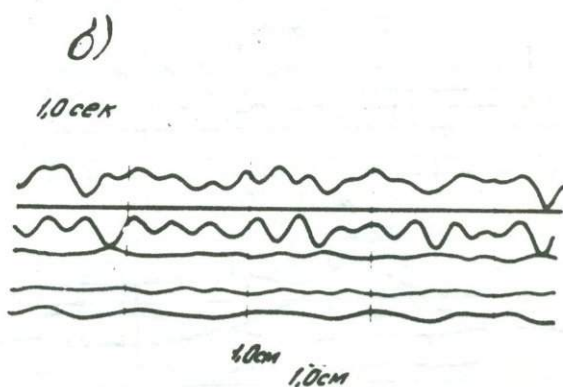
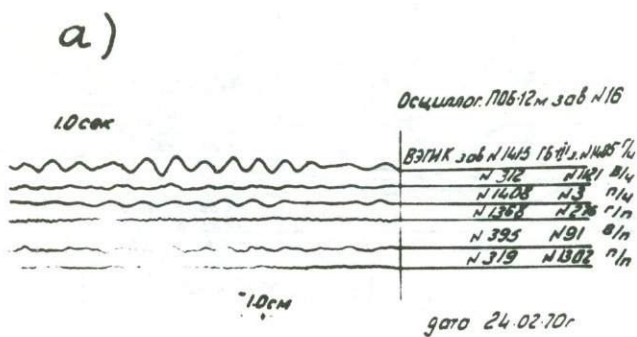


Рис. 12. Записи землетрясения 24 февраля 1970 года

в городе Ленинанкане часто повторяются. Их регистрация может дать ценный материал для выявления динамических характеристик зданий с учетом интенсивности и повторяемости сейсмических воздействий.

2. На основании замера микросейсм получен период основного тона свободных колебаний здания, который равен  $T = 0,32$  сек.

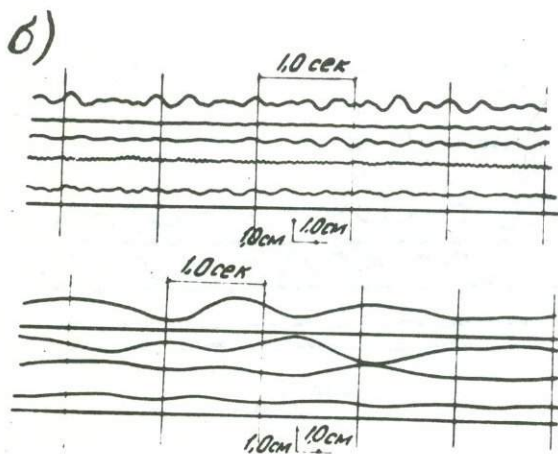
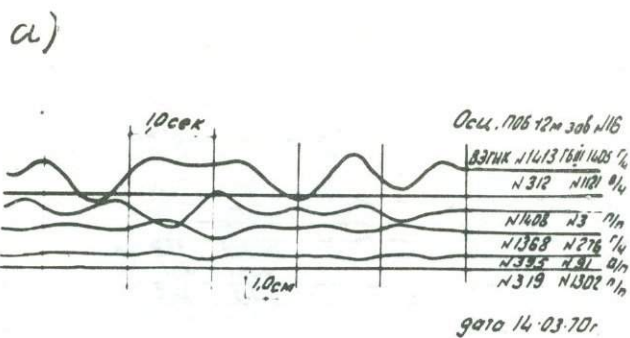


Рис. 13. Записи землетрясения 14 марта 1970г. с помощью ВЭГИК (на второй части фигуры кривые сверху - записи микросейсм после этого землетрясения)

3. По записям во времени местных и близких землетрясений установлено увеличение периода вынужденных колебаний здания с удалением эпицентра землетрясения:  $T_0 = 0,4$  сек при местных землетрясениях с эпицентральным расстоянием 10 км и  $T_0 = 1,0-2,0$  сек при близких землетрясениях с эпицентральным расстоянием от 100 до 360 км. При этом очаги находятся на глубине до 10 км.

4. Полученные с помощью многомаятниковых сейсмометров спектральные кривые показывают, что максимальные значения приведенных сейсмических ускорений при местных землетрясениях ( $\Delta = 10$  км) соответствуют периоду  $T = 0,1$  сек, а при близких землетрясениях  $T = 0,2 - 0,4$  сек.

5. При рассмотрении построенных спектральных кривых  $\zeta$ ,  $\nu$  и  $\chi$  установлены их точки пересечения, соответствующие одним и тем же периодам колебаний (0,07; 0,20 и 0,65 сек), вне зависимости от интенсивности и эпицентрального расстояния. Такое же явление нами было обнаружено при изучении последующих толчков Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г. /2/.

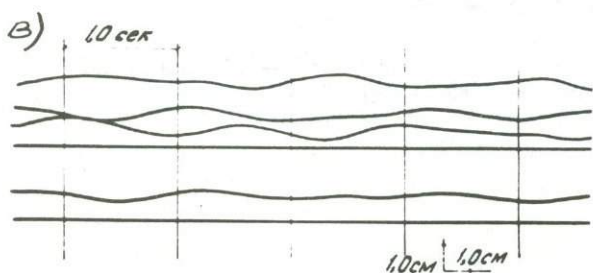
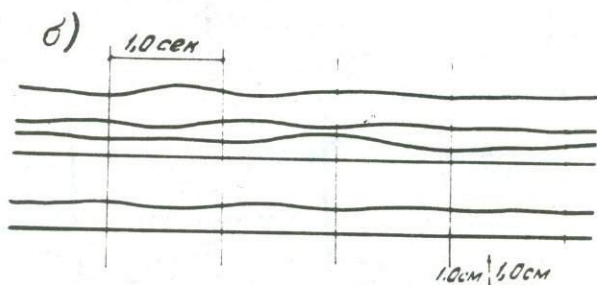
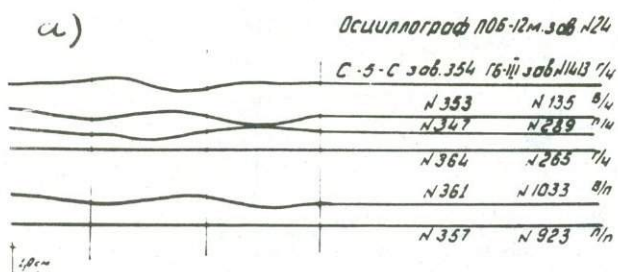


Рис. 14. Записи землетрясения 14 марта 1970г. с помощью С-5-С.

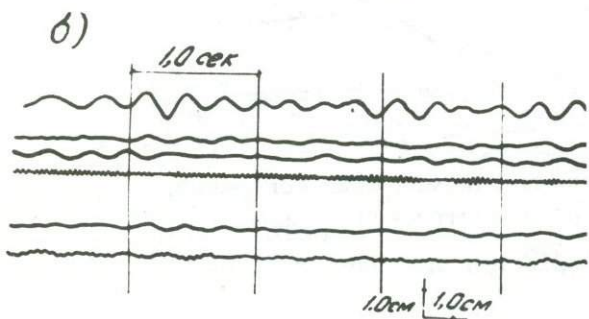
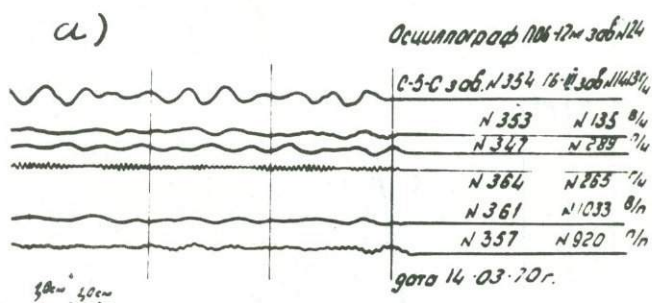


Рис. 15. Записи микросейсм до землетрясения 14 марта 1970г.

