

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Տ. Ասլանյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Գաբրիելյան, (պատասխանատու խմբագիր), Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուկյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Վ. Գրիգորյան, Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ա. Ի. Կառապետյան, Ֆիզ.-մատ. գիտ. թեկն. Ն. Կ. Կառապետյան, Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Բ. Մ. Մելիքսերյան, Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, Երկրա-հանր. գիտ. դոկտ. Ս. Ն. Նազարյան, Երկրա-հանր. գիտ. դոկտ. Մ. Ս. Սարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Կ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկրա-հանր. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ա. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Акад. АН АрмССР А. Т. Асланян, член-корр. АН АрмССР А. Б. Багдасарян, акад. АН АрмССР А. А. Габриелян (ответственный редактор), член. корр. АН АрмССР С. В. Григорян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, докт. геол.-мин. наук А. И. Карапетян, канд. физ. мат. наук Н. К. Карапетян, канд. геол.-мин. наук Б. М. Меликсетян, канд. геол.-мин. наук Р. Т. Мириджанян, канд. геол.-мин. наук С. Н. Назаретян, докт. геол.-мин. наук М. А. Сатян, член-корр. АН АрмССР Г. И. Тер-Степанян, канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (зам. ответственного редактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

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

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

ԱՌԽ 909

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԿԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 5

հատոր XLI

1989

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ս. Վ. Մաբտիրոսյան, Հ. Խ. Բաղդասարյան, Վ. Զ. Սախառով. Տիեզերական պատկերների կիրառումը Միջերկրածովային գոտու ուղիղ երկրադինամիկական պրոցեսների բացահայտման ժամանակ	3
Վ. Ա. Աղամալյան. Հայկական ՍՍՀ մեղրոչյի ապարանի սերիայի պետրոգրաֆիական առանձնահատկությունները	15
Գ. Ս. Պողոսյան. Հայկական ՍՍՀ բնա-տարածության համալիրների գնահատումը	26
Ն. Կ. Կաբապետյան. Հայկական լեռնաշխարհի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմի և լարված վիճակի առանձնահատկությունները	31
Հ. Մ. Ավշյան. էֆեկտիվ արագության կախվածությունը շափման բաղաչից սեյսմադինամիկության մեջ	40

ՀԱՄԱՌՈՍ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Վ. Հաբուրյանյան. Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային գոտիների խորքային կառուցվածքի հարցի վերաբերյալ	49
Խ. Պ. Մաբտիրոսյան, Կ. Շ. Մկրտչյան. Գետնահողի հետ փոխազդող ընդգետնյա կառուցի տատանումները	53
Խ. Հ. Ամսոսյան. Տնտեսական պատասխանատվությամբ սեյսմիկ մոդելացման օպտիմալ մասշտաբի որոշման մի մեթոդ	58
Լ. Ս. Սմբատյան, Ա. Ա. Կաբապետյան, Ա. Մ. Տերչյան, Ն. Գ. Մաբուխյան. Մետաղների մասնակի կորզման (ՄՄԿ) մեթոդի կիրառման մի փորձ Հայկական ՍՍՀ ոսկու հանքավայրերում	61
Ն. Վ. Կոնդուսկայա, Ա. Հ. Սահակյան. Անհամասեռ-բեկորային կառուցվածք ունեցող ուղիղներում երկրաշարժերի հիպոկենտրոնների հիմնական բնութագրերի որոշման մասին	65
Ա. Կ. Կաբախանյան, Զ. Հ. Մինասյան. էոցենի և օլիգոցենի սահմանային շերտերի հնէամագնիսականության մասին լանչառ գլուղի կտրվածքի օրինակով	69

ՔՆՆԱԿԱՏՈՒԹՅՈՒՆ ԵՎ ԲԱՆԱՎԵԾ

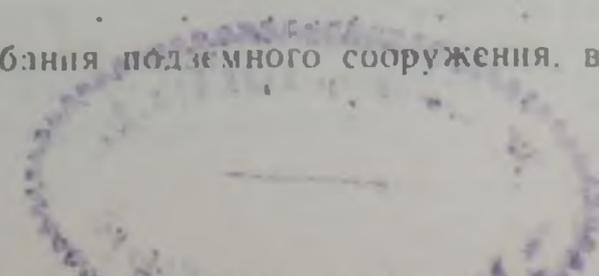
Ա. Տ. Ասլանյան. նամակ խմբագրությանը	74
-------------------------------------	----

С О Д Е Р Ж А Н И Е

С. В. Мартиросян, Г. Р. Багдасарян, В. З. Сахатов. Применение космических изображений при выявлении процессов региональной геодинамики Средиземноморского пояса	3
В. А. Агамалян. Петрографические особенности апаранской серии мезозоя Армянской ССР	15
Д. А. Погосян. Оценка природно-территориальных комплексов Армянской ССР	26
Н. К. Карапетян. Особенности механизма и напряженного состояния в очагах землетрясений Армянского нагорья	31
Г. М. Авчян. Зависимость эффективной скорости в сейморазведке от базы измерений	40

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. Т. Асланян, А. В. Арутюнян. К вопросу о глубинном строении офиолитовых зон Малого Кавказа	49
Р. П. Мартиросян, К. Ш. Мкртчян. Колебания подземного сооружения, взаимодействующего с грунтом	53



<i>Р. О. Амаян</i> , Метод определения оптимального масштаба сейсмического моделирования с экономической ответственностью	58
<i>Л. С. Смбалян, А. А. Карагулян, А. М. Терян, Н. Д. Марухян</i> . Опыт применения метода частичного извлечения металлов (ЧИМ) на золоторудных месторождениях Армянской ССР	61
<i>Н. В. Кондорская, А. А. Саакян</i> . Об определении основных параметров гипоцентров землетрясений в регионах с неоднородно-блоковым строением	65
<i>А. К. Караханян, Дж. О. Минасян</i> . О палеомагнетизме пограничных слоев эоцена и олигоцена на примере разреза у с. Ланджар	69

КРИТИКА И ДИСКУССИЯ

<i>А. Т. Асланян</i> . Письмо в редакцию	74
--	----

C O N T E N T S

<i>S. V. Martirosian, H. R. Bagdasarian, V. Z. Sakhatov</i> . The space imagery application for revealing the Mediterranean belt regional geodynamical processes	3
<i>V. A. Aghamulian</i> . The petrographical peculiarities of the Armentian SSR Mesozoic aparan series	15
<i>D. A. Poghosian</i> . The Armentian SSR natural-territorial complexes estimation	
<i>N.-K. Karapetian</i> . The Armentian highland earthquakes focit mechanism and intense condition peculiarities	31
<i>H. M. Avchian</i> . The effective velocity dependence on the measurement base during seismic survey	40

SHORT REPORTS

<i>A. T. Aslanian, A. V. Haroutiunian</i> . On the problem of the Minor Caucasus ophiolite zones abyssal structure	49
<i>R. P. Martirosian, K. Sh. Mkertchian</i> . Vibrations of an interacting with the ground subsoil construction	53
<i>R. H. Amasian</i> . A method of the optimal scale determination of the seismic modelling with an economical responsibility	58
<i>L. S. Smbatian, A. A. Karagulian, A. M. Terian, N. D. Marukhian</i> . The metals partial extraction (MPE) method application experience on the Armentian SSR gold deposits	61
<i>N. V. Kondorskaya, A. H. Sahakian</i> . On the earthquake centres general parameters determination in the regions with a heterogenous-block structure	65
<i>A. K. Karakhanian, Dj. H. Minastan</i> . On the Eocene and Oligocene border beds paleomagnetism the Landjar village cross-section being an example.	69

CRITICISM AND DISCUSSION

<i>A. T. Aslanian</i> . A letter to the editorial board	74
---	----

С. В. МАРТИРОСЯН, Г. Р. БАГДАСАРЯН, В. З. САХАТОВ

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ПРИ ВЫЯВЛЕНИИ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

В статье изложены вопросы применения космических снимков в комплексе с геолого-геофизическими данными при изучении региональных геодинамических процессов, отраженных в поверхности Земли. Рассмотренные примеры охватывают клинозойские складчатые и платформенные сооружения Кавказа, Тавра, Загроса, Аравийской и Мидийской плит и др. По-новому рассмотрены явления, отраженные в сочетании различных геодинамических элементов, проявившихся как частное на общем фоне сближения Аравийской и Евразийской плит. Выявленные в поверхности геодинамические процессы позволили познать процессы, происходившие на глубине, без чего невозможно изучение геодинамики в целом.

Средиземноморский складчатый пояс широко известен проявлениями региональных геодинамических процессов, отраженных в поверхности и соответственно в его рельефе. С появлением космических снимков (КС) изучение геодинамики стало на качественно новый уровень, что позволило по-новому рассмотреть, в частности, движение Аравийской плиты к северу и привести в пользу этой концепции новые аргументы и факты [9]. Как справедливо считают Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин [3], сильная подвижность верхней оболочки однозначно свидетельствует о соответствующей динамичности внутренних час-

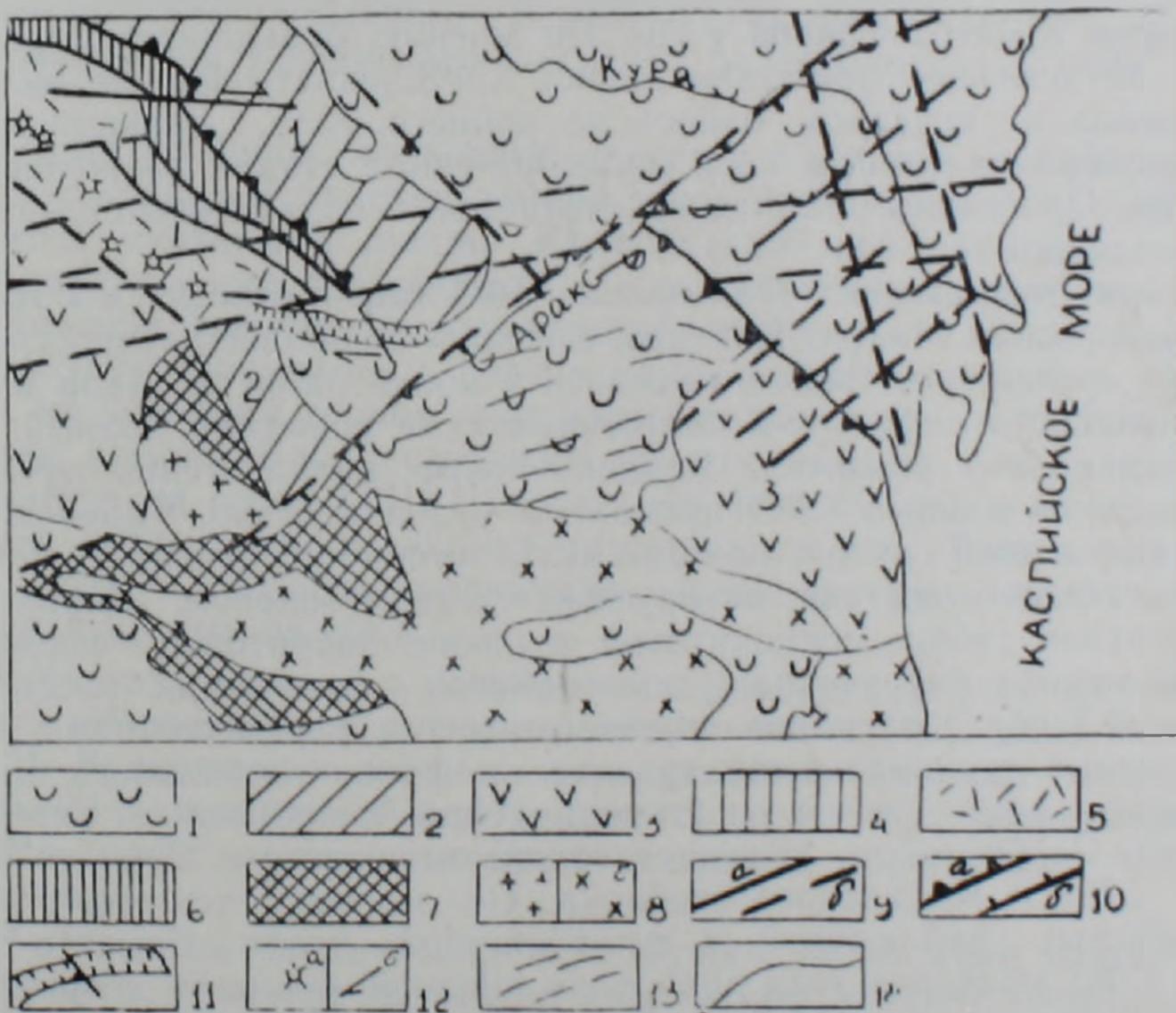


Рис. 1 Структурный узел в зоне соизменения разнонаправленных сдвигов второго порядка. 1—межгорные впадины; 2—вторичная геосинклиналь; 3—вулканогенные эоценовые прогибы и поднятия; 4—Лачинская структурная зона, сложенная среднеюрскими-нижнемеловыми вулканогенными отложениями; 5—плиоцен-четвертичные вулканиты; 6—офиолиты; 7—выступы кристаллического основания; 8—гранитоидные интрузии (а), экстррузии (б); 9—разломы установленные (а), выявленные по КС (б); 10—надвиги (а), сбросы (б); 11—зона дробления; 12—вулканы (а), сдвиги (б); 13—структурные линии; 14—границы структур. Цифры на схеме: 1—Сомхето-Карабахская зона; 2—Кафанская зона (геоблок); 3—Талышская зона; 4—Курнинская впадина.

тей Земли и, следовательно, о крупных перемещениях масс вещества и энергии в земных недрах.

Ниже рассмотрены примеры по типам геодинамических обстановок, характерных для Средиземноморского (Альпийского) складчатого пояса.

Первый геодинамический тип — это горизонтальные (тангенциальные) движения геоблоков и движения вдоль трансформных разломов с образованием зон сжатия и растяжения в юго-восточной части Малого Кавказа (рис. 1, 2). На рис. 1 показаны сложные геодинамические взаимоотношения структур юго-восточной части Малого Кавказа. Здесь происходит тройное сочленение Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны (СФЗ), Кафанской СФЗ (геоблока) и Талышской СФЗ (геоблока). Сомхето-Карабахская и Кафанская СФЗ являются полными аналогами в формационном, структурном и металлогеническом отношении и представляли собой, по крайней мере в доверхнемеловое время, единую линейную СФЗ. Талышская СФЗ, являющаяся аналогом расположенной на западе Аджаро-Триалетской СФЗ, соединялась, как предполагают многие исследователи, с последней через Куринскую впадину.

В течение киммерийского цикла в Сомхето-Карабахско-Кафанской СФЗ сформировались два структурных этажа: среднеюрский, характеризующийся в основном вулканогенно-осадочной формацией кварцевых плагнопорфиров байоса, и позднеюрский-раннемеловой с андезит-базальтовой, вулканогенно-терригенной и карбонатной формациями. Исключительно широко в данной СФЗ развит интрузивный магматизм, выраженный различными по петрохимическому составу и фациям глубинности телами, в форме штоков и линзообразных залежей натровых гранитоидов, плагногранитов, кварцевых диоритов, субинтрузивных даек кератофилов и альбитофилов и др. По мнению большинства исследователей, интрузивные формации данной СФЗ, охватывающие возрастной интервал от позднего байоса до раннего мела, принадлежат к позднегеосинклинальной, а не к раннеорогенной стадии развития этой структуры. Орогенный этап здесь считается в значительной степени редуцированным.

Аджаро-Триалетская и Талышская СФЗ также относятся к геосинклинальным зонам Малого Кавказа. Согласно наиболее распространенной точке зрения, эти СФЗ зародились в конце раннего мела в виде континентального рифта, а в палеоген-неогене испытали полный цикл геосинклинального развития. Верхнемеловые вулканогенно-карбонатные отложения данных СФЗ проявлены незначительно. Главной слагающей формацией служит мощная вулканогенно-осадочная толща базальт-андезитового состава, датируемая средним эоценом. Широко развиты интрузии габбро-монцитовой и спенил-диоритовой формаций.

Современная структура узла тройного сочленения рассматриваемых СФЗ обусловлена их горизонтальными перемещениями, носящими частный региональный характер на фоне глобального сжатия Средиземноморского пояса со стороны Афро-Аравийской и Евразийской плит. Особое место занимает вопрос взаимосвязи Сомхето-Карабахской СФЗ и Кафанского геоблока. По данным дешифрирования КС и полевых наблюдений, в юго-восточной части Сомхето-Карабахской СФЗ выделена зона дробления шириной около 10 и протяженностью в несколько десятков километров (рис. 1). Она как бы окаймляет Сомхето-Карабахскую СФЗ с юга, трассируется в направлении северо-западной границы Кафанского геоблока, где хорошо известны поперечные дислокации в долине р. Воротан, и выражена системой чешуйчатых надвигов, сдвигов и сбросов в отложениях кампана и сантона, осложняющих только ее краевую часть. Здесь породы резко запрокинуты, стоят на головах, тогда как более внутренние части СФЗ, выполненные верхнемеловыми отложениями, залегают спокойно, моноклинално с небольшими углами падения. По геофизическим данным,

гравитационный максимум, соответствующий Кафанскому геоблоку, резко обрывается у широтного отрезка р. Воротан (северо-западной границы) и далее к северо-западу наблюдается спокойное, относительно пониженное гравитационное поле.

Это обстоятельство с учетом идентичности состава и геологического строения Сомхето-Карабахской и Кафанской СФЗ свидетельствует, что Кафанский геоблок по крайней мере до верхнего мела включительно составлял единую геосинклинальную зону с Сомхето-Карабахской СФЗ, а в более позднее время был отторгнут от нее и смещен в западно-западном направлении на расстояние 50 км по разломам близ широтного и северо-восточного направления. Следствием этого смещения явилось образование поперечной (северо-восточной) Нижнеараксинской впадины, выполненной верхнепалеоген-неогеновыми отложениями.

Смещение Талышского геоблока соотносится со смещением выделенного по КС Предмалокавказского разлома. По данным дешифрирования КС, он смещен вдоль Пальмиро-Апшеронского разлома северо-восточного простирания к северо-востоку (левосторонний сдвиг) на расстояние 30 км, чем может быть объяснено перемещение Талыша в сторону Большого Кавказа и с чем связано сужение Нижнекуринской впадины относительно Среднекуринской. Смещение Предмалокавказского разлома и масс пород правобережья р. Аракс отражено в структуре и рельефе поверхности Мохоровичича и консолидированной коры [10], что свидетельствует о чрезвычайно глубоком заложении сдвига.

По данным дешифрирования КС, структурные линии протягиваются от Талыша через Нижнеараксинскую впадину в направлении Кафанского геоблока, что свидетельствует о наличии структурных связей между этими геоблоками. Вероятно, Талышский геоблок находился на продолжении Кафанского или имел более близкое к нему положение.

В узле тройного сочленения структур и по его периферии выделяются стабильные участки земной коры и мобильные. К стабильным относится мантийный диапир Южно-Каспийской впадины, облекаемый при движении литосферной плиты к северу структурами Эльбурса и Талыша, имеющими дугообразное простирание. Центральная зона Эльбурса ограничена с севера плиоценовым надвигом с падением на юг, по которому горное сооружение надвигается на расположенный севернее прогиб. Вдоль северного фронта надвига складки прогиба опрокинуты на север [13]. Центральная зона Эльбурса испытала наибольшее воздымание в неотектоническую стадию. Толщи, слагающие зону, смяты и разбиты разрывами, среди которых наиболее часты взбросы и крутые надвиги.

В процессе сжатия в осевой части Эльбурса деформированы миоценовые красноцветы и плиоцен-плейстоценовые отложения по периферии [2]. Вулканы новейшего этапа развития Эльбурса представлены известково-щелочными и щелочными сериями плейстоцен-голоценового возраста, происхождение которых связано с процессами субдукции (обдукции).

Приведенные данные свидетельствуют о надвигании континентальной окраины Эльбурса на Южно-Каспийскую впадину. Возможно, что и под Кафанским блоком имеется выступ мантии, который «задержал» движение Кафанского блока к северо-востоку, с чем связано надвигание Кафанского блока на палеозойский выступ фундамента и поднятие (выжимание) Мегринского плутона.