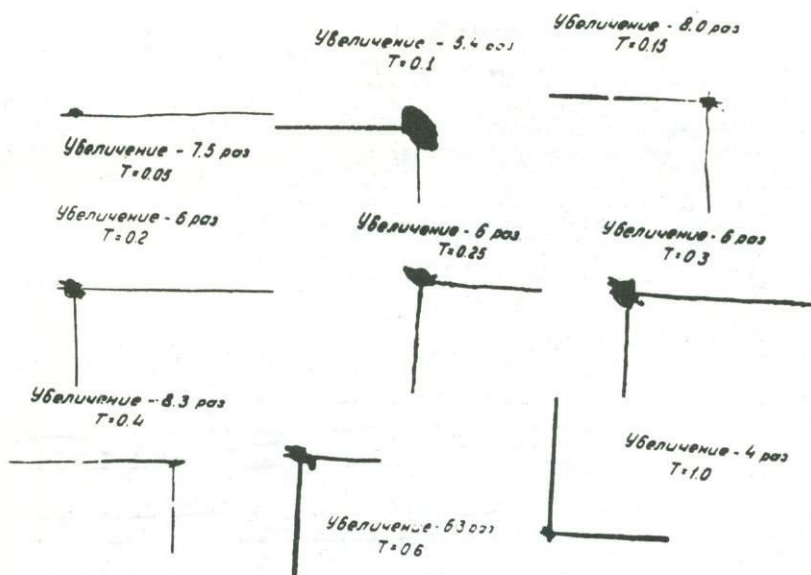


Рис. 16. Записи вертикальных маятников АИС-2М при землетрясении 3 января 1970 года.

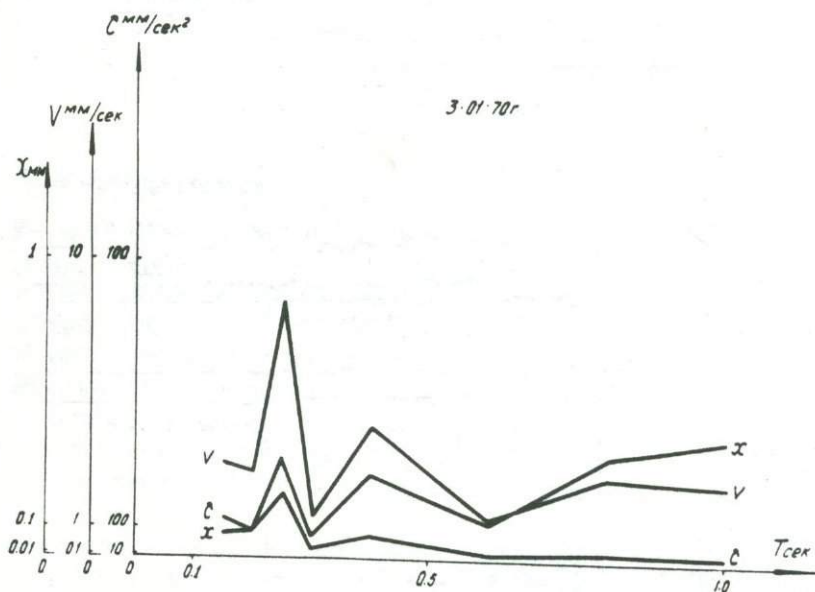


Рис. 17. Кривые приведенных сейсмических ускорений, скоростей и смещений при землетрясении 3 января 1970 года

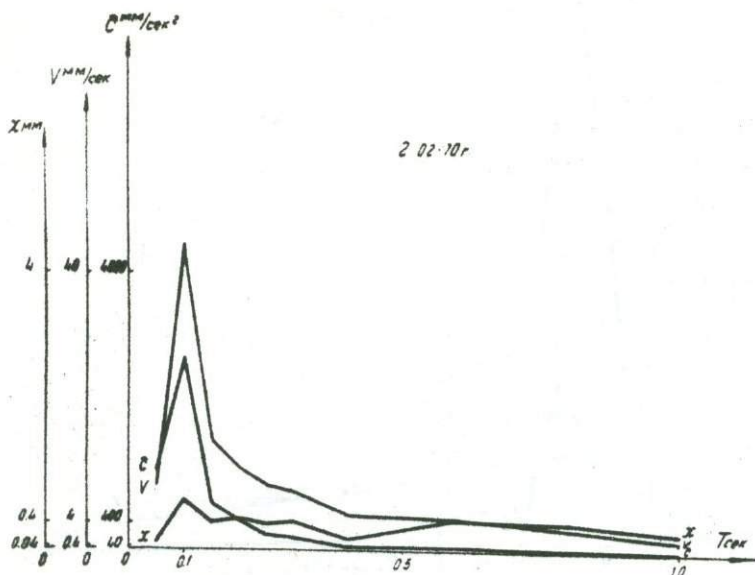


Рис. 18. Кривые приведенных сейсмических ускорений, скоростей, смещений при землетрясении 2 февраля 1970 года

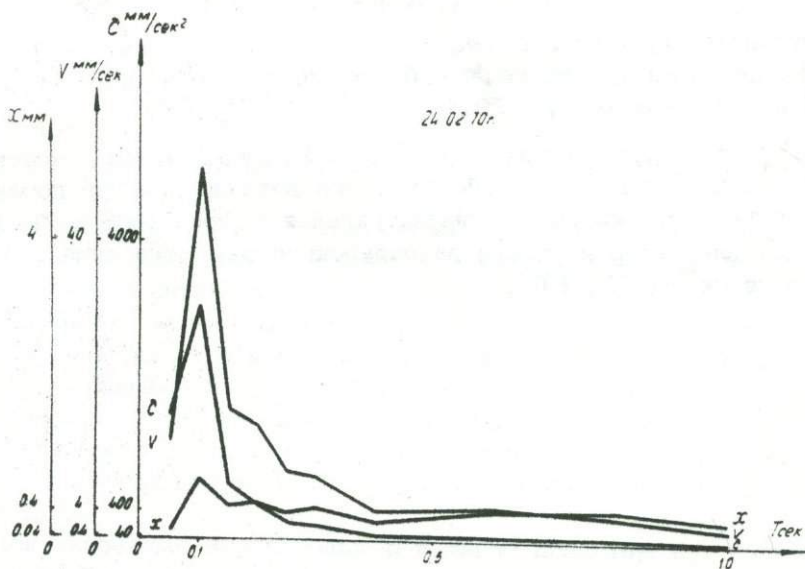


Рис. 19. Кривые приведенных сейсмических ускорений, скоростей и смещений при землетрясении 24 февраля 1970 года

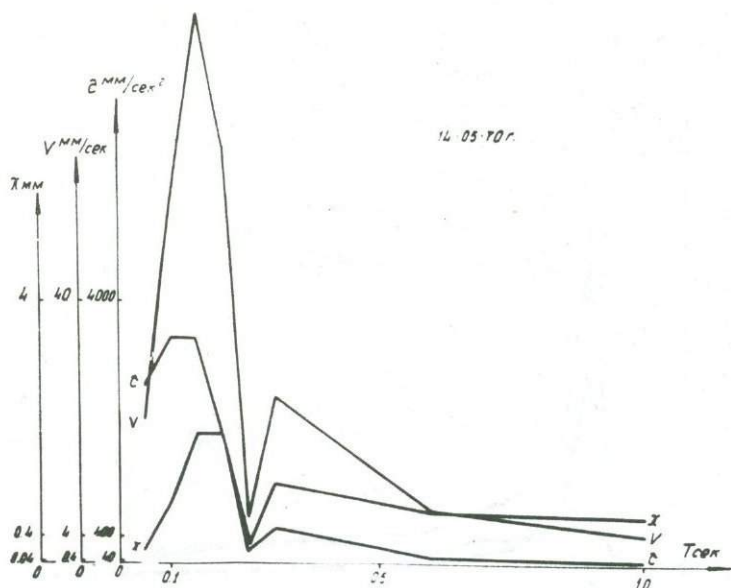


Рис. 20. Кривые приведенных сейсмических ускорений, скоростей и смещений при землетрясении 14 мая 1970 года

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Инструкция по организации станций инженерно-сейсмометрической службы для регистрации колебаний зданий и сооружений при землетрясениях, Алма-Ата, 1970.
2. Карапетян Б.К., Карапетян Н.К. и Мхитарян Л.А. Инструментальное исследование сейсмического воздействия при последующих толчках Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г., "Результаты комплексного изучения зангезурского землетрясения". Изд. АН Армянской ССР, 1973.

А.С. Мурадян

МНОГОМАЯТНИКОВЫЙ СЕЙСМОМЕТР С ПОЛИМЕРНЫМ  
ДЕМПФИРУЮЩИМ УЗЛОМ

Многомаятниковые сейсмометры применяются для инженерного анализа сейсмических сил. В приборе маятники моделируют сооружения по периоду и декременту затухания. По величинам максимальных отклонений маятников находят приведенное сейсмическое ускорение

$$\tau = q \left( \frac{T_0}{T} \right)^2 \frac{f}{a},$$

- где  $q$  - ускорение силы тяжести;  
 $a$  - расстояние от острия иглы до центра вращения маятника;  
 $T$  - период собственных колебаний маятника;  
 $T_0$  - период собственных колебаний маятника, шарнирно подвешенного за его центр вращения;  
 $f$  - максимальное отклонение острия регистрационной иглы маятника.