Второй пример касается выявления трансформных разломов по КС и движений вдоль них (рис. 2). В пределах Малого Кавказа среди выявленных поперечных разломов преобладают сдвиги, анализ которых, проведенный с учетом общей геотектонической обстановки, поз-

волил выделить трансформные разломы с присущими им особенностями тектонических движений. Механизм движения вдоль трансформных разломов определялся при совместной интерпретации изображений КС «Космос», Ландсат и геологической обстановки.

Вслед за океанами трансформные разломы стали выделять в структурах континентов, чему способствовали такие специфические особенности трансформных разломов, как их поперечное расположение к срединно-океаническим хребтам и рифтовым зонам, большая протяженность и другие признаки [12]. Следует отметить, что в геологической литературе с одинаковой значимостью и практически на равных основаниях стали использоваться термины сдвиг, трансформный и поперечный разломы, причем два последних часто употребляются как синонимы, чем грубо нарушается критерий, взятый за основу выделения главного свойства названных структур, когда сдвиг по простиранию переходит в другую структуру типа сжатия или растяжения.

Трансформные разломы, пересекающие срединные океанические хребты, имеют относительно простое строение за счет их молодого возраста и малой мощности океанической коры. Их аналоги на континентах выражены менее отчетливо, что объясняется большой мощностью континентальной коры, сложностью ее строения и изменчивостью физических параметров по вертикали.

Выделенные широтные трансформные разломы Малого Кавказа по простиранию сочленяются с зонами растяжения или сжатия, расположенными субмеридионально. Зонами растяжения являются с севера на юг Самсарский, Джавахетский, Гегамский, Сюникский вулканические хребты, выраженные трещинами глубокого мантийного заложения, заполненными излившимися на поверхность неоген-четвертичными лавами андезито-базальтового (на юге) и липарито-дацитового (на севере) состава. Наиболее глубокие расколы возникали в жесткой Иранской плите (базальтоидные лавы четвертичного возраста Гегамского и Сюникского линейно-вытянутых нагорий).

Зоны растяжения рассматриваются в сочетании с трансформными разломами как молодые рифтогенные структуры незавершенного развития. Согласно существующим представлениям, далеко не всегда рифтогенный процесс приводит к полному разрыву плиты, к раздвижению образовавшихся частей и созданию океанического бассейна [4]. Для Малого Кавказа характерно разуплотнение земной коры, отсутствие коррелируемых промежуточных границ, прослеживаемых на большое расстояние на Большом Кавказе, наличие большого числа коротких разноориентированных отражающих и дифрагирующих элементов, что свидетельствует о гетерогенности, «зернистости» ее структуры в противоположность слоистой коре Большого Кавказа [8]. То же относится и к границе Мохоровичича, которая по сравнению с Большим Кавказом не дает четких отражений. Земная кора Малого Кавказа отличается и несколько меньшей мощностью. Для отмеченной рифтогенной зоны характерно повышенное значение теплового потока [11]. Перечисленные особенности земной коры Малого Кавказа свидетельствуют о наличии деструктивных процессов, ведущих к образованию областей тектоно-магматической активизации и рифтогенезиса.

Механизм движений по выделенным трансформным разломам и их взаимодействие с зонами растяжения (рифтогенеза) выражается наиболее полно в юго-восточной части Малого Кавказа (рис. 2).

Присеванский трансформный разлом прослеживается в близширотном направлении через хребет Агри-Даг, сложенный офиолитами, южный берег оз. Севан в пределы Куринской впадины. Вдоль него произошли право- и левосторонние движения блоков, приведшие к раскрытию (растяжению) поперечных к их простиранию трещин, послуживших каналами для подъема мантийного вещества. На КС «Космос» и Ландсат зоны растяжения отражены в виде полого холмистых линейных лавовых нагорий с полосчатым рисунком фотонизображения

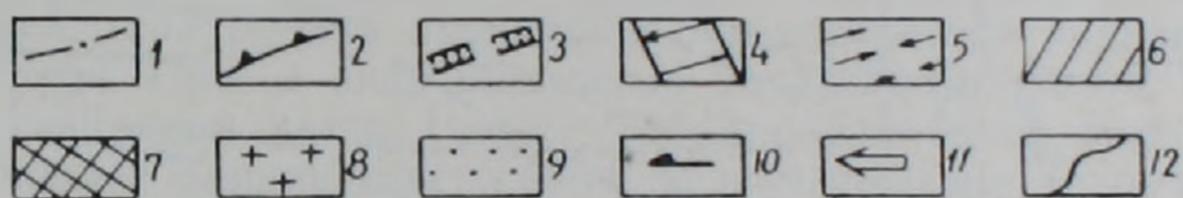
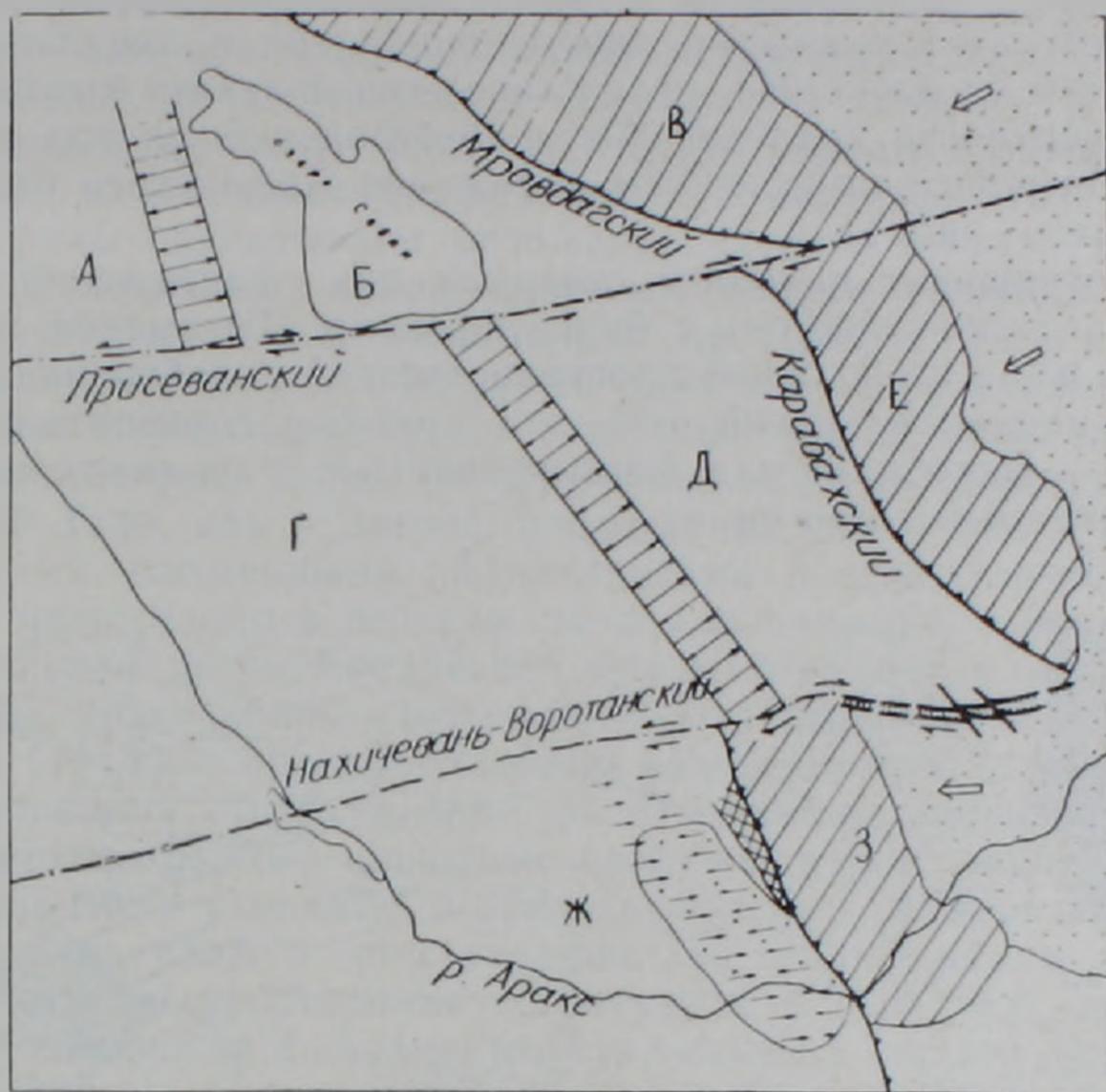


Рис. 2. Схема трансформных разломов юго-восточной части Малого Кавказа. 1—трансформные разломы; 2—надвиги; 3—зона дробления; 4—зоны растяжения; 5—зона сжатия с Мегри-Ордубадским плутоном; 6—поперечные сегменты Сомхето-Кафанской зоны: Мровдагский (В), Карабахский (Е), Кафанский (З); 7—выступы метаморфических пород девона; 8—Мегри-Ордубадский плутон; 9—Куринская впадина; 10—направление движения вдоль трансформных разломов; 11—направление движения блоков Сомхето-Кафанской зоны; 12—геологические границы. Пояснение к буквам на схеме смотреть в тексте.

лавовых потоков. Блоки А и Б, расположенные к северу от Присеванского трансформного разлома, имели разнонаправленные движения, что привело к лево- и правостороннему сдвигам по одну сторону от разлома. Аналогичная картина отражает движение южных блоков Г и Д. Движения блоков в активной части между зонами растяжения имели по обе стороны от трансформного разлома разнонаправленный характер, а к западу и востоку от них эти движения происходили в одном направлении с разной относительной скоростью. Последнее обстоятельство обусловлено движением Сомхето-Карабахской зоны к западу с различной амплитудой в ее поперечных сегментах (блоки В и Е). Граница двух таких сегментов (В, Е) проходит по Кельбаджарскому сдвигу, являющемуся элементом рассматриваемого трансформного разлома. Направление движения в блоке Д вдоль пассивной части трансформного разлома меняется на противоположное в связи с большей скоростью движения к западу блока Е относительно блока В.

Более сложный характер имели движения вдоль Нахичевань-Воротанского близширотного трансформного разлома, где к северу и югу от него структура резко различна. К северу движения блоков Г и Д происходили в разных направлениях по аналогии с Присеванским разломом. К югу движения вдоль Нахичевань-Воротанского разлома были, по крайней мере, в завершающей стадии исключительно правосторон-

ними, что привело к образованию структур сжатия, сокращению блоково-складчатого пространства и расширению межгорной Куринской впадины. Результатом сжатия явилось поднятие и денудация Загезурского блока (в блоке Ж), вследствие чего оказался выведенным на дневную поверхность крупный Мегри-Ордубадский плутон с богатым медно-молибденовым оруденением (движение Кафанского блока З рассмотрено выше—рис. 1).

Взаимоотношение наиболее северных зон растяжения (Самсарский, Джавахетский хребты) с более южными (Гегамский хребет) не совсем ясно из-за их большой пространственной разобщенности.

Второй геодинамический тип—это крупные горизонтальные движения плит и микроплит над фиксированными в их основании корнями геосинклинальных трогов.

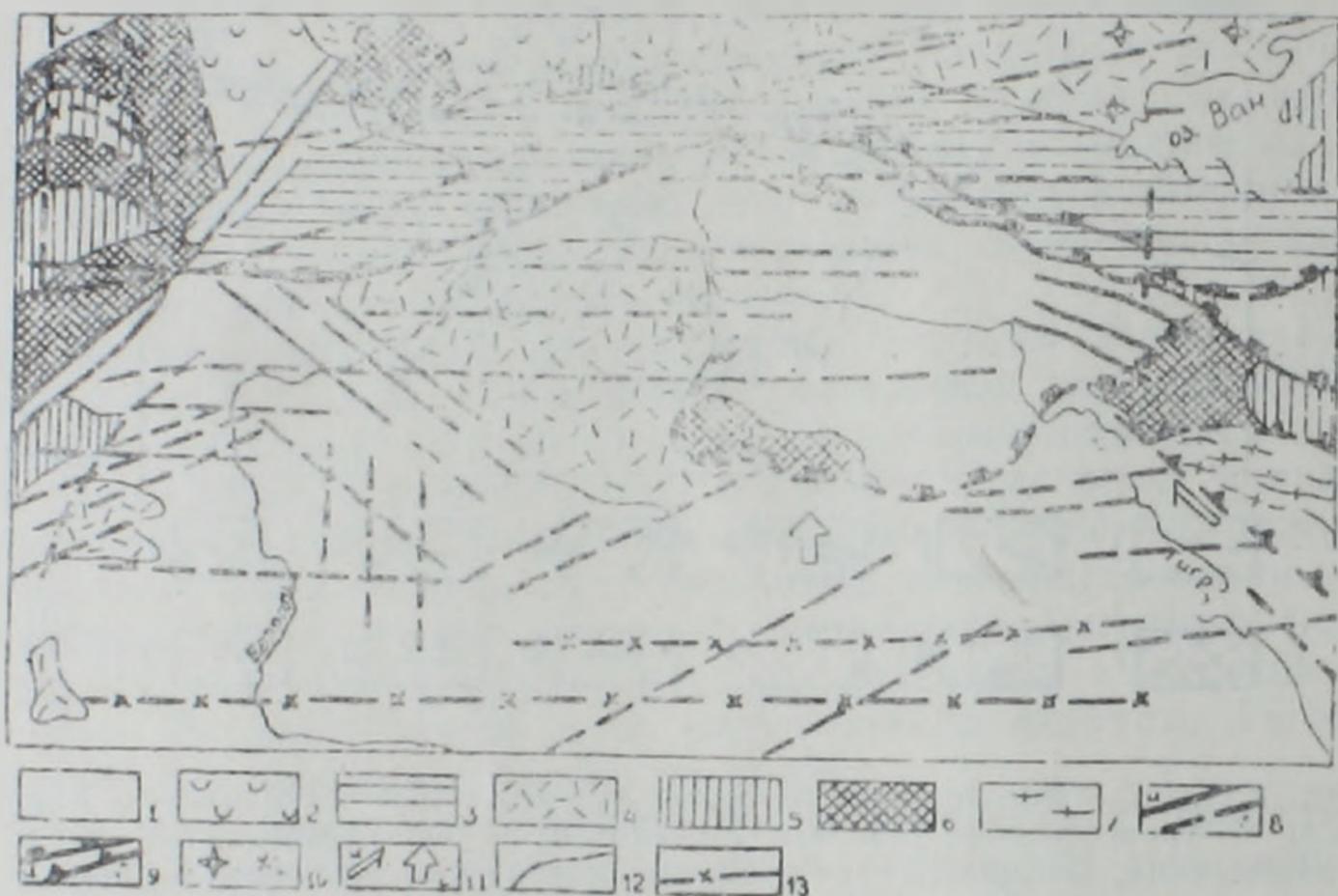


Рис. 3 Фрагмент активной зоны сочленения Аравийской плиты и Средиземноморского пояса. 1—Аравийская плита; 2—межгорные впадины; 3—шарьяжи Восточного Тавра; 4—неоген-четвертичные лавы; 5—офиолиты; 6—выходы кристаллического фундамента; 7—линейные складки; 8—разломы установленные (а), выявленные по КС (б); 9—шарьяжи (а), надвиги (б); 10—вулканы; 11—сдвиг 1 порядка (а), движение масс Аравийской плиты к северу (б); 12—границы структур; 13—разломы, выявленные по КС, подтвержденные геофизическими данными.

Рис. 3 иллюстрирует характер сочленения Аравийской плиты с Восточным Тавром в пределах поперечного, наиболее сжатого Кавказско-Таврского сегмента Средиземноморского пояса. В широком региональном плане это сжатие является результатом движения Аравийской плиты к северу с вращением против часовой стрелки на 6° , начавшимся в эоцене и продолжающимся до настоящего времени [15]. Взаимоотношение изображенных на рис. 3 структур обусловлено, главным образом, движениями плиоценовой фазы, хорошо отраженными на КС. Основными структурами, иллюстрирующими взаимоотношение складчатого пояса и Аравийской плиты, являются Восточный Тавр и северная мобильная часть Аравийской плиты, ограниченная с юга 36° с. ш.

В современном структурном плане, по данным дешифрирования КС, Восточный Тавр представляет собой сложную дугообразную структуру широтного простирания, выгнутую к северу, характеризующуюся интенсивно расчлененным горным рельефом без признаков зональности. Восточный Тавр состоит из полого падающих на север тек-

тонических пластин (клиньев), налегающих непосредственно на третичные отложения Аравийской плиты. В восточной части Восточного Тавра есть довольно большой район метаморфических пород от зеленых сланцев до амфиболитов—Битлисский покров. Палеонтологические данные позволяют считать, что эти породы отложились, деформировались и были метаморфизованы в палеозое [16]. Метаморфические породы перекрывают отложения «дикого флиша» и офиолитов, которые представляют собой типичный меланж—нижний Маденский покров, непосредственно налегающий на Аравийскую плиту. Среди метаморфических пород обнаружен богатый серпентинитом меланж, являющийся либо самостоятельными пластинами, либо выходом подстилающего покрова через тектоническое окно. В доорогенную стадию Восточный Тавр, как и Загрос, представлял собой трог с океаническими осадками, сложенными радиоляридами и офиолитами, накопление которых происходило в верхнем мелу или началось с конца мела [6].

Мобильная часть Аравийской плиты отличается от более южной стабильной интенсивной переработкой—тектоно-магматической активизацией (ТМА) с преимущественно альпийским, т. е. широтным планом простирания структур (рис. 3). По данным дешифрирования КС, здесь развиты крупные широтные разломы, пересекающие плиту с запада на восток и уходящие в пределы пояса, а также известны широтные флексуры, валы и зоны складок. По геофизическим данным, разломы широтного простирания согласуются с широтной ориентировкой изогипс поверхности фундамента, отражающих систему узких широтно ориентированных блоков с перепадами глубин до 2000 м. К мобильной части плиты приурочено проявление кайнозойского вулканизма позднеальпийской ТМА в виде обширных базальтовых полей, отсутствующих в стабильной части (кроме Западнесаравийской рифтовой системы). Наиболее ранние извержения, незначительные по объему, происходили в миоцене. Гораздо более интенсивный вулканизм, преимущественно трещинного типа, происходил в плиоцене [7]. Вулканические постройки здесь редки, они представлены либо крупными плоскими вулканами щитового типа, либо средними и мелкими уверенно дешифрирующимися ввиду хорошей сохранности вулканическими конусами, «сидящими» на линейментах широтного простирания.

Изложенные данные, полученные по КС и проанализированные в комплексе с геологическими и геофизическими материалами, свидетельствуют в пользу гипотезы дрейфа Аравийской плиты к северу. В зоне сочленения Восточного Тавра с Аравийской плитой этот дрейф доказывается прежде всего отодвиганием шарьяжей Восточного Тавра к северу (и сужением здесь всего Средиземноморского пояса), активной переработкой процессами позднеальпийской ТМА северного форланда Аравийской плиты, вдавленной в Средиземноморский пояс, срезанием складок Складчатого пояса Загроса вдоль выделенного по КС разлома (сдвига) северо-западного простирания и другими частными фактами. Заслуживает внимания прежде всего переработка процессами позднеальпийской ТМА северной мобильной части Аравийской плиты. Спроектированные на ее поверхность разломы, уходящие в пределы складчатого пояса, отражают глубинные корни этих структур, зафиксированные в поверхности верхней мантии, что подтверждается проявлением по ним базальтового магматизма. Образование крупных широтных разломов, зон складок, валов в мобильной части Аравийской плиты произошло в плиоцен-плейстоцене. В районах, примыкающих с юга к Восточному Тавру, миоцен-плиоценовые слои образуют крутые и опрокинутые к югу складки [6]. К плиоцену также относится здесь сильное проявление базальтового вулканизма. Это свидетельствует о том, что наиболее позднее перемещение Аравийской плиты в пределы подвижного пояса и последовавшая затем ее ТМА произошли не ранее верхнего плиоцена.

Взаимоотношения Мизийской плиты и Фракийского массива

(Среднегорья) показаны на рис. 4, где отражены следующие основные структурные элементы: Мизийская плита с северными Предбалканами, собственно Предбалканы и Балканы, северная часть Фракийского массива—Среднегорье [1]. В южной части Мизийской плиты (Всемизийское поднятие), которая погружалась быстрее, произошло накопление карбонатных отложений большой мощности, что определи-

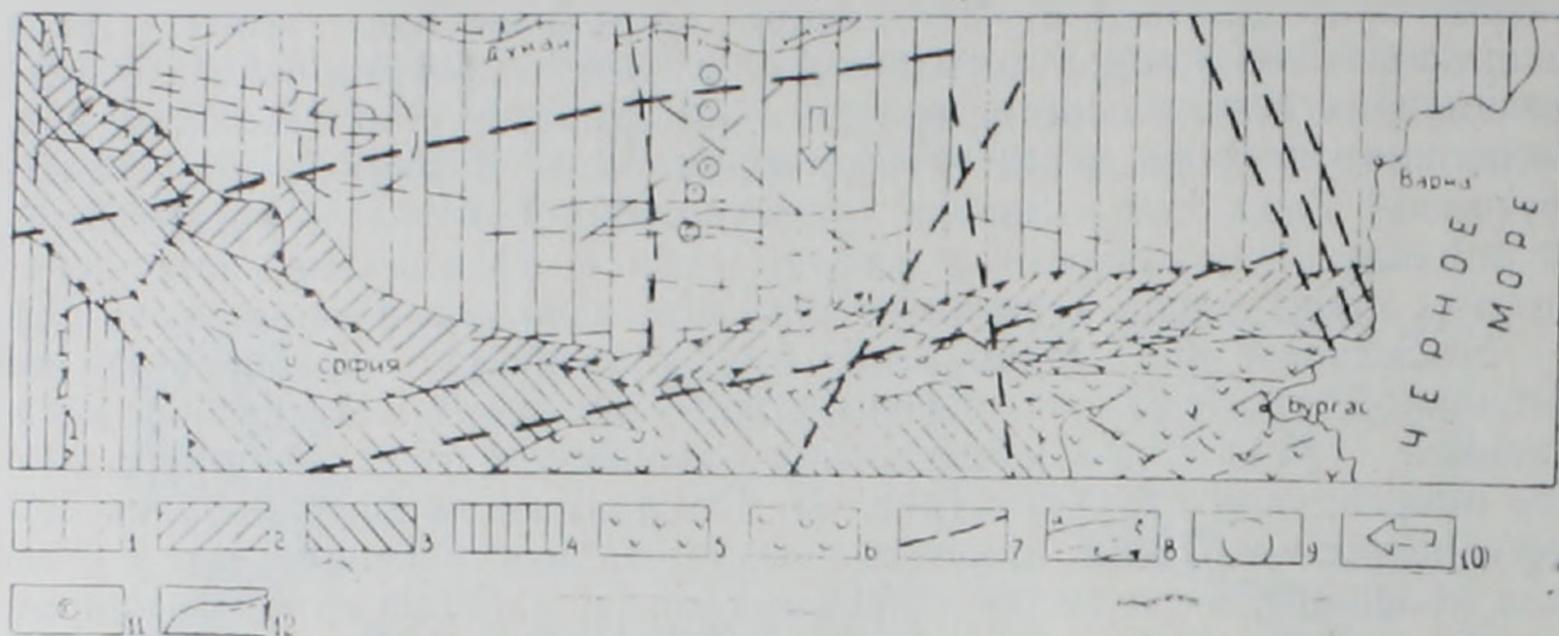


Рис. 4 Характер сочленения Предбалканид с Балканидами. 1—Мизийская плита с северными Предбалканидами; 2—собственно Предбалканиды с Балканидами; 3—Среднегорье; 4—Крайштиды; 5—Бургасский вулканогенный прогиб; 6—наложенные впадины; 7—сквозные линейменты; 8—разломы установленные (а), отдешифрированные по КС (б), надвиги (в); 9—кольцевые структуры; 10—направление движения масс Мизийской плиты; 11—плейстоценовые базальты; 12—границы структур.

ло значительный угол наклона пород в нижних частях разреза. Продолжительно воздействующее сводовое давление в сочетании с общим погружением платформы и с пониженной плотностью лежащего к северу микроконтинента с корой субокеанического типа породили длительное, направленное на юг пододвигание. Вероятно, большую роль в этом процессе имели глобальное сжатие и растяжение в обширном пространстве Тетиса. Составленные по данным бурения карты стратозигипс кровли некоторых компетентных карбонатных комплексов чехла показывают, что южное крыло Мизийской плиты испытало значительное пододвигание в пространство Балканид, занятое флишевыми отложениями [1].

Балканиды имеют хорошо выраженную северную вергентность за счет отодвигания их глубинных горизонтов в южном направлении. Со среднеальпийским тектоническим циклом, начиная с титонского времени, связан новый этап развития Балканид, которые к востоку от Этропольской линии (примерно меридиан Софии) приобретают вид своеобразного желоба. Об этом свидетельствует присутствие многоосинклинального трога, который просуществовал до конца апта. С позднего мела этот трог мигрирует на территорию Восточно-Болгарского мегаблока.

В раннем и среднем миоцене формируется новый многоосинклинальный трог, который располагается продольно по отношению ко всему пространству Балканид. Таким образом, геологические данные свидетельствуют о постоянной миграции к югу Мизийской плиты и Балканид.

Результаты дешифрирования КС «Космос» хорошо согласуются с геологическими данными, причем здесь получаются данные, в какой-то степени аналогичные рис. 3. (с обратным соотношением движения с севера на юг). Отдешифрированные линейменты выходят из пространства собственно Предбалканид и Балканид под острым углом, пересекают северные Предбалканиды и Мизийскую плиту и на западе вновь уходят в пределы Балканид. Причем эти линейменты не следуют параллельно

Балканидам, повторяя их конфигурацию, а протягиваются почти параллельно, отдаляясь от Балканид, а затем снова входя в их пределы. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в процессе движения Мизийской плиты к югу корни глубинных линейных элементов оставались зафиксированными на месте и при активизации вертикальных движений спроектировались на поверхности. Максимальное отодвигание Балканид происходило в их центральной части. Время формирования этих линейных элементов в чехле относится, по-видимому, к позднеальпийскому тектоническому циклу (с позднего мела), т. к. они пересекают поздне-меловые и палеогеновые отложения. Собственно здесь, как и в случае Аравийской плиты, имеет место позднеальпийская ТМА Мизийской плиты с незначительным по масштабам проявлением базальтового магматизма.

Третий геодинамический тип, иллюстрируемый двумя примерами, отражает крупные вертикальные движения на стыке структур с разным знаком этих движений.

Загросская зона служила четкой границей между Африканской плитой и Иранской плитой в течение мезозоя и кайнозоя в качестве геосинклинали. Эта инфракембрийско-неогеновая последовательность отложений Загроса смята только в самую последнюю фазу альпийской орогении в плиоцен-плейстоценовое время. Ее можно подразделить на инфракембрийско-среднетриасовую платформенную стадию, недифференцированную, позднетриас-миоценовую геосинклинальную стадию, представленную синорогенической и посторогенической плиоцен-плейстоценовой молассой [14]. Складчатый пояс можно рассматривать как краевой мобильный осадочный трог, наложенный на Аравийскую плиту. В течение последних фаз геосинклинального развития аналогичные движения вызвали постоянный сдвиг оси Загросского трога к юго-западу и, в конечном счете, к его теперешнему положению в Персидском заливе. Движения Аравийской плиты по отношению к Загросу носили более сдвиговый, чем поддвиговый характер, о чем свидетельствуют линейные симметричные длинные складки складчатого пояса Загроса. В настоящее время активная зона Загроса располагается на юго-западе на границе складчатого пояса с Месопотамским прогибом, где реализуются гравитационные сбросы как результат сочленения зон с разным знаком тектонических движений.

Рис. 5 иллюстрирует гравитационный сброс, фиксируемый положением фотомаркирующего горизонта, сползающий в плиоцен-четвертичную молассу, заполнившую также его тыловую зону. По времени образования сброс может быть отнесен к категории новейших. Уверенно дешифрируются также дугообразные разломы, обращенные выпуклой стороной к складчатому поясу. Они фиксируют в поверхности Месопотамского прогиба положение погребенных под молассой также гравитационных сбросов. Эта тектоническая обстановка свидетельствует об интенсивности разнонаправленных вертикальных движений на стыке двух различных по тектоническому режиму структур.

Следующий пример, иллюстрирующий крупный гравитационный сброс в зоне сочленения Восточного Понта с Черноморской впадиной, изображен на рис. 6. В пределах сброса развиты юрская, верхне- и нижнемеловые толщи Северной Анатолии и Восточного Понта. Здесь известны также массивы метаморфических пород и крупная Качкарская интрузия, сложенная гранитами и гранодиоритами. Становление отмеченной интрузии, по-видимому, связано с растяжениями вдоль сброса в послеверхнемеловое время, т. к. она пересекает верхнемеловые и более древние породы. Тектонические деформации берега и прибрежных равнин («подвешенные долины») можно наблюдать в литоральной зоне Черного моря в районе Восточного Понта [5], что связано с опусканием прибрежной зоны. По данным геологической карты Турции масштаба 1:500000, линия гравитационного сброса трассируется выходами риолитов, дацитов, трахитов, фонолитов третичного возраста, а

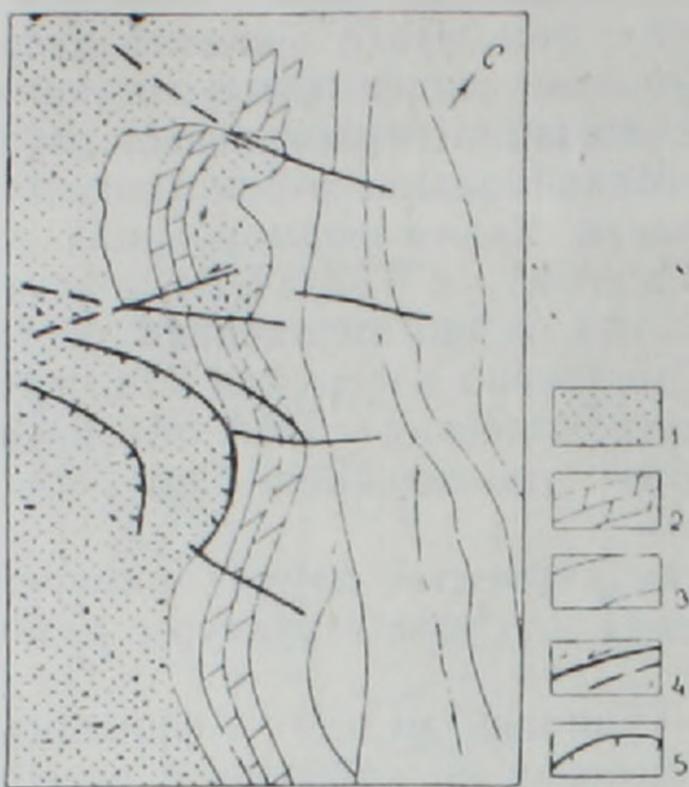


Рис. 5 Гравитационный сброс в зоне сочленения Загроса с Месопотамским прогибом (по данным дешифрирования КС Джемини). 1—плиоцен-плейстоценовая моласса; 2—фотомаркирующий горизонт; 3—олигоцен-миоценовые отложения, включающие олигоценовые красноцветные породы Асмари и известняки ю-в Ирана; 4—сбросо-сдвиги (а), недифференцированные разломы (б); 5—дуговые сбросы, характерные для зон сочленения с разным знаком тектонических движений.

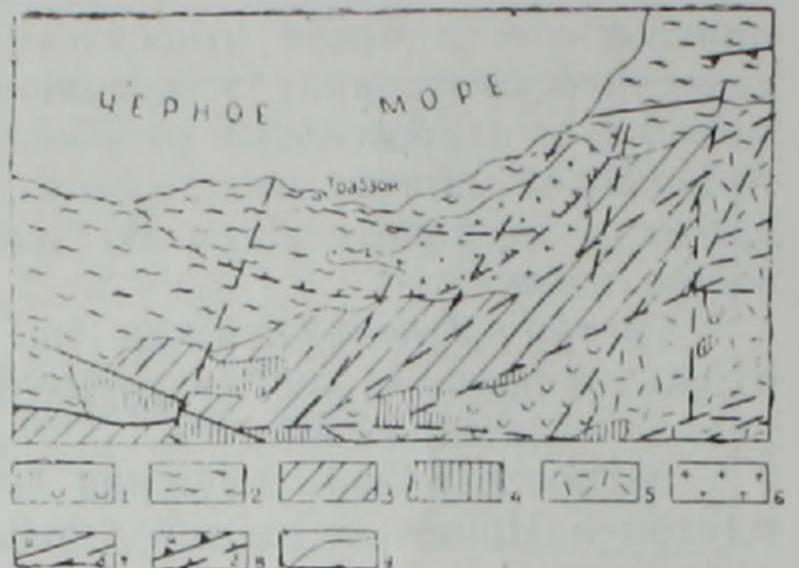


Рис. 5 Гравитационный сброс в зоне сочленения Восточного Понта с Черноморской впадиной (по данным дешифрирования КС и геологической карты Турции). 1—межгорные впадины; 2—геосинклинальные складчатые системы; 3—срединные массивы с выходами палеозойского метаморфического основания; 4—офиолиты; 5—плиоцен-четвертичные вулканиты; 6—граниты, гранодиориты (Качкарская интрузия); 7—разломы установленные (а), отдешифрированные (б); 8—надвиги (а), сбросы (б); 9—границы.

также диоритов, габбро, диабазов. Сброс имеет дугообразную форму, обращенную вогнутой стороной в сторону Черноморской впадины.

Из изложенного следует, что применение КС позволяет выявлять геодинамические обстановки сложнопостроенного Средиземноморского складчатого пояса по принципу от морфологии к генезису, что чрезвычайно важно при региональных тектонических и металлогенических исследованиях. Приведенные примеры не отражают всего многообразия региональных геодинамических обстановок, но тем не менее показывают типичные проявления на КС процессов, имевших место в период позднеальпийской истории развития и позднеальпийской ТМА.

ПО «Армгеология»,
ВНИИКАМ

Поступила 15.III.1988.

Ս. Վ. ԽԱՔՏԵՐՈՍՅԱՆ, Հ. Ի. ԲԱՂԿԱՍԱՐՅԱՆ, Վ. Զ. ՍԱԽՍՏՈՎ

ՏԻԵԶԵՐԱԿԱՆ ՊԱՏԿԵՐՆԵՐԻ ԿԻՐԱՌՈՒՄԸ ՄԵԶՆԵՐԿՐԱՍՏՈՎԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ԻՆԳԻՆՆԱԿ ԵՐԿՐԱԳԻՆԱՄԻԿԱԿԱՆ ՊՐՈՑԵՍՆԵՐԻ ԲԱՑԱՀԱՅՏՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿ

Ա մ ֆ ո ֆ ո լ մ

Երկրաբանա-երկրաֆիզիկական տվյալների հետ մեկտեղ հոգիածումը շարադրված են տիեզերական նկարների օգտագործման հարցերը երկրի մակերևույթին արտահայտված սեպիոնալ երկրադինամիկական պրոցեսներն ուսումնասիրելիս:

Տիեզերական նկարների ի հայտ գալով երկրադինամիկական հարցերի պարզաբանումը ստացավ նոր սրակական մակարդակ, որը թույլ տվեց նորովի

դիտելու տարբեր երկրագիտամիկական տարրերի մեջ արտահայտված երե-
վույթները:

Հողվածում ըստ տիպերի քննարկվող երկրագիտամիկական իրադրությունների
օրինակները ընդգրկում են Կովկասի, Տավրոսի, Զագրոսի կայնոզոյան ծալ-
քավոր և պլատֆորմային կառույցները, Արաբական և Միդիական սալերը և
այլն:

Դիտարկված առաջին երկրագիտամիկական տիպը՝ երկրաբեկորների հո-
րիզոնական (տանգենցիալ) և տրանսֆորմ խզումների ուղղությամբ շարժում-
ներն են, որոնք ուղեկցվում են Փոքր Կովկասի հարավ-արևելյան մասում
սեղմման և ձգման դոտինների առաջացմամբ: Ցույց են տրված կառույցների
բարդ երկրագիտամիկական փոխհարաբերությունները Փոքր Կովկասի այն մա-
սում, որտեղ առկա է Սոմխեթա-Ղարաբաղի կառուցվածքային-ֆորմացիոն
դոտու (ԿՖԳ), Ղափանի և Թալիշի ԿՖԳ-ների (երկրաբեկորների) եռակի հո-
դակապումը: Դիտվող ԿՖԳ-ների եռակի հողակապման հանգույցի ժամանա-
կակից կառուցվածքը պայմանավորված է դրանց հորիզոնական տեղաշար-
ժերով, որոնք կրում են մասնավոր ռեգիոնալ բնույթ Աֆրիկյան-Արաբական և
Եվրասիական սալերի կողմից Միջերկրածովային գոտու համամոլորակային
սեղմման ֆոնի վրա:

Երկրորդ երկրագիտամիկական տիպը՝ սալերի և միկրոսալերի խոշոր
հորիզոնական շարժումներն են նրանց հիմքում գեոսինկլինալային իջվածքնե-
րի ֆիքսված արմատների վրայով:

Հողվածում դիտարկված է Արաբական սալի և Արևելյան Տավրոսի փոխ-
կապակցության բնույթը Միջերկրածովային գոտու լայնակի ամենասեղմված
Տավրոս-Կովկասյան սեգմենտի սահմաններում: Ինգիոնալ լայն իմաստով
այդ սեղմումը հանդիսանում է Արաբական սալի դեպի հյուսիս շարժման և
ժամացույցի սլաքի շարժմանը հակառակ 6° շափով պտույտի արդյունք: Տիե-
զերական նկարներից ստացված և երկրաբանա-երկրաֆիզիկական նյութերի
հետ համատեղ վերլուծված տվյալները հաստատում են Արաբական սալի
դեպի հյուսիս տեղաշարժման վարկածը:

Որպես երկրորդ երկրագիտամիկական տիպին վերաբերվող օրինակ դի-
տարկված են Միդիական սալի և Թրակիական զանգվածի փոխհարաբերու-
թյունները, ընդ որում, «Կասմոս» տիեզերանկարների վերժանման արդյունք-
ները լավ համաձայնության մեջ են գտնվում երկրաբանական տվյալների հետ
և ինչ-որ շափով համանման են նախորդ օրինակին:

Երկրագիտամիկական երրորդ տիպը ներկայացված է երկու օրինակով՝
Զագրոսի և Արևելյան Պենտոս—Աեծովյան գոգավորության կցման գոտի-
ներով: Այս տիպը արտացոլում է տարբեր նշաններ ունեցող ուղղաձիգ խո-
շոր շարժումները դիտարկվող կառույցների կցման գոտում:

Բերված օրինակները ցույց են տալիս, որ տիեզերանկարների օգտագոր-
ծումը հնարավոր է դարձնում հայտնաբերելու բարդ կառուցվածք ունեցող
Միջերկրածովային ծալքավոր գոտու երկրագիտամիկական պրոցեսների ա-
ռանձնահատկությունները ձևաբանությունից ծագմանը անցնելու սկզբունքի
հիման վրա, ինչը շատ կարևոր է ռեգիոնալ տեկտոնիկական և մետաղածնա-
կան պրոցեսներն ուսումնասիրելիս: Այս օրինակները չեն արտահայտում
ռեգիոնալ երկրագիտամիկական իրադրություններն իրենց ամբողջ բազմա-
զանությունը, բայց և այնպես հայտնաբերում են տիեզերական նկարների վրա
արտահայտված տիպական պրոցեսները, որոնք տեղի են ունեցել ուշ ալպիա-
կան տեկտոնա-մագմատիկական ակտիվացման ժամանակաշրջանում:

THE SPACE IMAGERY APPLICATION FOR REVEALING THE
MEDITERRANEAN BELT REGIONAL GEODYNAMICAL PROCESSES

A b s t r a c t

The problems of the space imagery application combined with the geological-geophysical data for the regional geodynamical processes investigation are brought in this paper. The considered examples include Cenozoic folded and platform structures of the Caucasus, Taurus, Zagros, The Arabian and Mizian plates e. a. There are in a new fashion considered the phenomena reflected in a combination of different geodynamical elements, which are revealed as particular cases against a common background of converging Arabian and Eurasian plates. Revealed on the surface geodynamical processes have allowed to cognize the processes having taken place in abyssal zones and so to investigate the geodynamics in the whole.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бончев Е. Подвижная область Балканид и разрывающие ее транзитные криптолинеаменты.—В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 93—106.
2. Вардапетян А. Н., Сорохтин О. Г. О возрасте Черноморской и Южно-Каспийской впадин.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1981, т. 34, № 1, с. 44—51.
3. Зоненшайн Л. П., Савростин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, 311 с.
4. Иванов С. И. Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов.—В кн.: Тектоника. Геология альпид «тетисного происхождения». М.: Наука, 1980, с. 45—52.
5. Ильхан Э. Восточная Турция.—В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1, с. 234—347.
6. Кетин И. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия).—Геотектоника, 1966, № 3, с. 61—71.
7. Милановский Е. Е., Короновский И. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 277 с.
8. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 71—80.
9. Сакхатов В. З. Изучение новейшей тектоники Кавказско-Анатолийского сегмента Средиземноморского пояса (по данным дешифрирования космических снимков).—В кн.: Космогеологические методы в изучении четвертичного периода. Л., ВСЕГЕИ, 1982.
10. Цимельзон И. О. Связь тектоники осадочных отложений Азербайджана с глубиной структурой земной коры.—Геотектоника, 1970, № 5.
11. Шевченко В. И., Рязанов И. А. Тектоника и геофизические поля Крыма Кавказа-Копетдага.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 80—85.
12. Шерман С. И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонический анализ проблемы).—В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 5—26.
13. Штеклин И. Северный Иран: горы Эльбурс.—В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1, с. 264—289.
14. Stocklin T. Structural history and tectonics of Iran.—Bull. Amer. assoc. petr. geol. 1968, v. 52, № 7.
15. Freund R. et al. The shear along the Dead Sea rift.—Phil. Trans. Roy. Soc. Long., A—267, 1970.
16. Hall R., Masson R. A Tectonic melang from the Eastern Taurus Mountains.—Turkey. T. Geol. Soc., 1972, v. 128, № 4.