Выражение  $\frac{q}{a} \left( \frac{T_0}{T} \right)^2$  обозначаем через  $K$ .

В работе маятников важным звеном является демпфирующее устройство, которое в зависимости от периода колебания маятника должно иметь соответствующий логарифмический декремент, находящийся в пределах 0,2 - 0,5 / 1,2 %.

В существующих многомаятниковых сейсмометрах демпфирование осуществляется при помощи резиновой втулки или за счет трения двух соприкасающихся поверхностей.

Указанные методы демпфирования не оправдывает себя в работе. Задача усовершенствования и модернизации прибора заключается в изыскании демпфирующего материала, который обладал бы таким же затуханием, что и затухания реальных сооружений. Необходимо, чтобы материал не подвергался преждевременному стиранию и его демпфирующие свойства не изменялись бы с колебанием температуры в пределах от  $-40^{\circ}\text{C}$  до  $+40^{\circ}\text{C}$ .

Для указанных целей большой интерес представляют полимерные материалы. Из них наилучшими для указанных целей являются фторопласт, полиэтилен, полипропилен, софлиммеры и др. В результате изучения характеристики указанных полимеров, проведены испытания полиэтилена кабельного, полиэтилена высокого давления стабилизированного и фторопласта - 3. Всесторонне изучен и испытан полиэтилен кабельный и полиэтилен высокого давления /3/.

Основные свойства материалов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Механические свойства полиэтиленов

Наименование и марка материала	Удельный вес г/см <sup>3</sup>	Теплостойкость по Мартенсу °C	Водопоглощение за 24 часа	Предел прочности при сжатии кг/см <sup>2</sup>	Предел прочности при изгибе кг/см <sup>2</sup>	Удельная ударная вязкость кг см/см <sup>2</sup>	Морозостойкость °C	Твердость кг/см <sup>2</sup>
Полиэтилен высокого давления ПЭ500-150	0,92	50	0,01	125	120-170	160	-65	13 по Бренелю
Полиэтилен кабельный	0,92	130-150	-	-	-	-	-70	35 по Джонсу

Конструкция демпферного узла показана на рис. 1. При изменении размеров рабочей части демпферного стержня можно получить соответствующие периоды колебания маятника и декремент затухания.

Демпфирующий орган полностью освобожден от нагрузок и напряжений. В полиэтиленовый стержень пропущена стальная струна, плотно проходящая по отверстию, и с двух сторон закрепляемая в металлических наконечниках, снизу - шарнирно, а сверху - при помощи цанги. Демпфера горизонтально расположенных маятников изготовлены из полиэтиленовых пластин прямоугольной формы (рис. 2), что упрощает конструкцию и обеспечивает поляризацию маятников.

Полиэтилен обрабатывается вытачиванием, прессованием экструзией, распиливанием и т.д. Так как после прессовки усадка полиэтилена значительна (около 1,2+2,5%) следует демпферные детали обрабатывать вытачиванием, что обеспечивает их однородность и идентичность.

Многочисленные и всесторонние испытания показали, что указанные демпферы обеспечивают постоянство периода маятников при различных силах сотрясений от 2-3 до 8+9 баллов, т.е. при различных отклонениях маятников.

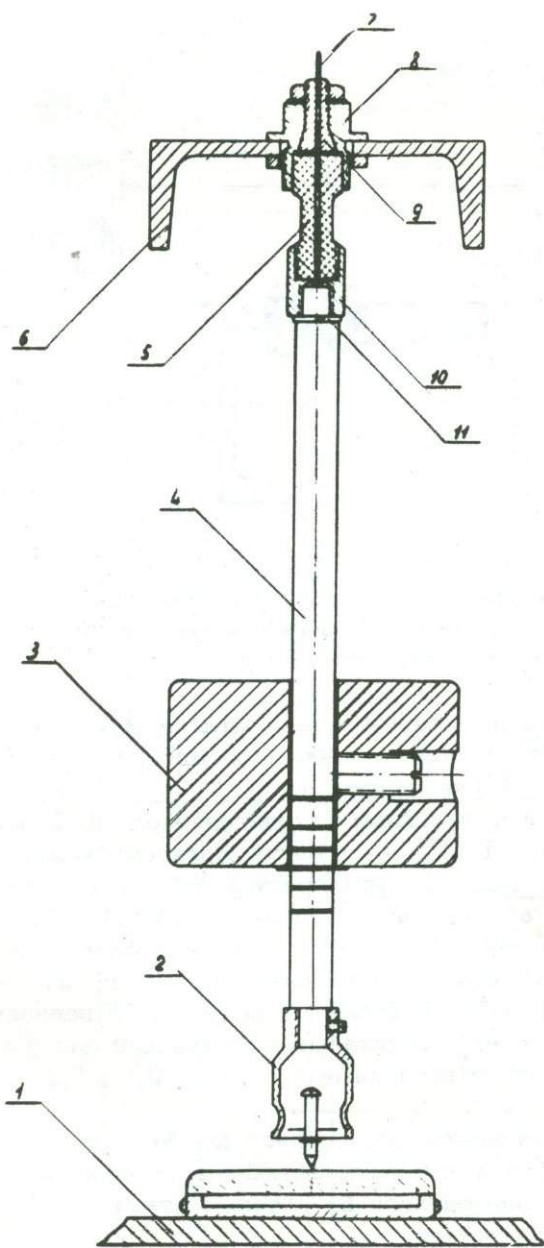


Рис. 1. Маятник вертикальный в сборе.

1 - стол; 2 - регистрирующий орган; 3 - инертная масса; 4 - стержень; 5 - стержень демпфера; 6 - верхняя продольная балка; 7 - подвес; 8 - верхняя гайка; 9 - цапга; 10 - переходная муфта; 11 - шайба пружинистая.

Применив полиэтилен кабельный или полиэтилен высокого давления, как демпфирующий материал в многомаятниковых сейсмометрах, необходимо было убедиться в его выносливости и долговечности. В течение одного года систематические проверки показали почти одинаковые показания отдельных маятников соответствующими демпфирующими устройствами, которые были ранее испытаны на усталость и долговечность.

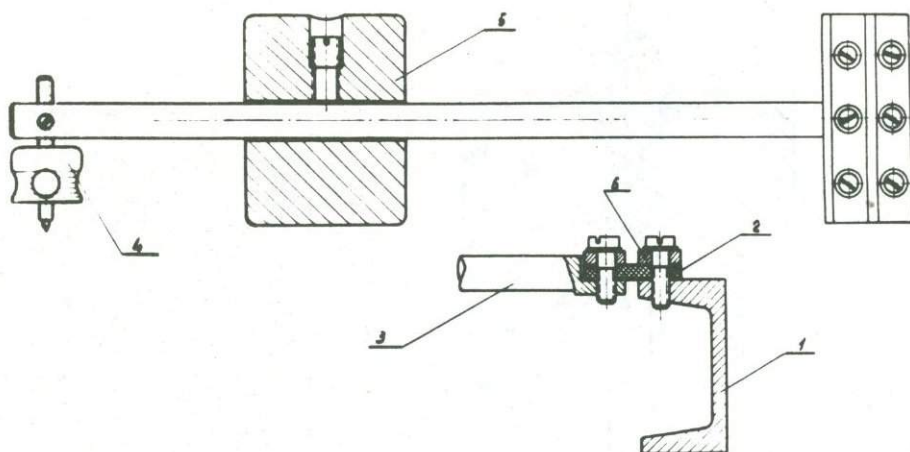


Рис. 2. Маятник горизонтальный в сборе.

1 - продольная подпорная балка; 2 - демпферная пластинка; 3 - стержень маятника; 4 - регистрирующий орган; 5 - инертная масса; 6 - планка прижимная

После 2000 циклов колебаний демпферного элемента на его рабочей поверхности не было обнаружено никаких следов повреждений. Изменений периода  $T$  и затухания  $\delta$  не наблюдалось.

Макет прибора с некоторыми маятниками находился около 8-9 часов в камере холода и тепла марки КТхБ - 0,1 Волгоградского завода. Макет вначале испытывался на тепло до температуры  $+45^{\circ}\text{C}$ , а затем на холод до  $-40^{\circ}\text{C}$  (табл. 2) Расхождения составляют около 4-8%.