В. А. АГАМАЛЯН

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПАРАНСКОЙ СЕРИИ
МЕЗОЗОЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Приводится петрографическое описание пород всех четырех свит апаранской аккреционной серии, что наряду с ранее опубликованными геологическими особенностями [2] и петрохимическими свойствами позволило отнести сараланджскую свиту к отложениям континентального подножья, лусагюхскую свиту—к верхней части новообразованной океанической коры—к офиелитам, тухманукскую—к туфотурбидитам океанического желоба и миракскую—к продуктам островодужного высокоэксплозивного вулканизма.

Вопросы идентификации океанических образований геологического прошлого в составе складчатых горных сооружений в настоящее время приобретают большую актуальность для тектонических реконструкций и поисков полезных ископаемых.

Одним из представительных объектов с пластинами океанической коры мезозоя на Малом Кавказе является апаранская аккреционная серия, которая развита в западной части Цахкуняцкого хребта. Она вытянута в северо-восточном направлении на 15 км при ширине до 7 км (около 50 кв.км) и подразделена нами на четыре свиты (снизу—вверх)—сараланджскую (350 м), лусагюхскую (3 км), тухманукскую (1200 м) и миракскую (1500 м). Эти свиты образуют последовательность тектонических пластин, падающих под Цахкуняцкий континентальный выступ докембрийского фундамента [2]. Тектоническое строение трактовалось А. А. Беловым и С. Д. Соколовым как свидетельство аллохтонного надвигания кристалликума на океанический бассейн [4]. В отличие от них, указанная последовательность пластин отнесена нами к аккреционной призме палеожелоба, образованной в ходе пододвигания (субдукции) среднеюрской океанической коры под Цахкуняцкую континентальную окраину в позднеюрско-раннемеловое время с наращиванием внутреннего борта желоба пластинами, отслаиваемыми от океанической коры Мезотетиса [2]. В настоящем сообщении приводится петрографическое описание пород апаранской серии, еще недостаточно освещенных в литературе [6, 1, 4, 3], а также для подкрепления геолого-структурных сведений, изложенных в предыдущей работе автора [2].

Сараланджская свита. Она сложена типичной аспидной толщей, с флишеидным чередованием темно-серых безызвестковых аргиллитов, алевролитов и песчаников с единичными потоками миндалекаменных афировых гавайитов той же окраски.

Аргиллиты имеют темно-серую, почти черную окраску, хорошо развитую листоватость типичного аспидного сланца. Характерны желтоватые пятна дендритов пирита. Под микроскопом проявляют неясно-слоистую микротекстуру, пелитовую и алевро-пелитовую структуру. Сложены слабо двупреломляющей глинистой тканью (85—96%) агрегатной поляризации с единичными угловатыми обломками кварца (3—5%) размером до 0,1 мм и листочками терригенной слюды (1—3%). Продукты перекристаллизации глинистой массы представлены гидрослюдой (серицит) и хлоритом, с густой импрегнацией непрозрачной углистой пылью. В зоне Лусагюхского разлома наблюдаются выделения граната, биотита и андалузита (<1%) размером до 0,05мм.

Алевролиты—слоистые, с параллельной упаковкой уплощенных обломков кварца и чешуек слюды. Структура алевро-псаммитовая с базальным цементом. Обломки представлены: 1) кварцем (0,1—0,2 мм) уплощенной формы (13—27%); 2) фрагментами кислого плагиоклаза (5—18%) с тонким полисинтетическим двойникованием, обычно замещенного гидрослюдой; 3) листочками мусковита (1—3%), искривленными и разломанными, и реже обесцвеченного биотита

~1%); 4) комками аргиллита уплощенной формы, слагающими иногда значительную часть породы (5—17%); 5) осколками циркона вишне-желтого цвета (<1%). Цемент (32—54%) глинисто-гидрослюдистый, хлоритизированный и серицитизированный.

Песчанники сравнительно светлоокрашенные со слоистой микротекстурой в силу параллельного расположения уплощенных обломков (рис. 1а) размером в среднем $0,5 \times 0,3$ мм. Цемент (5—10%) порово-контактный, карбонаты отсутствуют. Обломки представлены: 1) кварцем (17—25%), водяно-прозрачным с газовой-жидкими включениями, вытянутыми в одном направлении; преобладают уплощенные угловатые обломки размером 0,5—1 мм с несколько закругленными углами; имеют волнистое, реже мозаичное погасание. Встречаются также обломки микропегматитовых сростков (1—3%) кварца с кислым плагиоклазом и калишпатом, 2) плагиоклаз (15—22%) присутствует в двух типах: плагиоклаз—1 представлен водяно-прозрачным альбитом с тонкой полисинтетической штриховкой, размером 0,2—0,3 мм; плагиоклаз—2 представлен мутным серицитизированным олигоклаз-андезином в сравнительно крупных округлых обломках размером 0,5—1 мм; 3) значительно развиты фрагменты основной массы риодацитов (12—18%) микрофельзитовой структуры кварц-полевошпатового состава, округлые и окатанные лучше остальных обломков; 4) единичные листочки слюд (1—2%), обычно импрегнированные непрозрачным пылевидным углистым веществом; 5) округлые кристаллы циркона (<1%). Обломки обычно соприкасаются, реже на стыках наблюдаются скопления мелкочешуйчатой гидрослюды и непрозрачного углисто-глинистого вещества. Встречаются также комки аргиллита (2—8%) до 1,5 мм.

Конкреции имеют яйцевидную форму размером 5—15 см, под микроскопом имеют алевро-пелитовую структуру без заметной слоистости. Различимы аутигенные чешуйки серицита и хлорита и мельчайшие обломки кварца. Наблюдаются тончайшие крестообразные «теневые» кристаллы размером 1—1,5 мм, адиагностические ввиду исчезания их контуров в скрещенных николях и, возможно, являются зародышами порфиробластов андалузита.

Специфической особенностью терригенных пород свиты является отсутствие карбонатов и обломков основных эффузивов и присутствие обломков кислых эффузивов. Первое, очевидно, обусловлено отложением ниже лизоклина, что соответствует континентальному подножью, о чем свидетельствуют также слабая окатанность обломков, зависимость отсортированности осадков от размерности обломков и наличие комков нелигифицированных глини в алевролитовых и песчаных прослоях. Питающая провинция была представлена, очевидно, выступами докембрийского кристаллического фундамента (обломки слюд, водяно-прозрачного альбита и волнисто-мозаичного кварца) и покровами кислых эффузивов (обломки фельзитовой основной массы риодацитов, мутные кислые плагиоклазы).

Мандельштейны представлены мелкоиндалекаменными лавами голубовато-серо-зеленого цвета (на изломе), с миндалинами (8—12%) размером 3—5 мм, выполненными голубоватым кварцем и карбонатом. Текстура массивная, афирровая. Структура гналопилитовая и микролитовая. Состоят из равновеликих микролитов альбита (52%) размером $0,5 \times 0,02$ мм хаотического расположения, угловатые промежутки которых выполнены смесью амфибола, биотита и карбоната по мезостазиу (рис. 1б). Много продолговатых псевдоморфоз смеси лейкоксена и рудного минерала, а также мелких табличек магнетита. Место единичных изометричных вкрапленников занимают псевдоморфозы бурого железистого карбоната по темноцветному минералу. По химическому составу соответствуют оливниновому гавайиту.

Лусагюхская свита. Сложена глубоксводными шаровыми базальтами—спилитами и диабазами, а также секущими телами—близкоодновременными субвулканическими микрогаббродиабазами и интрузив-

ными габбро. Базальты представлены вариолитами, афиритами, спорадопорфировыми разностями и гналокластитами.

Вариолиты представляют типичные пиллоу-лавы с межшаровой гналокластитовой брекчией. В образцах обладают массивной вариолитовой текстурой. Под микроскопом имеют афировую, реже спорадопорфировую структуру со спилитовой (гиалопилитовой) структурой основной массы. Вариолы имеют диаметр 3—5 мм, часто слипаются в форме восьмерки или четкообразных цепочек. Границы вариолей с основной массой достаточно резкие даже под микроскопом. Причем вкрапленники там, где они имеются, могут свободно проникать из основной массы вглубь вариолей (рис. 1в). Внутреннее строение вариолей напоминает гиалопилитовую структуру спилита с плохо индивидуализированными микролитами—кристаллитами пироксена и плагиоклаза хаотического расположения в адиагностической слабо дупреломляющей основной массе. Наблюдаются радиально-лучистые ветвящиеся дендровидные выделения микрокристаллического пироксена, расходящиеся из центральной части некоторых вариолей, накладываясь на их общий структурный рисунок.

Основная масса имеет апогиалиновую, либо спилитовую структуру и состоит из хаотически расположенных микролитов альбита с расщепленными концами, интерстиции которых выполнены хлоритовым мезостазином с включениями мельчайших выделений пироксена и рудного минерала. Вкрапленники в вариолитах редки (1—3%) до 0,5 мм, и представлены альбитом и клинопироксеном, а также изометричными псевдоморфозами, выполненными амфиболом, эпидотом и карбонатом, возможно по оливину. Образование вариолей, судя по приведенным особенностям, можно считать результатом ликвации базальтового расплава прямо в подушечных выделениях, после ее достижения морского дна.

Вариолиты, а также большая часть пород апаранской серии интенсивно минералогически преобразованы: амфиболизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, но с полной сохранностью мельчайших структурно-текстурных деталей строения, что, по-видимому, можно считать за свидетельство отсутствия стресса при указанных преобразованиях.

Афириты слагают преобладающую часть лусагюхской свиты и обладают как шаровой, так и глыбово-шаровой отдельностью и связаны с вариолитами постепенными переходами. Можно различить мелко-, средне- и крупномикролитовые разности. Имеют вариолоидальное строение, обусловленное радиальным расхождением микролитов. Сложены слабо дупреломляющим буроватым апогиалиновым матриксом радиально-сноповидного сложения, с едва различимыми волосовидными выделениями альбита и его единичных, более крупных игловидных и саблевидных микролитов, обычно в виде перекрещенных выделений. Угловатые полости выполнены хлоритом и карбонатом. Более раскристаллизованные разности имеют более крупные микролиты альбита до 1,5 мм при толщине всего 0,02 мм. В матриксе обозначаются выделения срастаний пироксена с рудным минералом. Крупномикролитовые разности имеют сфероидальное сложение и состоят из перекрестных снопов микролитов альбита длиной до 2,5 мм (рис. 1, 2).

Спорадопорфировые и олигофировые разности имеют тенденцию образовывать в поле скальные выходы с трапециодальной отдельностью и слагают более глубокие срезы свиты.

Вкрапленники представлены только альбитом в виде табличек размером $2 \times 0,3$ мм, достигая 30% объема породы, часто с включениями основной массы вытянутой формы параллельно второму линкконду. Изредка встречаются вкрапленники ранней генерации плагиоклаза короткотаблитчатой формы с резорбированным ядром (рис. 1д). Темноцветные минералы имеют изометричную форму и выполнены псевдоморфозами амфибола, хлорита, эпидота и карбоната. Основная

масса аналогична афировым спилитам. Изредка встречаются пойкило-офитовые разности (рис. 1е) с реликтами первичного плагиоклаза и титанавгита винно-красного цвета. Последнее, очевидно, объясняет высокую титанистость пород лусагюхской свиты.

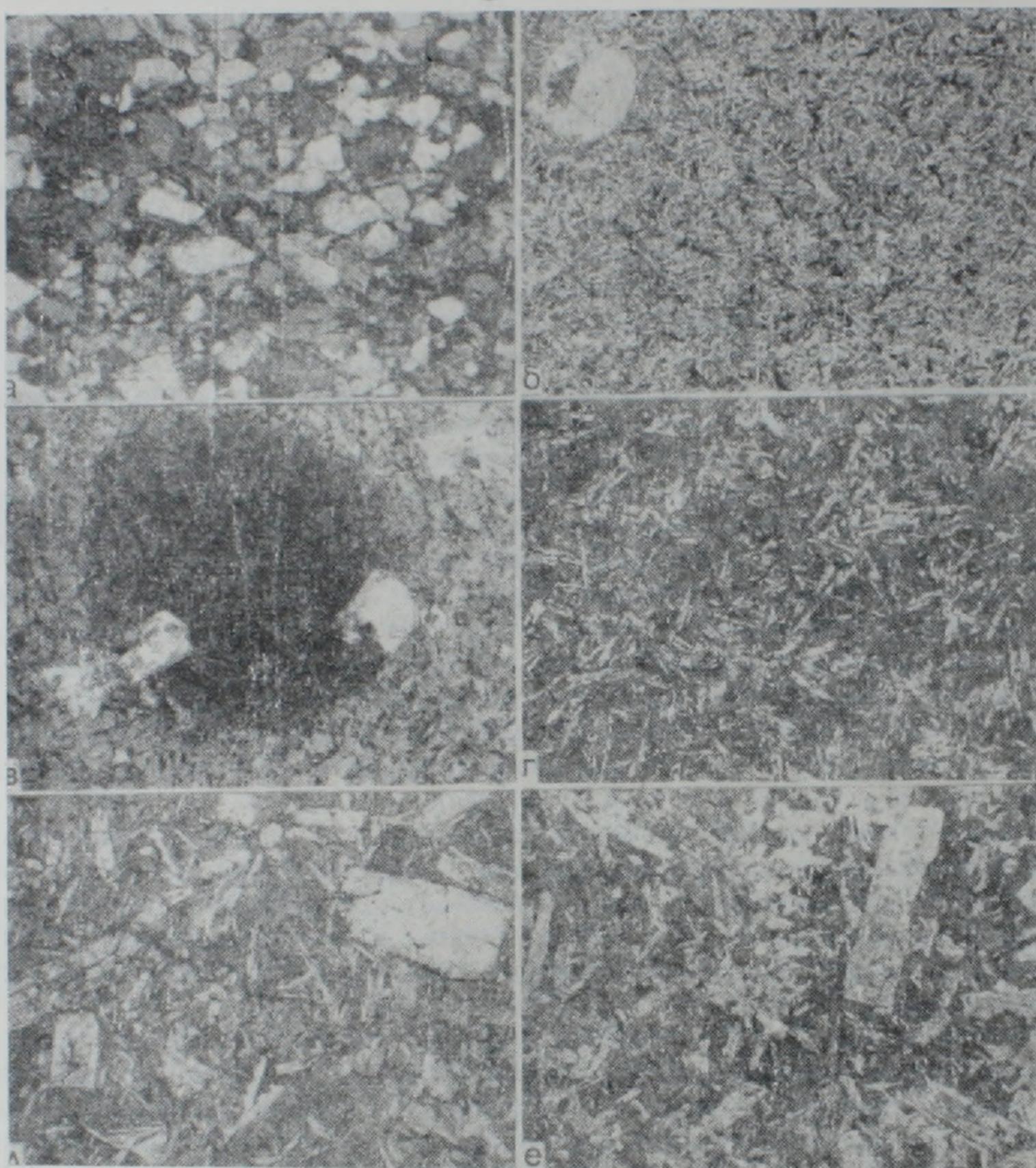


Рис. 1. Микрофотографии пород апаранской серии а—песчаник сараланджской свиты, состоящий из остроугольных уплощенных обломков кварца (белое) и полевых шпатов (серое). Ув. 40X, б/а; б—гавайит, сложен микролитами плагиоклаза (белое) и рудного минерала (черное), интересиции которых выполнены измененным пироксеном и слюдиисто-хлоритовым мезостазином (серое); миндалина выполнена кальцитом с примесью кварца и биотита; ув. 40X, б/а; в—варнола с резкими контактами с основной массой лусагюхская свита; заметны кристаллитовая внутренняя структура и продолжение микровкрапленника плагиоклаза из основной массы во внутрь варнолы, ув. 40X, б/а; г—крупномикролитовый афировый спилит лусагюхской свиты, ув. 40X, б/а; д—олигофиромый спилит лусагюхской свиты с единичными вкрапленниками плагиоклаза, ув. 40X, б/а; е—спилит лусагюхской свиты долеритовой структуры с сохранившимися кристаллами титанавгита (темное), пойкилобластической структуры, ув. 40X, б/а.

Таким образом, увеличение раскристаллизованности спилитов сверху вниз от варнолитов до олигофиромых разностей, отсутствие директивных флюидалных текстур и признаков стресса при их магматической кристаллизации и последующем метаморфическом преобразовании могут свидетельствовать в пользу их извержения в условиях растяжения морского дна и поступательном поднятии магмы без образования излияний в виде потоков. Метаморфизм без стресса явля-

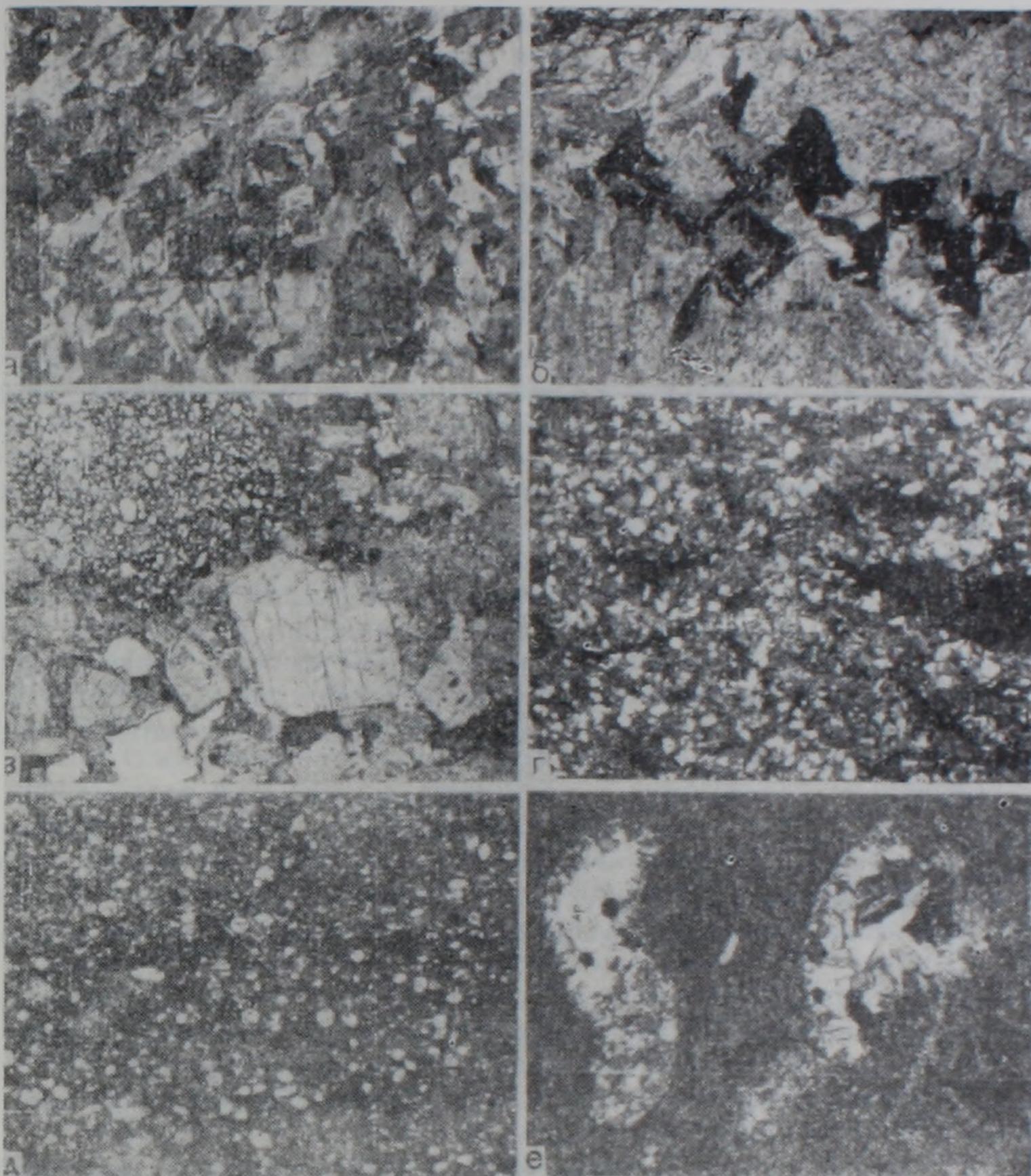


Рис. 2. Микрофотографии пород апаранской серии. а—микрогаббродиабаз комплекса параллельных даек дусагюхской свиты с лейстами плагиоклаза (светлое), угловатые промежутки которых занимают целые кристаллы клинопироксена (темное); ув. 25X, б/а; б—«скелетный» кристалл ильменита (черное) в уранитизированном габбро дусагюхской свиты, ув. 25X, б/а; в—гравийный туфотурбидит (граувакка) тухманукской свиты с обломками клинопироксена (в центре), шлака (вверху слева) и опаци-тизированных обломков (черное) андезито-базальтового состава, ув. 25X, б/а; г—алевропсаммитовый турбидит с комьями аргиллита (черное), ув. 25X, б/а; д—туфо-аргиллит тухманукской свиты с панцирями радиолярий (белые шарики), приурочен-ными к темным кремневым полосам, количество которых резко убывает при пере-ходе в более крупнообломочный прослой (алевро-пелитовый) верхней части сшижка, ув. 40X, б/а; е—микрошпировые выделения топазито-вого состава в основной массе андезитовых порфиритов миракеской свиты; состоят из гипидноморфного сочетания кварца и полевых шпатов с крупными выделениями апатита (Ap), ув. 40X, ник.+.

ется присущим признаком «океанического метаморфизма» Колмана [5].

Спалитовые брекчии и гналокласты сопровождают шаровые лавы, заполняя межшаровое пространство, либо образуя глыбовые брекчии. Они представляют смесь обломков спалитов различной степени рас-кристаллизации часто в одном и том же образце. Обломки сцементи-рованы гналокластитовой микробрекчией с участием кремневого це-мента, перекристаллизованного часто в кварц, а обломки обычно на-цело хлоритизированы и эпидотизированы.

Мишдалиты в породах лусагюхской свиты довольно редки (1—3 на шлиф) и представлены единичными мелкими округлыми порами, выполненными амфиболом, эпидотом, либо карбонатом.

Субвулканические образования лусагюхской свиты представлены микрогаббродиабазами, насыщающими всю свиту дайкообразными, пластобразными и мелкими штокообразными телами с резкими крутыми контактами, сходные с комплексом параллельных даек офиолитов. Текстура пород массивная, афирровая, равномернозернистая, полнокристаллическая, средне-мелкозернистая. Структура офитовая, часто пойкилоофитовая, либо долеритовая. Порфиновые выделения не характерны, мишдалиты отсутствуют. Сложены хаотически расположенными лейстами основного плагиоклаза длиной от 0,5 до 1,5 мм, с тенденцией к образованию спинов и перекрещенно-решетчатых выделений. Угловатые промежутки сложены авгитом коричневого до винно-красного цвета размером 0,5—1 мм. (рис. 2а). Группа близрасположенных зерен авгита проявляет одновременное угасание, указывая на наличие блок-кристалла, проросшего более идиоморфным плагиоклазом при их близкосовершенном выделении. Плагиоклаз проявляет непрерывную зональность. По углу угасания Np' : (010) на срезе [100] от 42° в ядре до 20° на периферии кристаллов, варьирует от лабрадора № 78 до андезина № 38. Рудный минерал имеет характерные «скелетные» формы выделений, ксеноморфный по отношению к плагиоклазу и образует вкрапленность зерен размером от 0,1—0,2 до 0,5—1 мм; по форме и титанистым продуктам разложения можно отнести к ильмениту.

Породы интенсивно преобразованы: пироксен часто полностью замещен зеленым амфиболом, а от первичного плагиоклаза сохраняются только реликты в соссюрите. Иногда пироксен сохраняется при полном разложении плагиоклаза в смесь альбита и соссюрита. Изредка наряду с пироксеном наблюдается первичная коричневая роговая обманка.

Тесное сонахождение микрогаббродиабазов со спилитами, их минералогическое и петрографическое сходство и отсутствие микрогаббродиабазовых тел в вышележащих свитах позволяют относить данный субвулканический комплекс к подводящим каналам и корням изливаний спилитов лусагюхской свиты.

Габбро относится к интрузивным образованиям лусагюхской свиты, так как в породы вышележащих свит не переходит, хотя наряду с микрогаббродиабазами секут и дегидратирующие аргиллиты сараладжской свиты и кристаллические сланцы докембрия. Габбро слагают небольшие выходы, наиболее крупный из которых занимает площадь в 1 кв.км.

Текстура пород массивная, крупнозернистая. Структура офитовая, пойкилоофитовая, переходная к габбровой. Первичный минеральный состав слагается основным плагиоклазом и моноклинным пироксеном в качестве главных минералов, второстепенные минералы представлены ромбическим пироксеном и ильменитом и изредка биотитом, акцессорный минерал — анатит. Однако габбро повсеместно преобразован, с амфиболлизацией пироксена и соссюритизацией плагиоклаза. Первичная минеральная ассоциация достаточно хорошо сохранилась лишь в массиве к юго-западу от с. Сараладж.

Плагиоклаз образует удлиненные кристаллы размером до 5×1 мм, вдающиеся в кристаллы пироксена с некоторым нарушением собственных кристаллографических ограничений. Сдвойникован обычно нечастыми полисинтетическими двойниками по второму пинаконду, а также, местами, одновременно и по третьему пинаконду. Наблюдается очень интенсивная, но непрерывная зональность, с изменением угла угасания между следом второго пинаконда и направлением Np' на срезе [100] от 40° в ядре и до прямого погасания (0°) на периферии, что соответствует вариации состава плагиоклаза от битовнита

№ 80 в ядре до олигоклаза № 20 на периферии кристаллов. Почти лишен включений, за исключением единичных магматических включений буроватого цвета, обычно разрушенных. Изменение плагиоклаза начинается с наиболее основной части ядра с переходом в тонкочешуйчатый сосюрит, которое может захватить весь кристалл. Дальнейшее преобразование происходит с эпидотизацией и амфиболизацией продуктов распада, и плагиоклаз, очищаясь от них, переходит в незональный водяно-прозрачный альбит, сосуществующий с амфиболом и эпидотом. Составляет 45--65% объема породы.

Клинопироксен образует крупные ксеноморфные выделения размером до 5 мм, грани которых нарушены идиоморфными табличками плагиоклаза, либо он разбит на клиновидные участки. Рельеф высокий, угол угасания сравнительно небольшой: $c:Ng=32-33^\circ$, $2V=+58^\circ$, двупреломление повышенное: $\Delta=0,032$. Относится к ряду диопсид-геденбергит с преобладающей диопсидовой составляющей; обычно чистый, без заметных включений. Интенсивно замещается амфиболом в форме целых псевдоморфоз, сохраняясь лишь в виде разбросанных реликтов. Для описываемых амфиболизированных габбро лусажюхской свиты подходит название «эфотид», характерный для офиолитов [5]. Минералы габбро специально изучены З. О. Чибухчином [7].

Ильменит является типоморфным рудным минералом габбро, с содержанием более 3%. Образует характерные «скелетные» выделения размером до 1 мм и более, с криволинейными участками, заливами и отростками в общем квадратном контуре минерала с включениями плагиоклаза и пироксена (рис. 2, б). С изменением породы он превращается в слабо просвечивающее буроватое титанистое вещество, серое в отраженном свете. Выделение ильменита из магмы, как видно, происходило почти одновременно с плагиоклазом и пироксеном.

Тухманукская свита. Она представляет типичный турбидитовый клин, сложенный ритмично-чередующимися пелитовыми, алевритовыми и псаммитовыми граувакками градационно-слоистого строения, имеющими вулканомиктовую природу [2]. Микроскопическое изучение показывает, что они сложены из обломков одних и тех же полифированных андезито-базальтов, поэтому их описание приводится по восходящей последовательности, наблюдаемой внутри ритмопачки турбидита: туфонесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты.

Гравийные туфонесчаники имеют псефито-псаммитовую мономиктовую литокластическую и кристалл-литокластическую структуру. Наряду с обломками вулканитов содержатся комья аргиллита.

Наиболее крупнообломочные разности выражены лититовыми туфогравелитами с размером обломков до 5—8 мм и более. Обломки представлены угловатыми или слабо округлыми фрагментами крупнопироксеновых базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. В них вкрапленники представлены серией полисинтетически сдвоенникованных кристаллов клинопироксена зеленоватого цвета размером до 5—10 мм и более и сосюритизированного основного плагиоклаза размером до 3 мм. Основная масса обломков большей частью испещрена мелкими порами-мидаллинами, деформированными в результате флюидального течения. У некоторых обломков основная масса мутная от быстрой закалки и они содержат мелкие хаотические микролиты. Встречаются отдельные крупные обломки вулканического шлака (лапилли?) (рис. 2, в). Цементация обломков преимущественно контактовая, изредка в промежутке между обломками наблюдается поровый цемент, выраженный кремнем и апокремневым кварцем с мутными разводами, а также хлоритом. Поры и мидаллины в обломках также выполнены хлоритом, который почти изотропный и имеет слабую зеленоватую окраску.

Встречающиеся в них комья аргиллита и алевролита имеют уплощенную форму размером от 0,5 до 5 мм и вытянуты по слоистости породы (рис. 2, г).

Туфо песчаники и туфо алевролиты сложены обломками размером 0,5 и 0,2 мм соответственно, со множеством промежуточных и смешанных разновидностей из пород и минералов вышеописанных гравелитов, но меньшей степени округлости и с присутствием кристаллокластов.

Туфо аргиллиты имеют тонкослоистую пелитовую структуру со слабо двупреломляющей мутной кремнисто-глинистой массой, содержащей многочисленные круглые срезы радиолярий размером до 0,1 мм и единичные обломки их шипов (рис. 2, д). В шлифах, вырезанных из стыка аргиллита и вышележащего песчаника, заметны гравитационные внедрения языков песчаника в подстилающий кремнево-радиоляриевый ил.

Породы тухманукской свиты в большинстве случаев интенсивно преобразованы с развитием пренита, амфибола и эпидота. Кремний перекристаллизован в кварц с сохранением первичных текстурно-структурных особенностей.

Миракская свита. Она сложена исключительно порфировыми основными вулканитами, представленными преобладающими псефито-псаммитовыми лавобрекчиями, туфобрекчиями, реже лавами, а также туфогравеллитами и туфонесчаниками с резко подчиненной ролью разновидностей алевро-псаммитовой размерности. Лавобрекчии и туфобрекчии сложены крупными обломками размером 1—10 см и более. Разрез всей свиты варьирует от основного базальта через андезито-базальт до андезита при 1,5 км мощности.

Наиболее основные разновидности пород представлены крупнопироксеновым и одновременно крупноплагноклазовым базальтом с вкрапленниками до 10 мм и более.

Плагноклаз образует серию хорошо ограниченных широких таблитчатых вкрапленников трех генераций: первая достигает размеров 5×3 мм состава битовинит № 85—90 с двумя-тремя двойниковыми полосками; вторая— 2×1 мм состава № 75—80; третья генерация— $1 \times 0,5$ мм № 70—75. Зональность незаметная или слабая.

Клинопироксен также образует серию вкрапленников от крупных (7×5 мм) до гигантских (30 мм и более) кристаллов первой генерации, идеально ограниченных и образующих блок-кристаллы, состоящие из закономерных срастаний двух-трех индивидов; вторая генерация имеет размеры 1—2 мм, а третья не превышает 1 мм. Окраска слабая, со схемой абсорбции: Ng—зеленоватый, Np—желтоватый, $c:Ng=45^\circ$, $2V=+68^\circ$, $\Delta=0,039$. Обычно сдвойникован, нередко полисинтетически. Из концевых ограничений грань (111) развита лучше, чем третий пинакоид (001), что, наряду с приведенными оптическими свойствами, позволяет отнести клинопироксен к диопсиду-геденбергиту. Содержание вкрапленников клинопироксена достигает до 20% объема породы.

Гиперстен дает сравнительно небольшие выделения размером 1—2 мм с широкими реакционными каемками. Диагностируется прямым погасанием и несколько пониженным рельефом по сравнению с клинопироксеном. Проявляет слабую розоватую окраску по Ng'. Пироксены в большинстве случаев замещены волокнистым амфиболом в форме соосных псевдоморфоз и спутанно-волокнистых агрегатов.

Основная масса у различных обломков проявляет различную степень раскристаллизации—от криптокристаллически-микрофельзитовой (апогналиновой) до ярко выраженной микролитовой и переходной к интерсертальной структур с клиновидными микролитами плагноклаза. Мезостазиа апогналиновый, представлен зеленым хлоритом по стеклу, который обычно амфиболизирован в микронематобластовый агрегат без нарушения первично-магматических особенностей.

Цементация контактовая, либо контактово-поровая. Только в одном случае был встречен базально-поровый известковый цемент, перекристаллизованный в гранобластовый среднезернистый кальцит.

Лавы андезито-базальтов обладают сравнительно мелкими, но

Обильными вкрапленниками плагиоклаза размером 1,5—2 мм, образующими двойниковые триады, а также изометричные гломеропорфировые скопления. Характерной особенностью является наличие многочисленных миндалевидных выделений округлой, овальной формы размером до 3 мм. Они выполнены прозрачным гипидноморфным срастанием кварца и плагиоклаза с участием сравнительно крупных кристаллов апатита размером до 0,5 мм, а также мелких кристаллов роговой обманки и калиевого полевого шпата (рис. 2, е). Они в большинстве случаев замещены спутанно-волокнустым агрегатом актинолита, пренита и эпидота. Представляется вероятным гипстеромагматическое ликвационное выделение указанных кварц-плагиоклазовых обособлений в качестве тоналитовых микрошлифов, с ретроградным их замещением вторичными минералами. Ликвация могла быть обусловлена отделением подобных обособлений в результате обогащения летучими минерализаторами (апатит). По соотношению минералов-заполнителей эти обособления, по сути дела, являются каплями тоналита, выделившимися из андезитовой магмы. Последующая гравитационная сепарация подобных «капель» более легких, чем вмещающая андезито-базальтовая магма, и их скопление в апикальных частях магматического очага могут привести к локализации значительных объемов тоналитовой магмы. Не исключена связь между наблюдаемыми кварц-плагиоклазовыми микрошлифами и более поздними тоналитовыми интрузиями Цахкуняцкого антиклинория. Дальнейшее исследование этого явления может иметь важное значение при установлении механизма связи вулканизма и плутонизма.

З а к л ю ч е н и е

Приведенная петрографическая характеристика пород апаранской серии мезозоя раскрывает специфику турбидитов, шаровых лав и порфиритов слагающих свит и дает возможность проводить в дальнейшем корреляции с конкретными образованиями современности, а также с аналогичными породами прилегающих территорий.

Идентичность материала обломков, слагающих породы тухманукской и миракской свит, свидетельствует об общности источника поступления, вероятно из островной дуги, расположенной к северо-западу. Они находятся в резком контрасте с афировыми, вариолитовыми и спорадопорфировыми спилитами лусагюхской свиты, которые идентичны породам новообразованной океанической коры зоны спрединга-офиолитам.

Обнаружение обогащенных минерализаторами тоналитовых микрошлифов в полифировых андезито-базальтовых лавах миракской свиты может способствовать уточнению проблемы источника расплава для интрузий тоналитовой формации.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.VI.1987.

Վ. Ա. ԱՂԱՄԱՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՕՋ ՄԵԶՈԶՈՅԻ ԱՊԱՐԱՆԻ ՍԵՐԻԱՅԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱՅԻԱԿԱՆ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Տեկտոնիական փերականացումներում և որոնողական աշխատանքներում ներկայումս մեծ դեր է հատկացվում ներմայրցամաքային լեռնային զանգվածների կազմում տեղադրված երկրաբանական անցյալի օվկիանոսային

կեղևի առաջացումների ուսումնասիրությունը: Անդրկովկասում դրանց թվին է դասվում նաև ապարանի ակրեցիոն համալիրը (2, 4): Հեղինակի նախորդ հոդվածում (2) տրված է ապարանի համալիրի երկրաբանական ստորաբաժանումը և նրա կառուցվածքի տեկտոնական մեկնաբանությունը:

Սույն հոդվածը նվիրված է այդ համալիրը կազմող 4 շերտախումբերի՝ սարալանջի, լուսագյուղի, թուխմանուկի և միրաքի պետրոգրաֆիական նկարագրությունը և դրանից բխող հետևություններին:

Սարալանջի շերտախումբը կազմված է սև և մոխրագույն արգիլիաների, ալերոլիտների և ավազաքարերի (նկ. 1, ա) ֆլիշային հերթափոխությունից, որը պարփակում է նաև փոքր հզորության մի բանի նշաքարային հավայիտային բազալտների հոսքեր (նկ. 1, բ): Մանրահատիկ նստվածքների կազմում գերակշռող է հանդիսանում կավա-հիդրոփայլարային ցեմենտը, իսկ ավազահատիկները ներկայացված են թթու կազմի պլագիոկլազի, քվարցի, ավելի սակավ փայլարի, երբեմն էլ ոֆոլիտի բեկորներով: Նստվածքները սնող տարածքը հանդիսացել են բյուրեղային հիմքի ելուստը և թթու կազմի հրաբխային ապարները: Սարալանջի շերտախումբն, ըստ կազմի և հասակի, մենք նույնացնում ենք Շամշադինի շրջանի տոար-աալենի ասպիդային հաստվածքի հետ: Ըստ կազմի առանձնահատկությունների և երկրաբանական դիրքի այս շերտախումբը կարելի է դասել մայրցամաքային ստորոտի առաջացումներին:

Լուսագյուղի շերտախումբը կազմված է գնդաձև բազալտներից՝ սպիլիտներից և դիաբազներից (նկ. 1, վ, գ, դ), ինչպես նաև նրանց հետ զուգորդվող հատող ընդհրաբխային միկրոգաբրոդիաբազներից (նկ. 2, ա) և գաբրոների ինտրուզիաներից (նկ. 2, բ): Բազալտները ներկայացված են վարիոլիտային, աֆիրային, սպորադոպորֆիրային տարբերակներով և նրանց գրնդամիջյան տարածքը լցոնող հիալոկլաստիտներով: Վարիոլները կազմված են ալբիտից և ունեն 3—5 մմ տրամագիծ, հաճախ ձուլվում են միմյանց հետ և խիտ կուտակումներ են ստեղծում գնդաձև առաջացումների միջուկային մասերում, իսկ դեպի դուրս՝ նոսրանում են: Աֆիրային տարբերակները, ինչպես և վարիոլիտայինները, կազմված են քլորիտի փոխակերպված հրաբխային ապակուց, ուր ցրված են ալբիտի միկրոլիտներ: Պորֆիրային ներփակումները բնորոշ շեն այս ապարներին: Նշված պետրոգրաֆիական առանձնահատկությունները հատուկ են խորջրյա բազալտներին, որոնք ներկայումս կազմում են օվկիանոսային կեղևի երկրորդ շերտը: Լուսագյուղի շերտախումբի կազմում լայն տարածում ունեցող միկրոգաբրոդիաբազային ներդրումներն երբեմն կազմում են դայկաների խիտ խմբեր, որոնք հիշեցնում են երկրորդ շերտի հիմքը կազմող կոմպլեքսը, իսկ գաբրոների ինտրուզիվներն իրենց կազմով և կառուցվածքով նույնատիպ են օվկիանոսային կեղևի երրորդ շերտի գաբրոների հետ (5):