Далее был разрешен вопрос конструкции нового, более облегченного, малогабаритного каркаса прибора, с расположением 4-х горизонтальных маятников для регистрации вертикальных смещений с периодами 0,05; 0,1; 0,15 и 0,20 сек и 10-ти вертикальных маятников для регистрации горизонтальных смещений с периодами 0,05; 0,1; 0,15; 0,2; 0,25; 0,3; 0,4; 0,6; 0,8 и 1,0 сек.

Многочисленные и разнообразные записи проводились для установления зависимости изменения периода и декремента затухания от начального отклонения маятника. Запись производилась на плоском стекле.

Для уменьшения величины трения иглы регистрирующего органа по стеклу производились замеры отклонений маятников сейсмометра с различными условиями регистрации;

- 1) при расположении регистрирующего узла в верхней части маятника;
- 2) регистрация на сферической поверхности стекла использовано стекло прибора СБМ со сферой радиуса  $R = 400\text{ мм}$ );
- 3) регистрация отклонения маятника на плоском стекле, которое находится внизу маятника.

Таблица 2

Период и логарифмический декремент затухания маятников при разных температурах

Наименование материала	Температура $t = +50^{\circ}\text{C}$		Температура $t = +40^{\circ}\text{C}$		Температура $t = +30^{\circ}\text{C}$		Температура $t = +20^{\circ}\text{C}$		Температура $t = 0^{\circ}\text{C}$		Температура $t = 20^{\circ}\text{C}$		Температура $t = 40^{\circ}\text{C}$	
	Период $T$ , сек	Декремент затухания	Период $T$ , сек	Декремент затухания	Период $T$ , сек	Декремент затухания	Период $T$ , сек	Декремент затухания	Период $T$ , сек	Декремент затухания	Период $T$ , сек	Декремент затухания	Период $T$ , сек	Декремент затухания
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Полиэтилен высокого давления стабилизированный	0,9	0,18	0,9	0,19	0,87	0,2	0,85	0,23	0,83	0,24				
—"	0,65	0,25	0,65	0,25	0,63	0,28	0,6	0,32	0,59	0,3	0,56	0,32	0,52	0,35
—"	0,43	0,28	0,42	0,28	0,41	0,32	0,4	0,35	0,4	0,36	0,39	0,4	0,38	0,44
—"	0,32	0,35	0,31	0,36	0,31	0,38	0,3	0,43	0,3	0,43	0,28	0,45	0,27	0,46
Полиэтилен кабельный	0,24	0,25	0,24	0,25	0,22	0,28	0,2	0,3	0,2	0,3	0,17	0,33	0,16	0,38
—"	0,9	0,19	0,89	0,21	0,87	0,23	0,87	0,23	0,87	0,23	0,85	0,25	0,83	0,28

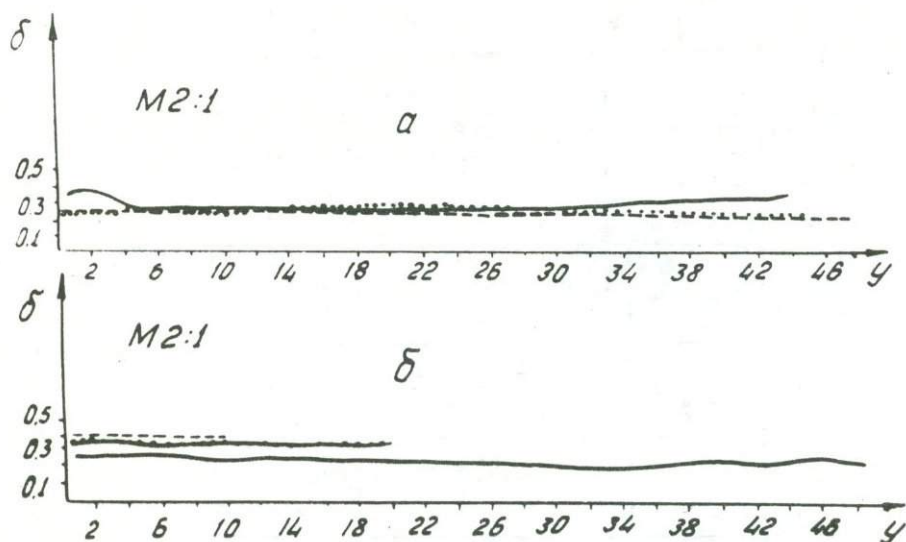


Рис. 3, а - зависимость величины трения регистрирующего органа по стеклу от амплитуды при  $T=1$  сек и начальном отклонении маятника 50мм 1 - запись на плоском стекле внизу; 2 - то же наверху; 3 - запись на сферическом стекле.

б - зависимость декремента затухания от величины отклонения маятника при  $T=1$  сек. 1 - начальное отклонение маятника 50мм; 2 - то же 20мм; 3 - то же 10мм

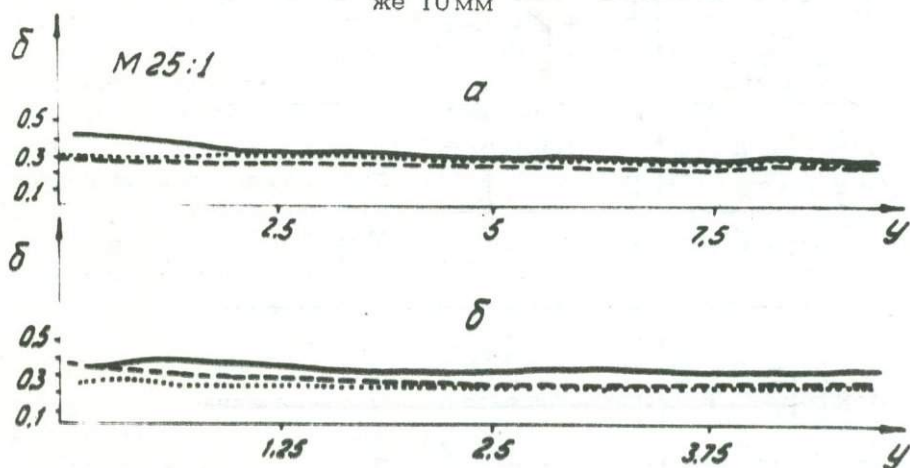


Рис. 4, а - зависимость величины трения регистрирующего органа и отклонения маятника от декремента затухания при  $T=1$  сек и начальном отклонении маятника 10мм. 1 - запись на плоском стекле внизу; 2 - то же наверху; 3 - запись на сферическом стекле; б - та же зависимость при  $T=1$  сек и начальном отклонении маятника 5мм. 1 - запись на плоском стекле внизу; 2 - то же наверху; 3 - запись на сферическом стекле.

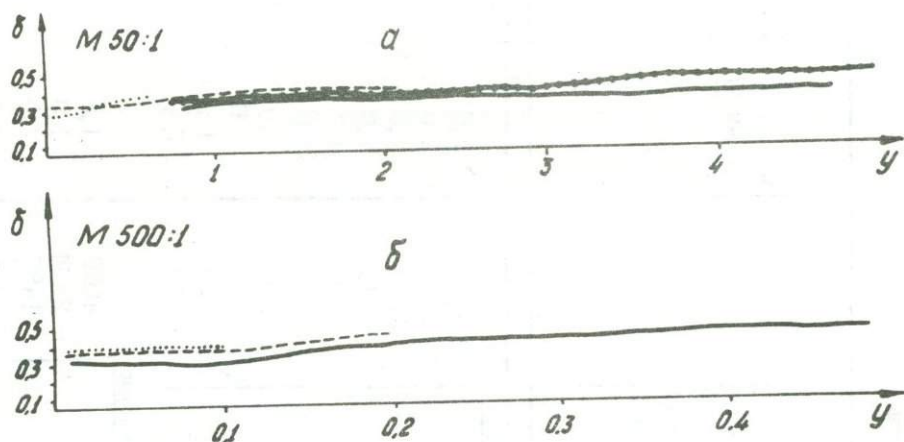


Рис. 5. Зависимость декремента затухания и его постоянства от величины отклонения маятника при  $T=0,05$  сек  
 а - запись на плоском стекле, отклонение маятника 5 мм  
 1 - запись на осциллографической ленте; отклонение маятника 5 мм; 2 - то же 3 мм; 3 - то же 1 мм.  
 б - 1 - запись на осциллографической ленте, отклонение маятника 0,5 мм; 2 - то же 0,2 мм; 3 - то же 0,1 мм.

Записи проводились на осциллографической ленте в осциллографе ПОБ-12. Датчик индуктивный. Результаты всех записей занесены в таблицы и составлены графики (рис. 3, 4, 5).