Հաջորդ, թուխմանուկի շերտախումբը ՀՍՍՀ տարածքում նկարագրվող թերևս միակ տիպիկ տուֆատուրբիդիտային շերտախումբն է, որը ներկայացված է գրաուվակային տիպի, միմյանց հետ ութմիկ և ցիկլիկ ձևով հերթափոխվող տուֆաարգիլիտների, տուֆաալերոլիտների և տուֆաավաղաքարերի 0,5—10 սմ հզորության շերտերով: Շերտերն իրենց հերթին ունեն հատիկայնության ներքին աստիճանական մանրացում, ընդ որում, վերին շերտը մասամբ խախտում է իր ստորոտում գտնվող շերտի վերնամասը: Հատիկները ներկայացված են հիմնային պլագիոկլազի, պիրոքսենի, իսկ խոշորահատիկ ավաղաքարերում և գրավելիտներում՝ նաև պորֆիրային բազալտների և անդեզիտաբազալտների անկյունավոր բեկորներից: Արգիլիտների շերտերը պարունակում են հեմապեկապիկ ծագում ունեցող կալծքարային նյութ՝ սպիտակարիաների խեցիկների մնացորդներով (նկ. 2, դ), որը

նրանց հետ հերթափոխվող գրանուլակների ցեմենտում կարբոնատային նյութի բացակայության հետ մեկտեղ վկայում է, որ մենք դործ ունենք արեսալ խորություններում կարբոնատային կոմպենսացիայի մակարդակից ավելի խորը հատակին տուրբիդիտային հոսքերից նստած առաջացումների հետ, որոնք ներկայիս օվկիանոսներում հայտնի են միայն օվկիանոսային փողրակներում և 3,5—4,5 կմ-ից ավելի մեծ խորություններում: Հետևաբար, ելնելով թուխմանուկի շերտախմբի երկրաբանական դիրքից և կազմի առանձնահատկություններից, մենք այն դասում ենք օվկիանոսային փողրակի նստվածքների շարքին:

Միրաբի շերտախումբը կազմված է ավելի խոշորաբեկոր տուֆաբեկչիտներից, լավաբեկչիտներից, որոնք տեղ-տեղ հերթափոխում են նույն բազալտային և անդեզիտաբուլտալտային կազմի խոշորպորֆիրային լավաներով: Հստ կազմի նրանք թուխմանուկի շերտախմբի սայարների հետ ունեն միևնույն սնման աղբյուրը, որը հանդիսացել է ավելի հյուսիս-արևելքում գործող կրդդիադեզային հրաբխակսունությունը:

Սույն անդեզիտաբազալտներում ի հայտ են գալիս տոնալիտային կազմի շիրային ներփակումներ (նկ. 2, և), որոնք ունեն լիբվացիոն բնույթ: Նման տոնալիտային «կաթիլները», իրենց ավելի փոքր տեսակարար կշռի պատճառով, կարող են հավաքվել մագմատիկ ոջախի վերին մասերում և միաձուլվելով առաջացնել տոնալիտային ինտրուզիաների մագմատիկ կամարներ:

V. A. AGHAMALIAN

THE PETROGRAPHICAL PECULIARITIES OF THE ARMENIAN SSR MESOZOIC APARAN SERIES

A b s t r a c t

The rocks petrographical description of the aparan accretion series four suites is brought which has allowed, with the earlier published data on their geological and petrographical peculiarities, to attribute: the saralandj suites to the continental foot sediments, the lusaglugh suites to the oceanic crust upper part formation (ophiolites), the tukhnanuk suites to the oceanic trench tuff-turbites and the mirak suites to the island arc high-explosive volcanicity products.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение — В кн.: Материалы II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси: 1978, с.109—115; «Тезисы II регионального...», Ереван: 1973, с. 11—13.
2. Агамалян В. А. Мезозойский аккреционный комплекс (Апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, № 2, с. 13—24.
3. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Чибухчян З. О. К вопросу возрастного расчленения образований Апаран-Анкаванского кристаллического массива. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. 37, № 5, с. 10—24.
4. Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. — Сов. геология, 1973, № 8, с. 26—42.
5. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979 263 с.
6. Котляр В. И. Памбак. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958. 228 с.
7. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 183 с.

Д. А. ПОГОСЯН

ОЦЕНКА ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

В статье рассматриваются принципы классификации природно-территориальных комплексов как региональных, так и типологических единиц ландшафта. Разработаны методы и критерии качественной оценки горных территорий. Приводятся основные результаты комплексной оценки природно-территориальных комплексов с выявлением природно-ресурсного потенциала и прогнозированием их дальнейшего рационального использования.

Исследование и картографирование ландшафтов территории Армянской ССР позволили автору по преобладающим ландшафтным типам выделить две самостоятельные физико-географические области: А. Структурно-денудационная горная, относительно влажная, менее континентальная, лесная. Б. Вулканического нагорья, засушливая, континентальная, горно-степная. Граница между ними проходит по линии хребтов: Лалвар-Леджанского-Базумского-Памбакского-Арегунийского-Севанского. Выделенные по преобладающим ландшафтным типам крупные таксономические единицы—природные области представляют собой территориальные единства, внутри которых геологическое строение, генетические типы рельефа, агроклиматические условия, почвенно-растительный покров и другие компоненты ландшафтов достаточно четко отличаются друг от друга. Агроклиматические условия произрастания сельскохозяйственных культур протекают на одинаковом гидро-метеорологическом фоне, в результате чего весь природный комплекс области отличается от соседних территорий.

Обобщая вышесказанное, можно констатировать, что в северной области преобладает горно-лесной тип ландшафта, состоящий из редколесья, буковых, буково-дубовых и дубо-грабовых лесов. В южной области господствует горно-степной тип ландшафта. Здесь распространены сухостепи, степи, лугостепи, где широко развит такой сукцессионный процесс как остепенность.

Вопросами комплексного районирования природных условий территории занимались географы К. О. Оганян [4], А. Б. Багдасарян, И. С. Степанян [1] и др.

Работы вышеназванных авторов, касающиеся вопросов районирования как отдельных компонентов ландшафта, так и всего комплекса, имеют большое прикладное значение. Наряду с этим, для территории Советской Армении необходима оценка природно-территориальных комплексов для целей сельского хозяйства.

Для территории Армянской ССР при выделении района нижеуказанным методом нами учитывалась балльная оценка основных ландшафтных компонентов и природных ресурсов местности.

Для этого на предварительной карте районирования были представлены различные балльные величины, полученные при использовании оценочных крупномасштабных карт—углов наклона поверхности, экспозиции склонов, морфографии, расчлененности, степени земледельческой освоенности территории в процентах (пашни, многолетние насаждения), климатических элементов, степени каменистости, эродированности земель, коэффициента увлажнения, обеспеченности водой, урожайности сельскохозяйственных культур и кормовых угодий (в ц/га) для целей сельского хозяйства. Полученные таким образом многочисленные количественные данные (балльные величины), при помощи которых комплексно оценивается местность в сельскохозяйственном отношении, нами были разбиты на группы по преобладающим величинам баллов и проведены границы (изобаллы) физико-географических районов территории Армянской ССР, где каждый район отличается относительной однородностью в отношении обеспеченности природными ресурсами.

Анализ названной карты показывает, что границы районов, выделенных вышеуказанным методом, в некоторых случаях совпадают с границами физико-географических районов, выделенных К. О. Оганяном [4], Р. А. Эднляном, К. Г. Мелконяном [6].

При физико-географическом районировании нами использованы также крупномасштабные ландшафтные исследования, многочисленные оценочные карты, крупномасштабная рельефная карта территории Армянской ССР, составленная автором, а также данные аэрофотосъемок. Границы районов уточнены во время полевых экспедиционных исследований.

Вышеуказанным методом на территории Армянской ССР в зоне земледелия выделены (от 375 до 2000—2300 м н. у. моря) 25 физико-географических районов, а в зоне естественных сенокосов и пастбищ (выше 2000—2300 м) 15 районов [5].

На территории Армянской ССР по степени сельскохозяйственной освоенности выделены 3 категории физико-географических районов (в зоне земледелия):

1. Широкоосвоенные, где обрабатываемые земли (пашня, многолетние насаждения, орошаемые сенокосы) составляют 45—50 процентов территории и более (Аракатский, Ширакский, Лорийский и Масрик-Гаварагетский районы).

2. Осваиваемые—обрабатывается от 30 до 45 процентов территории (Севанский, Ашоцкий, Спитакский, Апаранский, Разданский, Аргичинский, Горисский, Арагацотнский, Кармрашенский, Шамирамский, Егвардский).

3. Перспективные—в настоящее время обрабатывается примерно до 30 процентов территории (Ераносский, Вайкский, Кафанский, Вохчинский, Мегринский, Северо-Восточный, Гугаркский, Агстевский, Тавуш-Айгедзорский).

В формировании ландшафтов горных стран первенствующее значение имеют высота местности, рельеф и тесно связанные с ними климатические условия, диалектическое единство которых обуславливает высотную ландшафтную поясность (горно-лесной, горно-степной, альпийской и др.).

В полевых исследованиях определены границы почвенно-растительного покрова и уточнены границы ландшафтных типов и подтипов. После этого границы ландшафтных типов были согласованы с агроклиматическими, почвенными, растительными и другими картами.

Выделенные по такой методике ландшафтные типы [5] отличаются однородностью климатических, почвенных, растительных условий, а также однотипным сельскохозяйственным использованием. В пределах ландшафтных поясов различны литологические комплексы и условия рельефа, обуславливающие образование видов и подвидов ландшафта.

В основу выделения видов положена однородность литологического комплекса и однотипность форм рельефа. По этой методике в пределах различных ландшафтных типов выделены 17 видов ландшафта, как например: низкогорные полупустынные аккумулятивные равнины, среднегорные степные вулканические пологие плато или структурно-денудационные наклонные плато, высокогорные альпийские вулканические склоны и др.

При выделении подвидов ландшафта принята степень горизонтальной расчлененности, определяемая специальными коэффициентами ($км/км^2$), а также углы наклона поверхности и экспозиции склонов.

Примерами таких подвидов ландшафта могут служить: 1) ровные (с углами наклона до 3°), слаборасчлененные (до $0,2 км/км^2$) плато с бурыми карбонатными почвами и полынно-солянковой растительностью; 2) пологие (до 5°), бугристо-грядовые, среднерасчлененные ($0,4—0,8 км/км^2$) плато с бурыми карбонатными почвами и злаково-полынной растительностью; 3) сильнорасчлененные ($0,1—1,2 км/км^2$), кру-

тые (до 25° и более), сильно каменистые склоны с лугово-черноземными почвами и бобово-разнотравной растительностью. Выделяется 51 подвид ландшафта.

Выделенные подвиды ландшафта по морфометрическим особенностям рельефа приобретают однородность в почвенно-растительном отношении и являются основным объектом оценки.

Таким образом, предлагаемая нами типология ландшафтов построена по системе ландшафтных единиц: тип—подтип—вид—подвид, сходный с классификационным построением Н. А. Гвоздецкого [2].

При классификации горных ландшафтов территории Армянской ССР выделены виды и подвиды ландшафта, являющиеся самыми маленькими природно-территориальными комплексами. Подвид ландшафта характеризуется однородностью морфометрических показателей рельефа, а также почвенно-растительного покрова. В этом отношении они являются основным объектом оценки и содержат многочисленные сведения о природе подвида ландшафта. Субъектом оценки является определение степени пригодности подвида (объекта) для использования в различных отраслях сельского хозяйства.

Накопленный богатый материал по условиям рельефа, агроклимата, водных ресурсов, почвенно-растительного покрова, урожайности сельскохозяйственных культур и природно-кормовых угодий, а также данные о валовой продукции, соизмеримой урожайности при крупномасштабных ландшафтных исследованиях явились необходимой основой для проведения комплексной (количественной) оценки почв природно-территориальных комплексов. Оценка почв—это одновременно оценка рельефных, агроклиматических условий, орошаемой воды и других компонентов ландшафта, от которых зависит урожайность сельскохозяйственных культур.

Для этой цели собраны материалы по урожайности и валовой продукции сельскохозяйственных культур за последние десять лет.

По урожайности сельскохозяйственных культур для каждого типа почвы установлены средние баллы. За 100 баллов приняты данные урожайности остаточного лугово-бурых орошаемых почв (урожайность 34,0 ц/га)—полупустынного пояса Араратской равнины, а для богарных земель за 100 баллов приняты также типичные черноземы (с урожайностью 18,6 ц/га)—вулканических пологих плато, которые являются наилучшими почвами и обеспечивают высокий урожай зерновых культур. Данные урожайности остальных подвидов приведены в сравнении с вышеприведенными балльными величинами.

Для комплексной оценки природно-территориальных комплексов выделены следующие диагностические показатели урочищ (табл. 1).

1. Морфометрические показатели (углы наклона поверхности, расчлененность, экспозиции склонов).

2. Агроклиматические показатели (оценка климата по условиям теплообеспеченности и влагообеспеченности, коэффициент тепловлагообеспеченности, сумма активных температур выше 5° и др.).

3. Водные показатели (степень обеспеченности водой, цена поливной воды на 1 м³).

4. Средние показатели почвенных признаков (содержание гумуса, количество агрегатов, сумма почвенных оснований на 100 г почвы, мощность почвенного покрова, степень каменистости и эродированности почв и др.).

Выявлен сравнительный балл каждого элемента и средний оценочный балл компонентов (табл. 1), после чего по отдельным компонентам и урожайности установлен сводный оценочный балл, как например, средний оценочный балл морфометрических показателей, агроклиматических условий, водных показателей, почвенных признаков и урожайности. Почвенные признаки взяты из работы И. М. Овсепяна [3].

Проведено сопоставление баллов по урожайности и суммарных

Оценка природно-территориальных комплексов (в зоне земледелия от 375 до 2000-2300 м. Н. Ур. моря)

Таблица 1

№№ ПТК п/п	Средняя урожайность зерновых культур		Морфометрические показатели рельефа				Средний оценочный балл условий рельефа		Агроклиматические показатели				Оценка водных ресурсов				Средние показатели почвенных признаков																	
			углы наклона поверхности		горизонтальная расчлененность		Средний оценочный балл условий рельефа	Средний оценочный балл условий рельефа и урожайности (свод. оц. балл)	оценка климата по условиям теплообеспеченности		оценка климата по условиям увлажнения		коэффициент тепловлагообеспеченности		Средний оценочный балл агроклиматических условий	Средний оценочный балл агроклиматических условий и урожайности (свод. оц. балл)	степень обеспеченности водой		цена поливной воды на 1 м ³		Средний оценочный балл водных ресурсов	Средний оценоч. балл водных ресурсов и урожайности (свод. оц. балл)	содержание гумуса		количество агрегатов		сумма почвенных оснований на 100		мощность почвенного покрова		Средний оценочный балл почвенных признаков	Средний оц. балл почв. признаков и урожайности (свод. оц. балл)	Комплексная оц. ПТК по сред. сводным оценочным баллам	Комплексная оц. ПТК по сред. сводным оценочным баллам и урожайности
	ц га	балл	в град.	балл	км/км ²	балл			суммы в град.	балл	коэффиц.	балл	коэффиц.	балл			в %	балл	коп.	балл			в %	балл	в %	балл	в %	балл	мг/экв	балл				
1	34,0	100	1	100	0	100	100	100	>4000	100	>0,12	100	от 0,50 до 0,70	100	100	100	100	1,13	100	100	100	1,8	100	35,0	100	33,2	100	95	100	100	100	100	100	
2	28,9	84,0	1	100	0	100	100	92	100	92	100	92	1,6	89	32,5	81	28,8	87	66	69	82	83	95	90	
3	32,4	94,0	1	100	0	100	100	97	100	97	100	97	1,8	94	33,5	96	30,1	91	89	94	94	94	98	96	
4	21,4	63,0	3	97	0	100	98	81	100	80	100	80	1,6	89	23,8	68	27,5	83	42	44	71	67	90	77	
5	20,3	60,0	3	97	0,2	99	98	79	100	80	100	80	1,3	72	22,8	65	36,2	79	40	42	64	62	90	75	
8	7,3	38	5	95	0,6	99	97	67	100	69	100	69	1,4	38	24,0	44	26,0	54	—	—	45	41	85	61	
10	7,6	4,1	20	80	0,8	99	89	65	100	70	100	70	1,7	46	25,0	46	28,0	53	—	—	50	45	85	62	
11	17,2	68,0	5	95	0,4	99	97	82	3500—4000	80	0,22—0,12	40	0,23—0,50	60	60	64	40	40	0,93	82	61	64	2,2	54	30,4	56	30,0	67	57	86	66	67	71	69
12	10,0	54,0	10	90	0,4	99	95	74	60	57	61	57	2,0	54	29,9	55	29,3	61	—	—	57	55	68	60	
13	18,3	72,0	8	92	1,0	99	95	83	60	66	61	66	2,5	64	34,8	64	34,5	77	62	94	74	73	72	72	
14	19,9	78,0	12	88	1,0	99	92	85	60	69	61	69	2,9	74	38,6	71	40,3	89	63	95	82	80	76	76	
16	16,7	66,0	5	95	0,8	99	97	78	2200—3500	60	0,33—0,22	60	0,21—0,36	40	53	56	40	40	0,80	70	55	57	2,6	67	33,9	63	34,7	72	48	73	70	67	69	64
19	11,5	82,0	12	88	0,8	99	93	77	53	57	58	58	2,8	75	32,4	60	37,0	76	—	—	70	66	68	64	
20	10,9	59,0	10	90	0,8	99	95	77	53	56	57	57	2,8	75	33,4	62	33,6	69	—	—	68	63	68	63	
21	15,7	64,0	5	95	0,4	99	97	80	53	58	59	59	2,8	72	30,7	57	37,0	82	45	68	69	65	68	65	
22	14,6	58,0	5	95	0,4	99	97	77	53	55	56	56	2,7	69	31,0	57	35,0	79	43	65	67	62	68	62	
23	22,0	87,0	3	97	0	100	98	92	1200—2200	40	0,44—0,33	80	0,07—0,23	25	48	67	60	60	0,80	70	65	76	3,5	89	43,0	79	44,5	99	59	89	89	88	75	81
24	24,2	95,0	3	97	0	100	98	96	48	71	80	80	4,4	113	52,4	97	46,6	104	67	101	104	99	79	86	
25	25,4	100	3	97	0	100	100	100	100	100	100	100	3,0	100	54,1	100	45,0	100	66	100	100	100	100	100	
27	18,6	100	5	95	0	100	100	100	100	100	100	100	3,7	100	53,9	100	48,4	100	—	—	100	100	100	100	
30	16,4	88	10	90	1,0	99	94	91	48	64	65	81	3,4	92	39,3	73	41,6	86	—	—	84	86	73	80	
41	6,6	38,0	5	95	1,2	99	97	67	400—1200	20	0,77—0,44	100	0,07—0,04	15	45	52	80	80	—	—	90	59	5,3	143	44,2	82	42,3	87	—	—	104	39	84	54

(В зоне естественных сенокосов и пастбищ выше 2000-2300 м. Н. Ур. моря)

№№ ПТК п/п	Средняя урожайность природно-кормовых угодий		Морфометрические показатели рельефа				Средний оценочный балл условий рельефа		Агроклиматические показатели				Признаки почвенных условий				Степень обеспеченности водой		Средний оцен. балл ПТК по средним сводным оценочным баллам	Комплексная оц. ПТК по сред. сводным оценочным баллам и урожайности													
			углы наклона поверхности		экспозиция склонов		Средний оценочный балл условий рельефа	Средний оц. балл условий рельефа и урожайности (свод. оц. балл)	атмосферные осадки за вег. период		сумма активных температур >5°		коэффициент атмосферного увлажнения		мощность снежного покрова		Средний оценочный балл агроклиматических показателей	Средний оц. балл агроклиматических показателей и урожайности (свод. оц. балл)			мощность почвенного покрова		степень каменистости		степень эродированности		Средний оценочный балл почвенных признаков	Средний оц. балл почвенных признаков и урожайности (св. оц. балл)					
	ц га	балл	в град.	балл	с ю	балл			км/км ²	балл	мм	балл	в град.	балл	коэфф.	балл			в см	балл	в см	балл	в %	балл	в %	балл			в см	балл			
44	10	60	30	70	в	60	1,0	99	63	36	800	80	2500—1500	80	1,0—1,50	80	75—100	80	80	45	30	60	50	25	30	30	38	24	10	20	15	50	30
45	14	80	15	85	с	100	0,6	99	95	54	800	80	1500—500	80	1,50—1,75	80	.	80	80	47	40	80	30	15	20	20	38	26	40	80	47	73	44
46	12	70	30	70	с	80	0,8	99	83	47	900	100	.	100	.	80	.	80	80	53	35	70	40	20	25	25	38	25	30	60	36	69	40
47	17	100	5	100	с	100	0,2	99	100	58	900	100	.	100	.	80	.	100	95	58	50	100	20	100	10	100	100	58	50	100	58	58	

* В числителе-показатели поливных (орошаемых) земель, в знаменателе-показатели богарных земель.

средних баллов по морфометрическим, агроклиматическим, водным показателям, по почвенным признакам, в итоге установлены окончательные баллы для каждого природно-территориального комплекса.

Таким же методом проведена и оценка природно-территориальных комплексов (урочищ) в зоне естественных сенокосов и пастбищ, где за основу оценки приняты урожайность природно-кормовых угодий (за 100 баллов принята урожайность 17 ц/га) и средние оценочные баллы компонентов ландшафта.

Статистическая обработка материалов, примерно 26 природно-территориальных комплексов, показывает, что наилучшие условия для ведения сельского хозяйства имеют те природно-территориальные комплексы, у которых наибольшая величина сводных оценочных баллов 90—100, они составляют 19 процентов территории, лучше—70—90 (28 процентов), средние—50—70 (38 процентов), ниже среднего—50 баллов (15 процентов).

Подвиды ландшафта, имеющие высокие баллы, занимают очень малые территории. Наибольшей площадью обладают подвиды ландшафта, имеющие средний оценочный балл от 50 до 70. С этим связаны мелкоконтурность и разбросанность сельскохозяйственных угодий, что и усложняет организацию сельскохозяйственного производства как в зоне земледелия, так и в зоне естественных сенокосов и пастбищ. Здесь требуется внедрение новой технологии для использования неосвоенных территорий в сельском хозяйстве.

Поступила 8.VI.1988.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Դ. Ա. ՊՈՂՈՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲՆԱ-ՏԱՐԱԾՔԱՅԻՆ ՀԱՄԱԼԻՐՆԵՐԻ ԳՆԱՀԱՏՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկվում են Հայկական ՍՍՀ բնա-տարածքային համալիրների տարբերակման և կարգաբանման սկզբունքները: Բերվում են բնա-տարածքային միավորների համալիր գնահատման հիմնական մեթոդները և շափանիշները, ինչպես նաև ստացված նախնական արդյունքները:

Հայկական ՍՍՀ տարածքի լանդշաֆտների տարբերակման ժամանակ սահմանադատված են հետևյալ տիպաբանական միավորները՝ լանդշաֆտային տիպ, ենթատիպ, տեսակ, ենթատեսակ: Այստեղ ամենափոքր տիպաբանական միավորը ենթատեսակն է, որը հանդիսանում է գնահատման հիմնական օբյեկտը:

Հանրապետության բնա-տարածքային համալիրների գյուղատնտեսական գնահատման նպատակով հաշվի են առնվել հետևյալ գնահատող շափանիշները:

1. Ռելիեֆի ձևաչափական առանձնահատկությունները (մակերևույթի թեքություններ, տեղանքի մասնատվածություն, լեռնալանջերի դիրքադրություններ և այլն):

2. Ագրոկլիմայական պայմանները (գյուղատնտեսական կուլտուրաների չերմախոնավության ապահովվածությունը և գործակիցը, 5°-ից բարձր դրական չերմաստիճանների գումարը և այլն):

3. Զրաբանական առանձնահատկությունները (հողահանգակների ջրով ապահովվածության աստիճանը, ոռոգող ջրի արժեքը՝ 1 մ³-ի համար, կոպեկներով արտահայտված):

4. Հողային շափանիշները (հումուսի պարունակությունը, ագրեգատների քանակը, հողաշերտի հզորությունը, քարքարոտության և ողողամաշվածության աստիճանը և այլն):

Որոշված է յուրաքանչյուր լանդշաֆտային տարրի (ռելիեֆ, ագրոկլիմայական և ջրային պայմաններ, հողային ծածկույթ և այլն) և բերքատվության ընդհանուր բալային մեծությունը, իսկ յուրաքանչյուր բնա-տարածքային համալիրի (ենթատեսակ) համար հաշվի են առնվել վերը նշված բոլոր ցուցանիշները, որոնց հիման վրա հաշվարկված է յուրաքանչյուր համալիրի ընդհանուր բալը:

Ստացված քանակական սվյայնների վերլուծությունը հնարավորություն է ընձևոել հանրապետության տարածքում սահմանադատել և գնահատել հետևյալ բալային արժեքներ ունեցող բնա-տարածքային համալիրները:

1. 90—100 բալի մեծություն ունեցող համալիրներ, որոնք լավագույն պայմաններ ունեն գյուղատնտեսական արտադրության կազմակերպման համար և գբաղեցնում են հանրապետության տարածքի մոտ 19 տոկոսը:

2. 70—90 գնահատող բալ ունեցող համալիրներն ունեն լավ պայմաններ և գրավում են տարածքի 28 տոկոսը:

3. 50—70 բալ ունեցող համալիրներն օժտված են բավարար պայմաններով (38 տոկոս):

4. մինչև 50 բալային արժեքներ ունեցող տեղանքներն ունեն բավարարից ցածր պայմաններ և կազմում են հանրապետության տարածքի մոտ 15 տոկոսը:

Հողվածում ցույց են տրված յուրաքանչյուր բնա-տարածքային միավորի ռեսուրսային պոտենցիալը և դրանց օգտագործման հեռանկարները:

D. A. POGHOSIAN

THE ARMENIAN SSR NATURAL-TERRITORIAL COMPLEXES ESTIMATION

A b s t r a c t

The natural-territorial complexes as both regional and typological units of landscapes classification principles are considered in this paper. The mountainous territories qualitative estimation methods and criteria are worked out. The natural-territorial complexes combined estimation general results as well as the natural-resource potential revealing and its rational utilizing prediction are obtained.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян А. Б., Степанян Н. С. Атлас Армянской ССР. Ереван—М.: ГУГК, 1961, 111 с.
2. Гвоздецкий Н. А. Опыт составления обзорной ландшафтной карты Закавказья.—В кн.: Материалы по физической географии, вып. 2, Л.: 1962, с. 5—9.
3. Овсепян И. М. Качественная оценка (бонитировка) пахотных почв Армянской ССР.—В кн.: Почвы Армянской ССР, Ереван: Изд. Айастан, 1976, с. 334—349.
4. Оганян К. О. Физико-географическое районирование территории Армянской ССР. Ереван: Изд. Ервосун-та, 1977, 326 с. (на арм. яз.).
5. Погосян Д. А. Сельскохозяйственная оценка природных ресурсов территории Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 221 с.
6. Эдилян Р. А., Мелконян К. Г. Природно-сельскохозяйственное районирование Армянской ССР.—В кн.: Почвы Армянской ССР. Ереван; Айастан, 1976, с. 350—369.

Н. К. КАРАПЕТЯН

ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА И НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

В статье приводятся результаты изучения механизма очагов землетрясений Армянского нагорья. Проведен сравнительный анализ полученных данных по механизму очагов землетрясений отдельных регионов и выявлены особенности механизма и напряженного состояния в очагах землетрясений Армянского нагорья.

Результаты исследования механизма очагов землетрясений и определение азимута простирания плоскости разрыва в очаге могут быть использованы при установлении приуроченности очагов землетрясений к тому или иному глубинному разлому.

В то же время использование данных по механизму очага сильного землетрясения позволяет установить также скрытые разломы в земной коре, не видимые на поверхности. Примером может послужить Чалдыранское землетрясение 24 ноября 1976 г., разрыв в очаге которого, определенный нами при исследовании механизма очага этого землетрясения по инструментальным данным, по афтершоковой области и по вытянутости максимальных девяти- и восьмибалльных изосейст, не совпадает с известными разломами на земной поверхности [3, 6], а также с линеаментами, выявленными по космическим снимкам [1]. Во время этого землетрясения на земной поверхности в районе г. Чалдырана в СЗ-ЮВ направлении образовался разрыв длиной 53 км и с азимутом простирания— 110° , то есть примерно совпадающим с разрывом в очаге, определенным нами. Следовательно, очаг этого разрушительного землетрясения приурочен к Чалдыранскому разрыву, который до землетрясения был скрытым, то есть не выходил на земную поверхность. Изучение механизма Чалдыранского землетрясения позволило определить ориентацию плоскости разрыва и направление подвижки в этой плоскости.

Таким образом, исследование механизма очагов землетрясений исследуемой территории позволяет выявить новые разломы, а также установить какие из имеющихся разломов являются в настоящее время сейсмоактивными.

Детальное изучение механизма очагов землетрясений десяти отдельных регионов, на которые была разделена вся исследуемая территория Армянского нагорья, показало, что ориентация плоскостей разрывов, подвижек в них и осей главных напряжений в очагах землетрясений этих регионов неодинаковая. Нами проводится сравнительный анализ полученных механизмов очагов землетрясений отдельных регионов и выявляются особенности механизма и напряженного состояния в очагах землетрясений Армянского нагорья.

При рассмотрении плоскостей разрывов в очагах землетрясений можно отметить, что в основном направление одной из плоскостей разрыва в очагах сильных землетрясений примерно совпадает с направлением известных тектонических разломов на исследуемой территории. Исключения составляют разрушительные Чалдыранское и Эрзурум-

Карское землетрясения. Падение плоскостей разрывов в очагах землетрясений, в основном, крутое. Из 102 плоскостей разрывов в очагах основных землетрясений 66 или 64,7% общего числа имеют угол падения $e \geq 60^\circ$, т. е. плоскости разрыва в очагах близвертикальны, 29 плоскостей разрывов в очагах (или 28,4% общего числа) — занимают промежуточное положение между вертикальным и горизонтальным, то есть угол падения $30^\circ < e < 60^\circ$ и только 7 плоскостей разрывов в очагах (или 6,9% общего числа) имеют угол падения $e < 30^\circ$, то есть они близгоризонтальны. Следует отметить, что в Черноморско-Байбуртском, Эрзинджан-Бингёльском и Талышском регионах плоскость разрыва в очагах всех рассмотренных землетрясений падает круто, а в Аджаро-Триалетском, Ардахан-Карс-Хорасанском, Ленинанканском и Зангезурском регионах имеются случаи, когда угол падения плоскости разрыва в очаге $e \leq 30^\circ$. Для всех рассмотренных землетрясений с магнитудой $M \geq 5$ плоскость разрыва в очаге близвертикальна, т. е. угол падения этой плоскости $e \geq 60^\circ$. Исключением являются Зангезурское землетрясение 9 июня 1968 г. с магнитудой $M = 5$, плоскость разрыва в очаге которого падает под углом 50° к горизонтальной плоскости, и землетрясение в Лидже 6 сентября 1975 г. с магнитудой $M = 6^{3/4}$, угол падения плоскости разрыва в очаге которого составляет 54° . На рис. 1 представлен график зависимости между углом падения плоскости разрыва в очаге землетрясения и числом случаев. На графике максимальный угол падения плоскости разрыва в очаге разбит на 6 частей — интервалов ($0-15^\circ$, $15-30^\circ$, $30-45^\circ$, $45-60^\circ$, $60-75^\circ$ и $75-90^\circ$) и в середине каждого интервала отложено соответствующее этому интервалу углов падений плоскости разрыва в очаге число случаев. Точки на этом графике, за исключением числа случаев, соответствующих интервалу от $30-45^\circ$, аппроксимируются прямой линией и, как следует из этого графика, между углом падения плоскости разрыва в очаге и числом случаев для Армянского нагорья существует прямая зависимость, а именно: чем больше угол падения плоскости разрыва в очаге, тем больше число землетрясений, плоскость разрыва в очагах которых имеет эти углы падения.

Подвижки в очагах 154 землетрясений Армянского нагорья, исследованных нами по методу, основанному на теории дислокаций [2], имеют в большинстве случаев сдвиговой характер. Так, в очагах 102 землетрясений (66,2% общего числа рассмотренных землетрясений) преобладали сдвиговые движения, а в очагах 52 землетрясений (33,8% общего числа) — сбросовые, взбросовые или надвиговые движения.

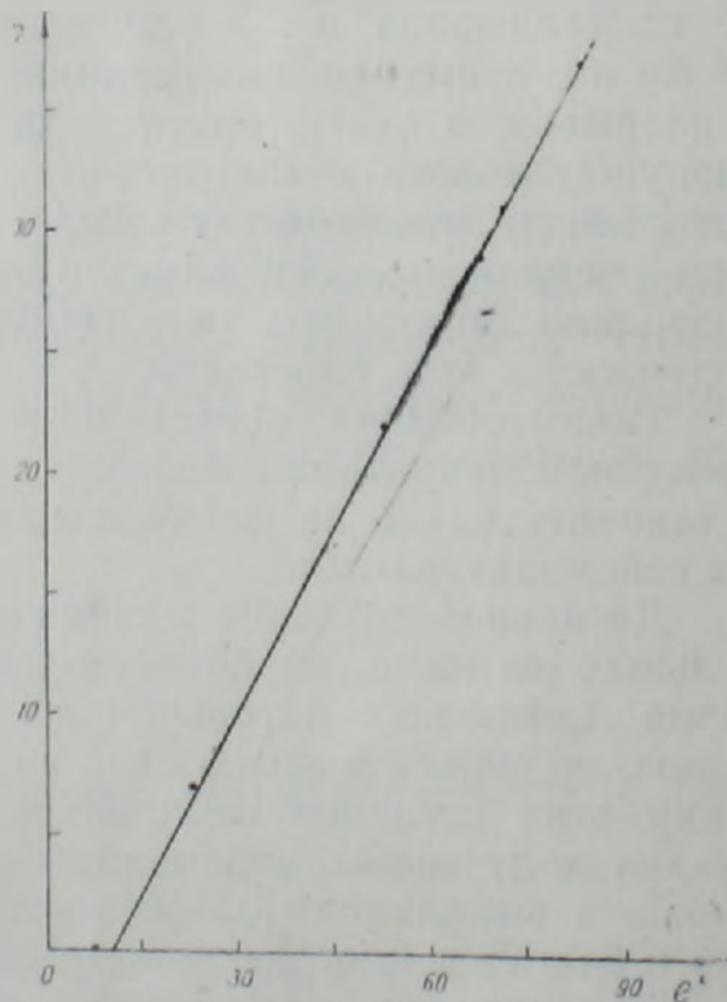


Рис. 1. График зависимости между углом падения плоскости разрыва в очаге и числом случаев.

В очагах основных землетрясений также преобладают движения типа сдвигов. Так, из 102 общего числа основных землетрясений в очагах 29 землетрясений имели место чистые сдвиги (то есть, когда компоненты сдвига в 3 и более раза превышают компоненты сбросов, взбросов и надвигов), в очагах 16 землетрясений — сдвиги со взброса-

ми или надвигами и в очагах 15 землетрясений—сдвиги со сбросами. Только в очагах 4 землетрясений имели место чистые сбросы и в очагах 7 землетрясений чистые взбросы или надвиги (то есть, когда компоненты сбросов, взбросов, надвигов в 3 и более раза превышают компоненты сдвигов). В очагах 6 землетрясений имели место сбросы со сдвигами, а в очагах 25 землетрясений—взбросы или надвиги со сдвигами. Таким образом, в очагах 60 землетрясений (58,8% общего числа основных толчков) преобладают сдвиговые движения, а в очагах 42 землетрясений (41,2% общего числа) — сбросовые, взбросовые и надвиговые движения.

Рассмотрим как изменяется характер подвижек в очагах землетрясений на исследуемой территории Армянского нагорья в направлении с запада на восток и с севера на юг.

Результаты анализа изменения в пространстве характера подвижек в очагах землетрясений Армянского нагорья представлены на рис. 2. На этом рисунке для каждого региона в виде дроби указаны количества рассмотренных землетрясений с различными подвижками в очагах. При этом в числителе дроби указано количество землетрясений, в очагах которых преобладают сдвиговые движения, а в знаменателе—количество землетрясений, в очагах которых преобладают сбросовые, взбросовые и надвиговые движения. В скобках указаны количества основных землетрясений без форшоков и афтершоков.

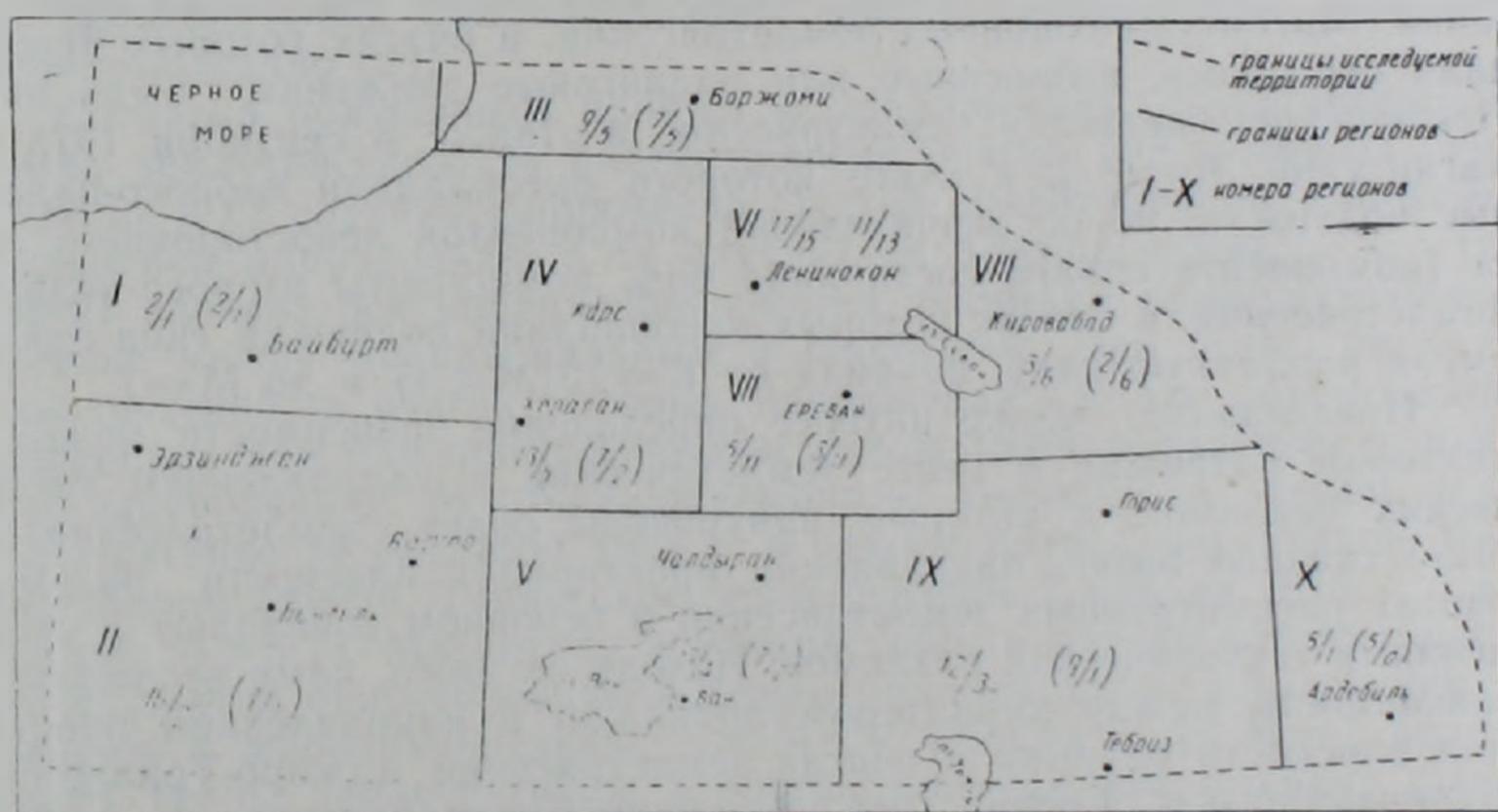


Рис. 2. Подвижки в очагах землетрясений Армянского нагорья: числитель дроби— количество землетрясений, в очагах которых преобладают сдвиги; знаменатель дроби—количество землетрясений, в очагах которых преобладают сбросы, взбросы и надвиги; в скобках—количество основных землетрясений без форшоков и афтершоков.