Для проверки и сопоставления записей, полученных на осциллографе и в натуре (запись по законченному стеклу - стекло внизу) составлена таблица замеров и графики сравнений. Как видно из графиков, расхождение записей незначительное, потому был принят следующий вариант; длиннопериодные маятники с  $T=1,0; 0,8; 0,6$  сек с регистрирующими органами, расположенными на верхней части маятников на высоте  $1/3$  от длины маятника (с целью уменьшения величины записей и трения регистрирующего органа по стеклу). Остальные 7 маятников регистрируют к третьему варианту (запись на плоских стеклах, которые находятся в нижней части маятника).

Регистрирующий орган представляет собой корундовую иглу с радиусом острия  $R=0,017$  мм. Величина перемещения составляет 5-6 мм. Корундовая игла с наконечником длиной около 15 мм насажена на 2 плоские упругие пружины из берилловой бронзы толщиной 0,02 мм, расположенные друг над другом на расстоянии 10 мм.

Такая конструкция полностью ликвидирует боковые смещения и кручение иглы. Создает только вертикальное перемещение точно по оси (рис. 1). Характеристики макета многомаятникового сейсмометра с техническими данными приведены в таблице 3.

Характеристики макета маятникового сейсмометра

№№ п/п	T - период маятника, сек	T - период маятника, сек	Размер демп- фера, мм	Вес инерт- ной массы маятника, кг	Расстоя- ние от цен- тра инерт- ной массы или систе- мы до цен- тра враще- ния систе- мы	Расстояние от центра вращения си- стемы до острия реги- стрирующего органа, мм	Коэффициент K	Диаметр под- вески и пружины
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<u>Вертикально расположенные маятники</u>								
1	0,05	0,62	18 x 2	1,0	65	365	3149	2,0
2	0,1	0,8	18 x 2	1,3	155	365	1628	2,0
3	0,15	1,05	18 x 2	1,3	260	365	1323	2,0
4	0,2	0,6	10 x 13	1,3	40	365	243	1,0
5	0,25	0,6	10 x 13	1,3	60	265	156	1,0
6	0,3	0,69	10 x 13	1,3	120	365	143	1,0
7	0,4	0,95	10 x 13	1,3	200	365	180	1,0
8	0,6	1,10	10 x 13	1,3	300	365	90	1,0
9	0,8	1,13	8 x 13	1,3	360	430	53	1,0
10	1,0	1,30	7 x 7	1,6	470	510	53	0,4
<u>Горизонтально расположенные маятники</u>								
1	0,05	0,6	60x25x7x2	1,0	44	330	4060	1,0
2	0,1	0,9	60x25x7x4	1,0	195	330	2454	1,0
3	0,15	1	60x25x7x4	1,0	250	330	1485	1,0
4	0,2	0,9	60x25x4x5	1,0	195	330	614	1,0

## ЛИТЕРАТУРА

1. Назаров А.Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил 1959
2. Карапетян Б.К. Многомаятниковые сейсмометры и результаты их применения в инженерной сейсмологии, 1963.
3. Кацнельсон М.Ю. Балаев Г.А. Пластические массы, Справочник (издание второе) М., 1968.

Д.А. Мхитарян

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ДОБАВОК  
ГЛИНЫ НА ПРОЧНОСТНЫЕ И ДЕФОРМАЦИОННЫЕ  
ХАРАКТЕРИСТИКИ БЕТОНОВ

Эта работа посвящена вопросу экспериментального исследования влияния добавок глины на прочностные и деформационные характеристики бетонов.

В работах А.Г. Назарова /1-2/ особое внимание уделяется подбору модельного материала. В модельных испытаниях основным условием является правильный подбор модельного материала по множителям подобия. Поэтому возникает необходимость изучения в широком диапазоне их физико-механических характеристик.

В процессе моделирования первостепенное значение придается обеспечению соответствующих механических свойств материалов модели и оригинала. Следовательно, надо иметь набор различных материалов с различными прочностными деформационными характеристиками для применения их в моделях.

Для получения этих характеристик были изготовлены и испытаны на центральное сжатие 42 шт. лабораторных образцов сплошного поперечного сечения, в том числе 24 шт. на легком бетоне и 18 шт. на тяжелом.

Опытные образцы в виде призмы имели размеры 10x10x30 см. Для изготовления опытных образцов были применены следующие материалы: портландцемент с активностью 400 кг/см<sup>2</sup>, дробленый туфовый песок со средней крупностью 0,46 мм и содержанием по весу 2% пылевидных частиц, туфовый щебень с наибольшей крупностью 20 мм и с пустотностью 38,3%, речной кварцевый песок с объемным весом 1560 кг/м<sup>3</sup>, гравий с объемным весом 1740 кг/м<sup>3</sup> и добавки глины от 5 до 75 процентов от веса цемента. Бетон изготавливается с весовой дозировкой всех компонентов.

Испытание образцов было произведено в четырехнедельном возрасте. Образцы выдерживались в нормальных температурно-влажностных условиях. Деформация бетона измерялась с помощью тензометров с базой 100 мм.

По результатам экспериментальных исследований большого количества образцов из легких и тяжелых бетонов с добавлением глины, установлено влияние глины на прочностные и деформационные характеристики бетонов. Исследования проводились в образцах как с добавкой глины, так и без добавки для контроля.

Основным материалом для суждения о деформативности бетона является индикаторная диаграмма (напряжение — деформация). Обычно исследователи получают из опытов отдельные точки этой диаграммы, а затем стараются аппроксимировать опытные точки какой-либо кривой, подбирая при этом наиболее подходящую математическую формулу. Для аппроксимации опытных данных мы воспользовались методикой, предложенной С.А. Шагиняном /2-3/.

На рис. 1-2 показаны индикаторные диаграммы деформаций и напряжений отдельных серий легкого и тяжелого бетонов.

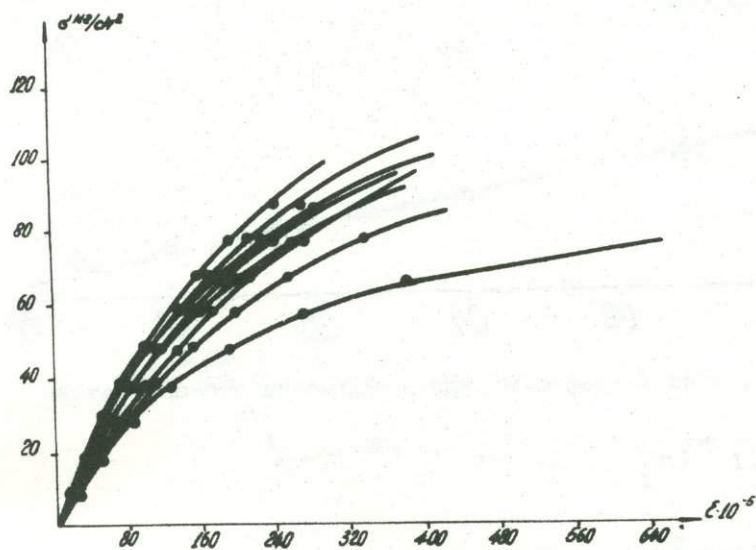


Рис. 1. Индикаторные диаграммы  $\sigma - \epsilon$  легкого бетона.

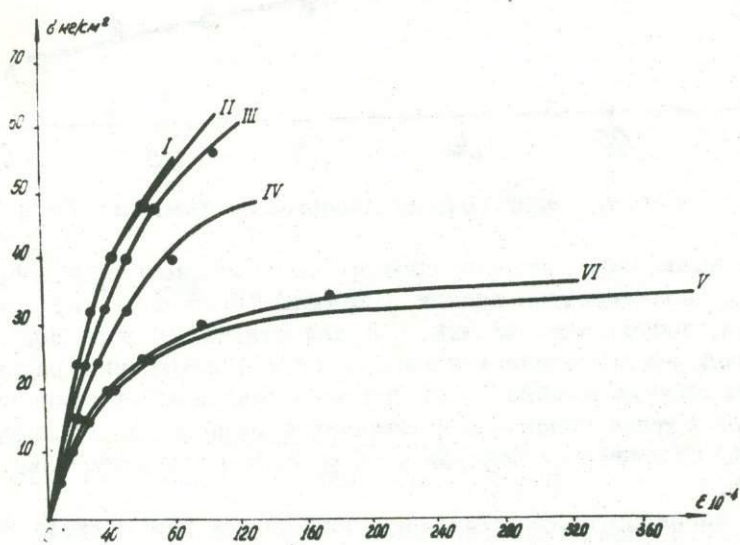


Рис. 2. Индикаторные диаграммы  $\sigma - \epsilon$  тяжелого бетона.

Результаты обработки опытных данных показали, что индикаторная диаграмма  $\sigma - \varepsilon$  хорошо описывается формулой С.А. Шагиняна

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E_0 \left(1 - \lambda_p \frac{\sigma}{R_{np}}\right)} = \frac{\sigma}{E_0 - C_{np} \sigma}$$

В качестве примера на рис. 3-4 показаны графики модулей деформаций легкого и тяжелого бетонов одной из серии опытов.

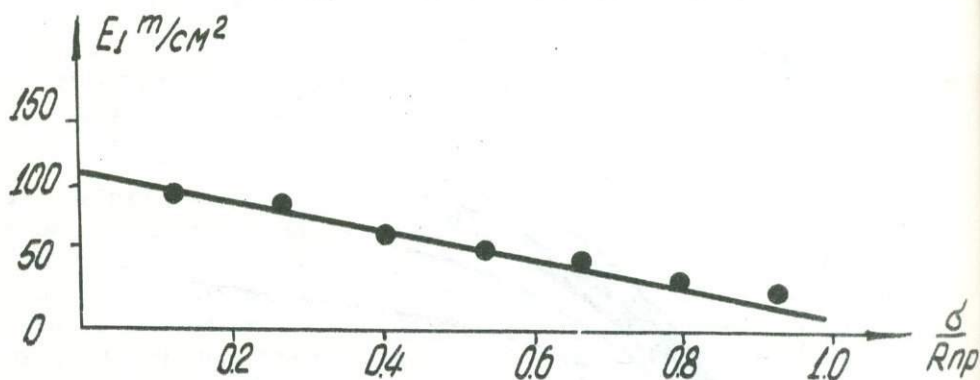


Рис. 3. График модуля деформации легкого бетона

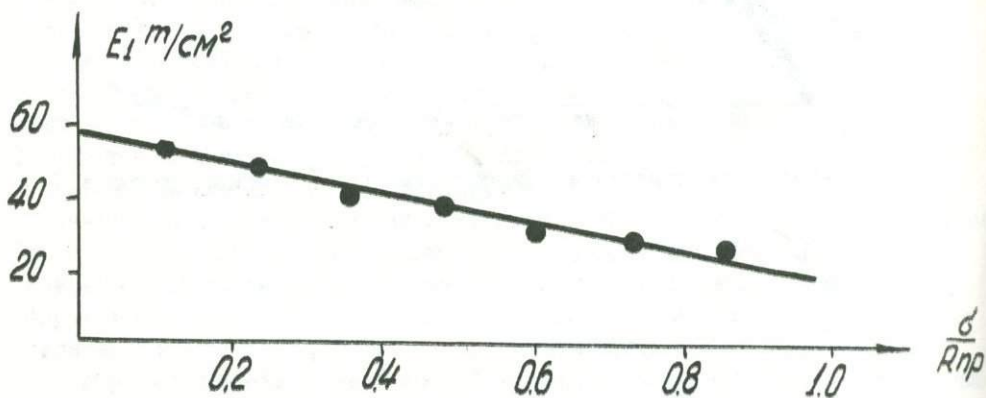


Рис. 4. График модуля деформации тяжелого бетона

Для выявления степени соответствия полученных величин деформационных характеристик легких и тяжелых бетонов с экспериментальными данными, достаточно сказать, что для отдельных образцов легкого бетона средне-арифметическая ошибка по 201 измерению равна 0,9%, средне-квадратичная ошибка 1,4%, при максимальном отклонении 5%, а для тяжелого бетона средне-арифметическая ошибка по 117 измерениям равна 1,6%, средне-квадратичная ошибка 2,9% при максимальном отклонении 10%.

Для наглядного представления полученных результатов на рис. 5-6 показаны графики зависимостей характеристик бетонов на легких и тяжелых заполнителях от процента добавки глины.

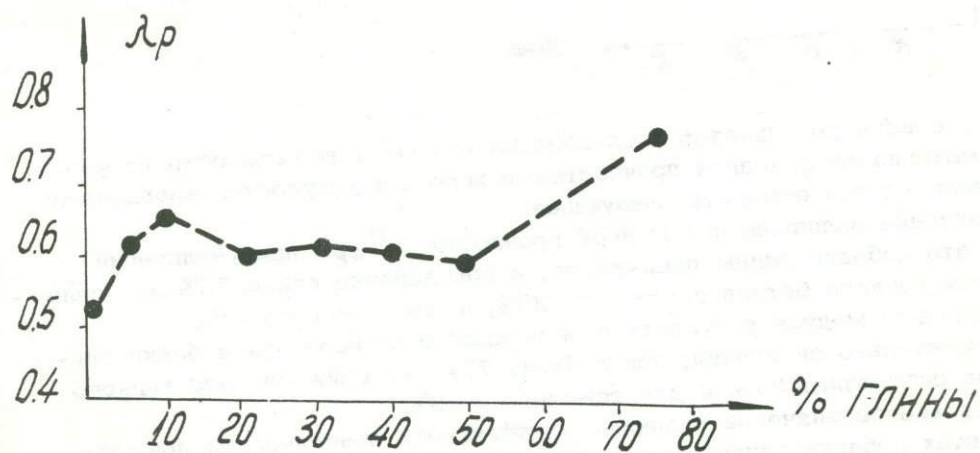
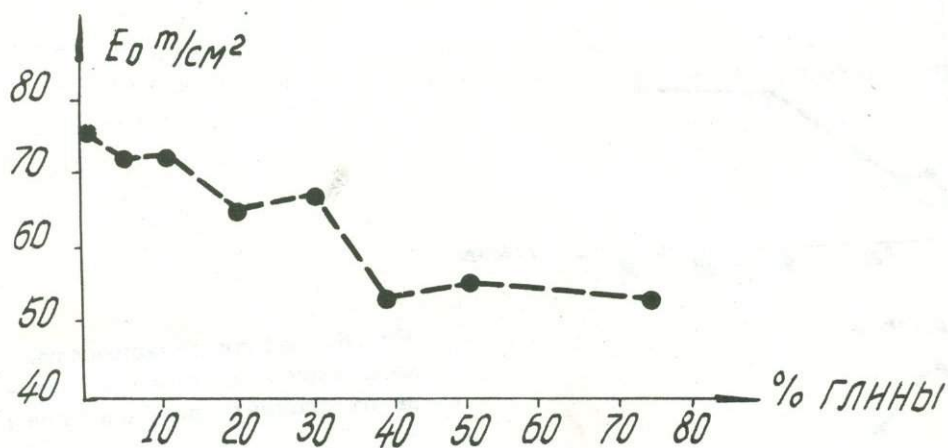
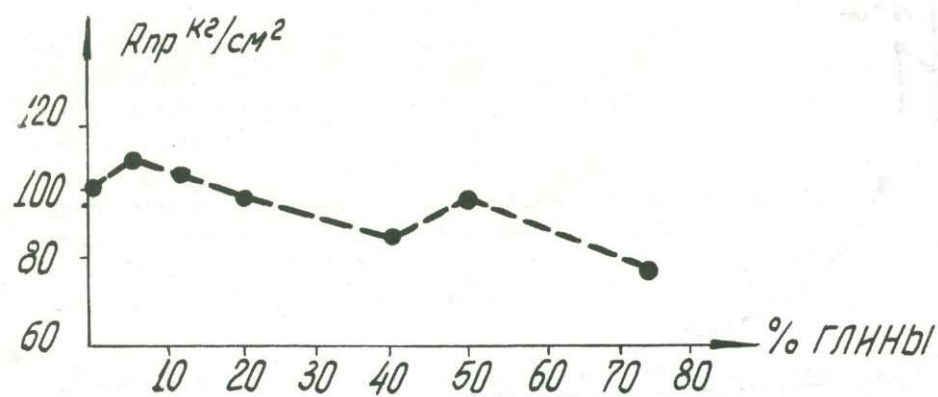


Рис. 5. Графики зависимостей характеристик легкого бетона от процента добавки глины

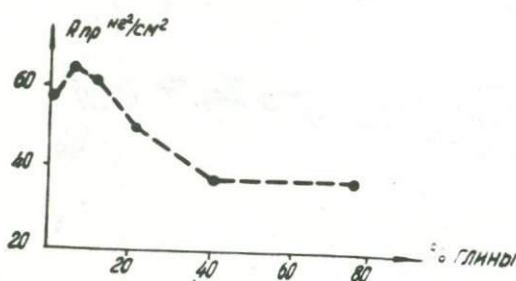
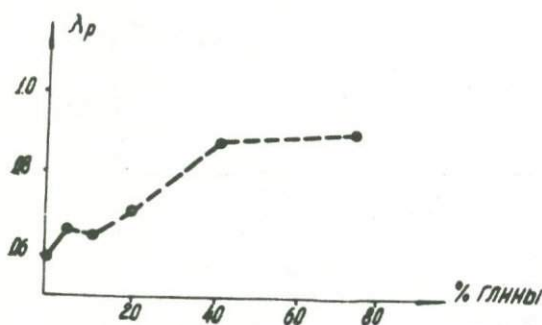
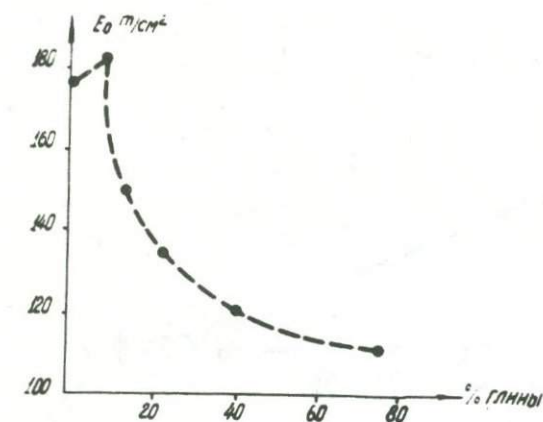


Рис. 6. Графики зависимостей характеристик тяжелого бетона от процента добавки глины.

На основе результатов исследований выявлена возможность получения материалов с низкой прочностью и модулем упругости. Анализируя графики, можем отметить следующее.

Значение величины призмочной прочности  $R_{np}$  при увеличении процента добавки глины понижается, и при добавке глины 75% это снижение для легкого бетона составляет 20%, а для тяжелого 32%.

Величина модуля упругости в зависимости от процента добавки глины значительно снижается; при добавке 75% это снижение для легкого бетона составляет 30%, а для тяжелого - 38%.

Предельное значение величины коэффициента пластичности при всех процентах добавки глины значительно повышается, при добавке глины 75% это повышение составляет для легкого бетона 46%, для тяжелого 55%.

Величины объемных весов легкого и тяжелого бетонов в зависимости от процента добавки остались постоянными.

На основании сказанного мы можем прийти к следующим выводам:

1. Добавка к бетону глины сильно меняет прочностные и деформационные характеристики бетонов.

2. Легкие и тяжелые бетоны с добавкой определенного количества глины могут служить модельным материалом при исследовании работы строительных конструкций на моделях.

Следует отметить, что из-за добавления глины может сильно возрасти мера ползучести модельного материала.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Назаров А.Г. О механическом подобии твердых деформируемых тел. Ереван, 1965 г.
2. Руководство по исследованию механических свойств строительных конструкций на моделях (Назаров А.Г., Шагинян С.А.), Леникан, 1966.
3. Шагинян С.А. Исследование деформационных свойств строительных материалов и их приложение к проблеме моделирования (отчет ИГИС, 1965 г.) Леникан.

## СОДЕРЖАНИЕ

### Раздел первый

#### ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1. Акопян Ц.Г. Некоторые данные о строении земной коры территории Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа по геофизическим данным . . . . . 7
2. Оганисян Ш.С. Геологическая характеристика регионального гравитационного поля Армении . . . . . 16
3. Сихарулидзе Д.И., Баграмян А.Х. Исследование дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн с целью определения мощности земной коры Малого Кавказа . . . . . 29
4. Карапетян Н.К. Распространение волн  $P_L$  через Малый Кавказ . . . . . 44
5. Акопян Ц.Г. Палеомагнетизм плиоцен-четвертичного периода . . . . . 71
6. Минасян Д.О. Палеомагнитные исследования андезито-базальтовых лав в районе г. Степанавана и с. Амасия . . . . . 84
7. Оганесян Л.Б. Гравиметрические исследования на вулканических конусах Армянской ССР . . . . . 90
8. Казанский В.А. Аппроксимация аддитивных интегралов, встречающихся при решении геофизических задач по формулам суммирования . . . . . 101

### Раздел второй

#### ИЗУЧЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

1. Бадалян С.В., Геворкян В.М., Мурадян А.С. Лабораторно-экспериментальные исследования по подземному варианту метода вызванной поляризации . . . . . 109
2. Бадалян С.В. К результатам научно-исследовательских работ по подземной геофизике и их внедрения на рудных месторождениях Армянской ССР . . . . . 117
3. Газарян Г.О. К расчету нормальных полей по геофизическим наблюдениям методом сверхдлинноволновым вариантом метода радиокип в подземных условиях . . . . . 124
4. Гамоян В.Б. Структура естественных электрических полей и потенциалоопределяющие факторы рудных месторождений Армянской ССР . . . . . 128

5. Геворкян М.Г., Мурадян Л.А. Модельные исследования метода ВП с помощью материала, обладающего свойством поляризации . . . . .	134
6. Тамразян А.А., Попов Е.С. О возможности применения рентгено-радиометрического метода в условиях Армении . . . . .	138
7. Немировский А.Б. К вопросу эффективности и точности работы системы с формированием многократных групп импульсов при скоростном непрерывном акустическом каротаже . . . . .	144
7. Немировский А.Б., Немировская Л.П., Аветисян Э.В. Некоторые вопросы теоретического и экспериментального исследования динамических погрешностей при непрерывном скоростном акустическом каротаже . . . . .	151

### Раздел третий

#### ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

1. Тигранян Г.А. Исследование сейсмологической информации с помощью ЭВМ . . . . .	159
2. Дарбинян С.С. Расчет сооружений на сейсмостойкость с учетом упруго-пластических деформаций . . . . .	164
3. Карапетян Б.К., Мхитарян Л.А. Исследование колебаний пятиэтажного жилого дома с гибким первым этажом . . . . .	182
4. Мурадян А.С. Многомаятниковый сейсмометр с полимерным демпфирующим узлом . . . . .	201
5. Мхитарян Д.А. Экспериментальное исследование влияния добавок глины на прочностные и деформационные характеристики бетонов . . . . .	210

УДК 550.31

Некоторые данные о строении земной коры на территории Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа по геофизическим данным. Акопян Ц.Г. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 7-15.

В результате комплексных геофизических исследований приведены новые данные по глубинному геологическому строению территории Армянской ССР и прилежащих частей Малого Кавказа. Эти данные в целом подтверждают, а в ряде случаев уточняют, выделение на территории Малого Кавказа трех геотектонических и металлогенических зон.

УДК 550.83

Геологическая характеристика регионального гравитационного поля Армении. Оганесян Ш.С. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 16-28.

В результате региональных гравиметрических работ и бурения опорных и параметрических скважин изложены новые представления по стратиграфии и тектонике и дана схема тектонического районирования исследованной территории.

УДК

Исследование дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн с целью определения мощности земной коры Малого Кавказа. Сихарулидзе Д.И., Баграмян А.Х. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 29-43.

В работе исследуется природа и распределение поверхностных сейсмических волн и их дисперсионные особенности в условиях Кавказа.

В результате этих исследований изучены строение и физические свойства земной коры Малого Кавказа.

Выявление разных слоев земной коры и наблюдаемых при разных эпицентральных расстояниях, дало возможность более детально изучить строение земной коры.

УДК 550.340

Распространение волн  $P_1$  через Малый Кавказ. Карапетян Н.К. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 44-70.

Приводятся результаты изучения волн  $P_L$ , записанных на сейсмических станциях "Ереван" и "Кировабад" при близких землетрясениях. Используются записи турецких и иранских землетрясений, а также землетрясений Ахалкалакского нагорья.

Получены амплитудные и фазовые спектры волн  $P_L$ . Определены групповые скорости волн  $P_L$  и построены экспериментальные дисперсионные кривые.

УДК 550,38

Палеомагнетизм плиоцен-четвертичного периода. Акопян Ц. Г. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 71-83.

На основе обобщения и анализа большого материала по Советскому Союзу, с использованием мировых палеомагнитных данных, произведено возрастное расчленение и стратиграфическая корреляция вулканогенных и осадочных отложений, уточнено местоположение палеомагнитных полюсов и выяснен вопрос о последней инверсии магнитного поля Земли.

УДК 550,38

Палеомагнитные исследования андезито-базальтовых лав в районах г. Степанавана и с. Амасия. Минасян Д. О. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 84-89.

Сопоставляя палеомагнитные характеристики лавовых потоков близ г. Степанавана и с. Амасия, автор делает вывод, что породы из района г. Степанавана верхнеплиоценового возраста, а из Амасийского района - среднечетвертичного возраста.

УДК 550,38

Гравиметрические исследования на вулканических конусах Армянской ССР. Оганесян Л. Б. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 90-100.

Статья посвящена вопросам исследования вулканических конусов по гравиметрическим и магнитометрическим данным. Приведены примеры решения прямой и обратной задач гравиметрии, а также дано геологическое истолкование гравитационных аномалий.

УДК 550,83

Аппроксимация аддитивных интервалов, встречающихся при решении геофизических задач по формулам суммирования. Казинский В. А. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР". Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 101-105.

Автор предлагает упрощенный метод оценки несобственных интегралов, встречающихся при решении геофизических задач. На примере задачи, связанной с гравитационным полем, автор показывает эффективность и достаточную точность предлагаемого им приема.

УДК 550.837

Лабораторно-экспериментальные исследования по подземному варианту метода вызванной поляризации. Бадалян С. В., Геворкян В. М., Мурадян А. С. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 109-116.

В статье рассматриваются результаты модельных исследований по подземному варианту метода ВП. Рекомендуется специальная установка для производства модельных исследований. Рассматриваются различные варианты расположения питающей и приемной линий и возмущающего объекта по отношению к горной выработке. Приводятся некоторые качественные и количественные закономерности относительно глубинности подземного варианта метода ВП, в зависимости от значений физических параметров рудного тела и вмещающей среды, а также геометрических размеров модельных установок.

УДК 550.837

К результатам научно-исследовательских работ по подземной геофизике и их внедрения на рудных месторождениях Армянской ССР. Бадалян С. В. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР 1974 г., стр. 117-123.

В статье рассматривается состояние научно-исследовательских работ по подземной геофизике и результаты ее внедрения на рудных месторождениях Армении. Обосновывается экономическая целесообразность постановки методов подземной геофизики на стадии промышленной разведки эксплуатируемых рудных месторождений. Рассматриваются геологические задачи, решаемые методами подземной геофизики, и рекомендуются мероприятия по повышению ее геологической эффективности.

УДК 550.837

К расчету нормальных полей при геофизических наблюдениях сверхдлинноволновым вариантом метода радиокип в подземных условиях. Газарян Г. О. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 124-127.

В статье в первом приближении рассматриваются нормальные поля сверхдлинных радиоволн (СДВ) под землей вдоль выработки или оси скважины.

Приводятся формулы расчета нормального поля СДВ вдоль выработки и скважин, необходимые для практического использования подземной разведки методом радиокип как при горизонтальной, так и наклонной плоскости раздела земля-воздух.

УДК 550.837

Структура естественных электрических полей и потенциалоопределяющие факторы рудных месторождений Армянской ССР. Гамоян В. Б. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство Армянской ССР, 1974 г., стр. 128 - 133.

Приведены результаты изучения объемного распределения естественных полей и потенциалоопределяющих факторов на рудных месторождениях.

Сделаны выводы о наличии прямой связи характера полей с содержанием различных ионов в подземных водах, типом оруденения месторождения и размерами рудных тел.

УДК 550.837

Модельные исследования метода ВП с помощью материала, обладающего свойством поляризации. Геворкян М. Г., Мурадян Л. А. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 134 - 137.

В статье рассматривается вопрос о возможности применения материала для моделирования геофизических задач методом ВП. Показан способ изготовления поляризующего материала и приведены результаты модельных работ по методу ВП.

УДК 550.839

О возможности применения рентгено-радиометрического метода в условиях Армении. Тамразян А. А., Попов Е. С. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 138 - 142.

В статье рассматривается вопрос о возможности применения ядерно-геофизических методов на полиметаллических месторождениях Армении. Показана сложность применения ядерных методов в условиях Армении, предложен метод выделения характеристического излучения меди в полиметаллических рудах.

УДК 550.834

К вопросу эффективности и точности работы системы с формированием многократных групп импульсов при скоростном непрерывном акустическом каротаже. Немировский А. Б. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армян-

ской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 144–150.

В статье дана оценка эффективности способа обработки информации при скоростном непрерывном акустическом каротаже с формированием многократных групп импульсов, в предположении о скачкообразном изменении длительности сигналов на выходе вычислительного устройства, с учетом реального характера изменения сигналов в области перехода зонда из однородной среды в пласт малой мощности.

УДК 550.834

Некоторые вопросы теоретического и экспериментального исследования динамических погрешностей при непрерывном скоростном акустическом каротаже. Немировский А. Б., Немировская Л. П., Аветисян Э. В. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 151–156.

В статье дается способ анализа определения точности интервального времени распространения упругих колебаний в сложном геологическом разрезе, что позволяет оценить "экранирующее" влияние отдельных пластов в зависимости от их мощности на результат измерения.

С целью экспериментального исследования динамической точности всевозможных схем аналоговой и цифро-аналоговой обработки информации, авторы предлагают электронное моделирование на основе имитации сигналов, возникающих на выходе вычислителя, и рассматривают его функциональную схему.

УДК 550.34 : 681.3

Исследование сейсмической информации с помощью ЭВМ. Тигранян Г. А. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 159–163.

В статье предложен принцип построения автоматизированных систем для исследования сейсмической информации с помощью ЭВМ.

УДК 699.84

Расчет сооружений на сейсмостойкость с учетом упруго-пластических деформаций. Дарбинян С. С. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 164–181.

Рассматривается вопрос колебания зданий и сооружений под сейсмическими воздействиями с учетом упруго-пластических деформаций. Получены дифференциальные уравнения движения в ортогональной форме, интегрирование которых осуществлялось с помощью ЭВМ. Исследованы конкретные примеры расчета зданий и показано влияние пластических деформаций на величины сейсмических нагрузок и деформаций. Приведены также результаты форм колебаний в ходе колебатель-

ного процесса зданий при билинейной диаграмме "сила-перемещение".

УДК 550.34

Исследование колебаний пятиэтажного жилого дома с гибким первым этажом при землетрясениях. Карапетян Б. К., Мхитарян Л. А. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР," Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 182-200.

В статье приводятся результаты исследования колебаний пятиэтажного жилого дома с гибким первым этажом при землетрясениях силой 2-4 балла.

Записи землетрясений во времени и многоятниками сейсмометрами АИС-2М получены на инженерно-сейсмологической станции, организованной на исследуемом жилом здании в г. Ленинакане.

Найдены максимальные величины смещений, ускорений, а также приведенных сейсмических ускорений, скоростей и смещений при землетрясениях.

Период основного тона свободных колебаний здания получен по микросейсмическим замерам.

Показана эффективность работы сейсмической станции на здании.

УДК 550.34.038.7

Многоятниковый сейсмометр с полимерным демпфирующим узлом Мурадян А. С. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 201-209.

В работе показано преимущество применения полимерных материалов (полиэтилен высокого давления, полиэтилен кабельный) в многоятниковых сейсмометрах, как демпфирующего органа, по сравнению с резиной или демпфированием при помощи сухого трения.

УДК 691 : 620.1

Экспериментальное исследование влияния добавок глины на прочностные и деформационные характеристики бетонов. Мхитарян Д. А. "Геофизические и сейсмологические исследования строения земной коры территории Армянской ССР", Издательство АН Армянской ССР, 1974 г., стр. 210-215.

В статье приводятся результаты исследования влияния добавок глины на прочностные и деформационные свойства бетонов.

По результатам экспериментальных исследований большого количества образцов из легкого и тяжелого бетонов с добавлением глины установлено влияние глины на прочностные и деформационные свойства бетонов. Выявлена возможность получения модельных материалов с низкой прочностью и модулем упругости. Легкие и тяжелые бетоны с добавкой определенного количества глины могут служить модельным материалом при исследованиях работы строительных конструкций на моделях.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Печатается по решению ученого совета  
Института геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Армянской ССР

Редактор Г. А. Арзуманян  
Редактор издательства Р. А. Багдасарян  
Худож. оформление К. К. Кафадаряна  
Технич. редактор М. А. Капланян  
Корректор А. А. Аракелян

Книга издана офсетным способом

Вф 08924 Изд. 4146 Заказ 184 Тираж 1000  
Сдано в производство 13.2.1975 г.,  
Подписано к печати 7.Х.1974 г., печ. л. 14.0+4 вкл.,  
усл. печ. л. 19,6, изд. 15,85 л., бумага № 1,  
70 x 108 1/16. Цена 1 р. 23 к.

Издательство АН Армянской ССР, Ереван-19,  
Барекамутян, 24.

Типография Издательства Академии наук Арм. ССР,  
г. Эчмиадзин

Цена 1 р. 23 к.

1894