Как следует из рис. 2, в очагах землетрясений западной, восточной и южной частей исследуемой территории Армянского нагорья преобладают сдвиговые движения, в очагах землетрясений северной части— как сдвиговые, так и сбросовые, взбросовые и надвиговые движения, а в очагах землетрясений северо-восточной и в центральной частях Армянского нагорья преобладают сбросовые, взбросовые и надвиговые движения.

Рассмотрим, как изменяется характер подвижек в очагах землетрясений Армянского нагорья во времени. Е. И. Широковой в результате изучения механизмов очагов землетрясений Среднего и Ближнего Востока был сделан вывод о том, что преобладающие механизмы в очагах землетрясений за периоды 1953—1963 гг. и 1964—1973 гг. сильно отличаются [5].

Для Армянского нагорья за период с 1954 по 1963 гг. нами исследованы механизмы очагов 14 основных землетрясений. Оказалось, что в очагах 7 землетрясений преобладают сдвиговые движения, а в очагах остальных 7 землетрясений — сбросы, взбросы и надвиги. Однако, по-видимому, представляет большой интерес период с 1954 по 1965 гг., то есть до разрушительного землетрясения в Варто, после которого на исследуемой территории значительно возросло число сильных землетрясений. Согласно данным Каталога сильных землетрясений Армянского нагорья за двенадцатилетний период (1954—1965 гг.) произошло 109 землетрясений силой 5 баллов и более, а за последующие двенадцать лет (1966—1977 гг.) — 305 землетрясений такой же силы [4]. Нами исследованы очаги 18 основных землетрясений, происшедших на территории Армянского нагорья в период 1954—1965 гг. В очагах 8 землетрясений преобладали подвижки типа сдвигов, а в очагах остальных 10 землетрясений — типа сбросов, взбросов и надвигов. В очагах 52 землетрясений из рассмотренных 84 основных толчков, отмеченных в период 1966—1985 гг., преобладали сдвиговые движения, а в очагах 32 землетрясений — сбросовые, взбросовые и надвиговые движения. Таким образом, характер подвижек в очагах землетрясений Армянского нагорья во времени изменился, а именно, после разрушительного землетрясения в Варто в 1966 г. увеличилась сдвиговая компонента движений в очагах землетрясений.

Можно отметить также определенную зависимость характера подвижек в очагах рассмотренных землетрясений от магнитуды землетрясений. Магнитуда основных землетрясений, в очагах которых преобладали сбросовые, взбросовые или надвиговые движения, была $M < 5$. Исключением является землетрясение в Лидже 6 сентября 1975 г. с магнитудой $M = 6^{3/4}$, в очаге которого преобладали взбросо-надвиговые подвижки, но со значительной компонентой левостороннего сдвига (компонента сдвига составляла 66% компоненты взбросо-надвига). Землетрясения, в очагах которых преобладали подвижки типа сдвигов, имели различную силу, начиная от $K = 10 (M < 4)$ и до $M = 7$.

Представляет также интерес определение зависимости между характером подвижки в очаге землетрясения и направлением тектонических разломов, к которым приурочены очаги землетрясений. Как было сказано выше, направления простирания плоскости разрыва в очагах рассмотренных землетрясений в основном совпадают с направлениями тектонических разломов. Исходя из этого, нами исследовалась зависимость между характером подвижки и направлением простирания плоскости разрыва в очагах землетрясений Аджаро-Триалетского, Лениканского, Ереванского, Варденис-Кировабадского и Зангезурского регионов, то есть регионов, составляющих в основном Малый Кавказ. Рассмотрены 68 землетрясений, происшедших в этих пяти регионах. В очагах 32 землетрясений преобладали сдвиговые движения, а в очагах остальных 36 землетрясений — сбросы, взбросы и надвиги. Как сдвиговые, так и сбросовые, взбросовые или надвиговые движения имели место в большинстве случаев в очагах северо-западного (общекавказского) простирания, а именно: в очагах 10 землетрясений, в которых преобладали сдвиговые движения, и в очагах 15 землетрясений, в которых преобладали сбросы, взбросы или надвиги. Однако эти движения имели место также в очагах других направлений. Так, сдвиговые движения преобладали в 7 очагах близмеридионального, в 8 очагах северо-восточного и в 7 очагах близширотного простирания, а сбросовые, взбросовые, надвиговые движения преобладали в 5 очагах близмеридионального, в 8 очагах северо-восточного и в 8 очагах близширотного простирания.

В отдельных регионах имеются свои особенности в распределении подвижек в очагах землетрясений, приуроченных к разломам различных направлений.

Преобладающие сдвиговые движения не были отмечены при землетрясениях Аджаро-Триалетского региона, плоскости разрыва в очагах которых имеют близмеридиональное направление, при землетрясениях Ереванского и Варденис-Кировабадского регионов, плоскости разрыва в очагах которых имеют близмеридиональное, близширотное и северо-восточное простирания, а при землетрясениях Лениканского региона—северо-западное простирание. Преобладающие сбросовые, взбросовые, надвиговые движения не были отмечены при землетрясениях Аджаро-Триалетского региона, плоскости разрыва в очагах которых имеют северо-западное простирание, при землетрясениях Ереванского региона—близширотное простирание, при землетрясениях Варденис-Кировабадского региона—близмеридиональное и близширотное простирания, а при землетрясениях Зангезурского региона—близмеридиональное, близширотное и северо-восточное направления.

Рассмотрим особенности ориентации главных напряжений в очагах землетрясений исследуемой территории Армянского нагорья. При этом направление осей главных напряжений будем считать близмеридиональным или близширотным, если отклонение оси напряжения соответственно от меридиана или параллели не превосходит $\pm 30^\circ$, а ось напряжений будет близгоризонтальная, если угол, составленный осью с горизонтальной плоскостью (угол падения), не превосходит 30° , и близвертикальная, если угол падения равен 60° и более.

Согласно использованному методу исследования механизма очагов землетрясений, положение осей главных напряжений определено нами однозначно [2].

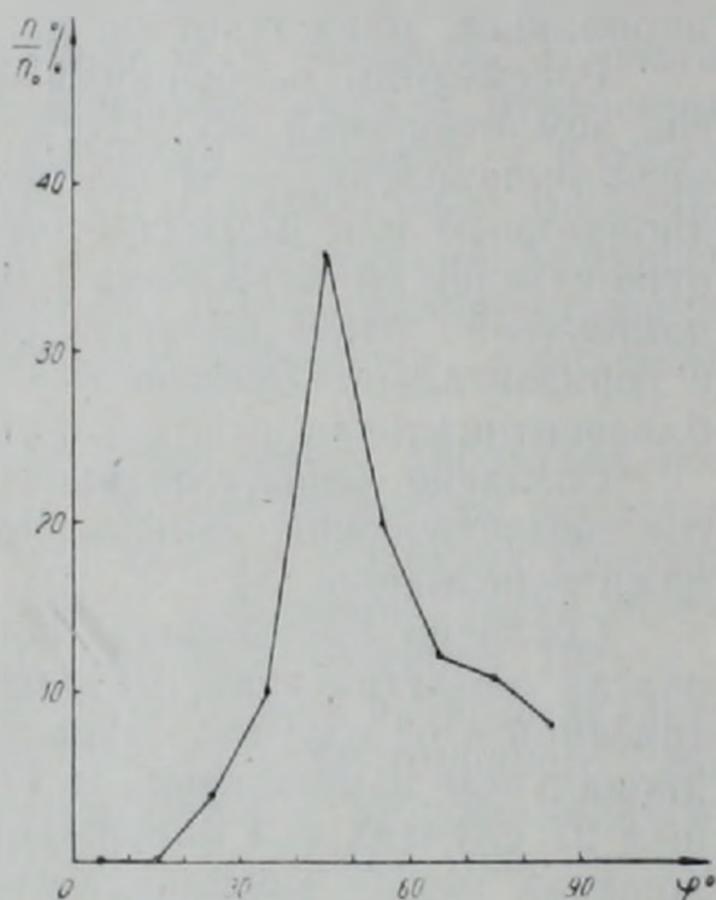
Согласно полученным данным о напряжениях, действовавших в очагах землетрясений, из рассмотренных очагов 102 основных землетрясений в 62 случаях напряжения сжатия ориентированы в близмеридиональном направлении, в 13 случаях—в близширотном, а в остальных 27 случаях оси напряжений сжатия занимают промежуточное положение между меридиональным и широтным. При этом магнитуда землетрясений, в очагах которых напряжения сжатия ориентированы в близширотном или промежуточном между меридиональным и широтным направлениях, $M < 5$. Исключениями являются в первом случае землетрясение 24 сентября 1968 г. в районе Киги с магнитудой $M = 5$, а во втором случае Дманисское землетрясение 2 января 1978 г. с магнитудой $M = 5\frac{1}{4}$. Магнитуда землетрясений, в очагах которых напряжения сжатия ориентированы в близмеридиональном направлении, изменяется в широких пределах—от $M < 4$ ($K = 9$) и по $M = 7$ включительно. Из 62 землетрясений, в очагах которых напряжения сжатия ориентированы близмеридионально, в 51 случае оси напряжений сжатия направлены близгоризонтально ($e \leq 30^\circ$), в 3 случаях—близвертикально ($e \geq 60^\circ$), а в 8 случаях оси напряжений сжатия занимают промежуточное положение между горизонтальным и вертикальным ($30^\circ < e < 60^\circ$); из 13 землетрясений, в очагах которых напряжения сжатия ориентированы близширотно, в 10 случаях оси напряжений сжатия направлены близгоризонтально, в одном случае—близвертикально и в 2 случаях оси напряжений сжатия занимают промежуточное положение между горизонтальным и вертикальным; из 27 землетрясений, в очагах которых напряжения сжатия имеют промежуточное между меридиональным и широтным направление, в 14 случаях угол падения оси напряжений сжатия $e \leq 30^\circ$, в 2 случаях— $e \geq 60^\circ$ и в 11 случаях $30^\circ < e < 60^\circ$. При этом магнитуда землетрясений, в очагах которых действующие напряжения сжатия имеют угол падения $e > 30^\circ$, не превосходит $4\frac{1}{2}$. Если же угол падения осей напряжений сжатия $e \leq 30^\circ$, то магнитуда этих землетрясений изменяется в широких пределах—от $M < 4$ ($K = 9$) и до $M = 7$ включительно.

Таким образом, из рассмотренных 102 основных землетрясений напряжения сжатия имеют близгоризонтальное направление в очагах 75 землетрясений, близвертикальное—в очагах 6 землетрясений и промежуточное—в очагах 21 землетрясения.

Преобладание количества землетрясений, в очагах которых напряжения сжатия ориентированы примерно горизонтально в близмеридиональном направлении, можно объяснить с позиций глобальной теории тектоники плит территориальным положением Армянского нагорья, а именно: исследуемая территория Армянского нагорья находится в сжатом состоянии между двумя движущимися навстречу друг другу в близмеридиональном направлении Евразийской и Аравийской плитами.

С целью выяснения положения оси сжимающего напряжения относительно простирания тектонических структур нами построен график зависимости между углом φ , образованным горизонтальной проекцией напряжения сжатия с направлением плоскости разрыва в очаге на земной поверхности, и числом случаев, представленный на рис. 3.

Рис. 3. График зависимости между углом φ , образованным горизонтальной проекцией напряжения сжатия с направлением следа плоскости разрыва в очаге на земной поверхности, и числом случаев (в % от общего числа n_0)



Направления тектонических структур заменены направлениями простираний плоскости разрыва в очагах землетрясений, так как эти направления, как уже было сказано, примерно совпадают. На графике максимальный угол между направлением напряжений сжатия и простиранием плоскости разрыва в очаге $\varphi = 90^\circ$ разбит на 9 интервалов, по 10° каждый, и в середине каждого интервала отложено соответствующее этому интервалу углов φ число случаев. Число случаев выражено в процентах от общего числа рассмотренных землетрясений. Как следует из этого графика, у максимального количества землетрясений направления напряжений сжатия в очагах составляют с направлениями простирания плоскости разрыва в очагах (с направлениями тектонических разломов) углы $40-50^\circ$. Это находится в хорошем соответствии с теоретической моделью очага, принятой в методе, основанном на теории дислокации [2].

Ориентация осей напряжений растяжения во всех рассмотренных случаях не одинаковая. Согласно полученным данным о напряжениях растяжения, действовавших в очагах землетрясений, из рассмотренных 102 основных землетрясений в 62 случаях напряжения растяжения ориентированы в близширотном направлении, в 17 случаях — в близмеридиональном, а в остальных 23 случаях — в промежуточном между меридиональным и широтным направлением. Магнитуда землетрясений, в очагах которых напряжения растяжения ориентированы в близширотном или промежуточном между меридиональным и широтным направлениях, имеет различные значения от $M < 4$ (с $K=9$) до $M=7$ включительно. Магнитуда землетрясений, в очагах которых напряжения растяжения ориентированы в близмеридиональном направлении, $M < 5$. Исключением является землетрясение 24 сентября 1968 г. в районе Киги с магнитудой $M=5$.

Из 62 землетрясений, в очагах которых напряжения растяжения ориентированы близширотно, в 33 случаях оси напряжений растяжения направлены близгоризонтально, в 10 случаях—близвертикально, а в 19 случаях оси напряжений растяжения занимают промежуточное положение между горизонтальным и вертикальным; из 17 землетрясений, в очагах которых напряжения растяжения ориентированы близмеридионально, в 9 случаях оси напряжений растяжения имеют близгоризонтальное направление, в 3 случаях—близвертикальное и в 5 случаях—промежуточное направление; из 23 землетрясений, в очагах которых напряжения растяжения имеют промежуточное между меридиональным и широтным направление, в 11 случаях оси напряжений растяжения направлены близгоризонтально, в 4 случаях—близвертикально, а в 8 случаях оси напряжений растяжения занимают промежуточное положение между горизонтальным и вертикальным. При этом магнитуда землетрясений, в очагах которых напряжения растяжения имеют близгоризонтальное направление, изменяется в широких пределах—от $M < 4$ (с $K=9$) и до $M=7$ включительно. Магнитуда землетрясений, в очагах которых напряжения растяжения имеют близвертикальное или промежуточное между горизонтальным и вертикальным направление, $M < 5$. Исключениями являются в первом случае землетрясение в Лидже 6 сентября 1975 г. с магнитудой $M=6\frac{3}{4}$, а во втором случае землетрясения: Спитакское 30 января 1967 г. с $M=5$, Зангезурское 9 июня 1968 г. с $M=5$ и Дманисское 2 января 1978 г. с $M=5\frac{1}{4}$.

Таким образом, из рассмотренных 102 основных землетрясений напряжения растяжения имеют близгоризонтальное направление в очагах 53 землетрясений, близвертикальное—в очагах 17 землетрясений и промежуточное между горизонтальным и вертикальным направление в очагах 32 землетрясений.

Согласно полученным данным о промежуточных напряжениях из рассмотренных 102 основных землетрясений в 42 случаях промежуточные напряжения ориентированы в близширотном направлении, в 24 случаях—в близмеридиональном и в 36 случаях—в промежуточном между широтным и меридиональным направлении. При этом магнитуда землетрясений, в очагах которых промежуточные напряжения ориентированы в близширотном направлении, имеет значения от $M < 4$ (с $K=10$) и до $M=7$ включительно. Магнитуда землетрясений, в очагах которых промежуточные напряжения ориентированы в близмеридиональном направлении, $M < 5$. Исключением является землетрясение 10 сентября 1969 г. в районе Карлыовы с магнитудой $5\frac{1}{4}$. Магнитуда землетрясений, в очагах которых промежуточные напряжения ориентированы между широтным и меридиональным направлениями, имеет значения от $M < 4$ (с $K=9$) и до $M=5\frac{1}{2}$ включительно.

Из 42 землетрясений, в очагах которых промежуточные напряжения ориентированы близширотно, в 15 случаях оси промежуточных напряжений направлены близгоризонтально, в 13 случаях—близвертикально, а в 14 случаях эти оси имеют промежуточное положение между горизонтальным и вертикальным; из 24 землетрясений, в очагах которых промежуточные напряжения ориентированы близмеридионально, в 9 случаях оси промежуточных напряжений направлены близгоризонтально, в 7 случаях—близвертикально, а в 8 случаях угол падения осей промежуточных напряжений $30^\circ < e < 60^\circ$; из 36 землетрясений, в очагах которых промежуточные напряжения имеют направления между меридиональным и широтным, в 14 случаях оси промежуточных напряжений направлены близгоризонтально, в 8 случаях—близвертикально, а в 14 случаях оси промежуточных напряжений с горизонтальной плоскостью составляют угол $30^\circ < e < 60^\circ$. При этом магнитуда землетрясений, независимо от того, как ориентированы оси промежуточных напряжений в очагах землетрясений, имеют значения от $M < 4$ (с $K=9$) и до $M=7$ включительно.

Согласно приведенным данным, из рассмотренных 102 основных землетрясений промежуточные напряжения имеют близгоризонталь-

ное направление в очагах 38 землетрясений, близвертикальное — в очагах 28 землетрясений и промежуточное — в очагах 36 землетрясений. Таким образом отмечается преобладание землетрясений, в очагах которых промежуточные напряжения направлены под углом $e < 60^\circ$ к горизонтальной плоскости.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 19.VII.1988

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՕՋԱԽՆԵՐԻ ՄԵԽԱՆԻՉՄԻ
ԵՎ ԼԱՐՎԱԾ ՎԻՃԱԿԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերված են Հայկական լեռնաշխարհի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմի ուսումնասիրման արդյունքները: Կատարված է ուսումնասիրվող տարածքի առանձին սեյսմաակտիվ մարզերի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմի համեմատական վերլուծությունը և հայտնաբերված են օջախների մեխանիզմի և լարված վիճակի առանձնահատկությունները:

Ստացված տվյալների համաձայն օջախներում խզումների երկու հնարավոր հարթություններից մեկի ուղղությունը համընկնում է հետապոստվող բնատարածքի հայտնի տեկտոնական խզումների ուղղության հետ: Բացառություն են կազմում Չալգրանի և Էրզրում-Կարսի երկրաշարժերը: Խզումների անկումը հիմնականում ուղղաձիգ է: 102 հիմնական երկրաշարժերից 66-ի օջախներում խզումների հարթություններն ունեն $e \geq 60^\circ$ անկման անկյուն: Միայն 7 խզումների հարթություններն ունեն $e < 30^\circ$ անկման անկյուն, այսինքն դրանց դիրքը մոտ է հորիզոնականին: Ըստ որում, Անժոպյան-Բաբերդի, Երզնկա-Բինգյուլի և Քալիշի մարզերի բոլոր երկրաշարժերի օջախներում խզումների հարթությունները մոտ են ուղղաձիգին, իսկ Աջարա-Փրիալեթի, Արդահան-Կարս-Խորասանի, Լենինականյան և Ջանգեղուրյան մարզերում կան զեպեր, երբ երկրաշարժերի օջախներում խզումների հարթությունն ունի $e \leq 30^\circ$ անկման անկյուն:

Բոլոր մարզերում, երբ երկրաշարժի մագնիտուդան $M \geq 5$, երկրաշարժի օջախում խզման հարթության անկման անկյունը $e \geq 60^\circ$: Բացառություն են կազմում 1968 թ. հունիսի 9-ի Ջանգեղուրի երկրաշարժը, որի մագնիտուդան $M = 5$, իսկ $e = 50^\circ$, և 1975 թ. սեպտեմբերի 6-ի երկրաշարժը Լիջեում, երբ $M = 6^{3/4}$, իսկ $e = 54^\circ$:

Նկ. 1 բերված է երկրաշարժերի թվի և օջախում խզման հարթության անկման անկյան միջև եղած կախվածությունը: Ըստ այդ զծապատկերի, Հայկական լեռնաշխարհի երկրաշարժերի համար օջախում խզման հարթության անկման անկյուն և երկրաշարժերի միջև գոյություն ունի ուղիղ համեմատական կապ:

Հետապոստվող տարածքի երկրաշարժերի օջախներում մեծ մասամբ տեղի է ունեցել սահք: 154 երկրաշարժերից 102-ի օջախներում կատարվել է տեղաշարժ, իսկ 52 երկրաշարժերի օջախներում տեղի են ունեցել վրաշարժ, վերնետք և վարնետք: Նկ. 2 կոտորակային ձևով յուրաքանչյուր մարզի համար ցույց է տրված երկրաշարժերի թիվը, ուր տեղի են ունեցել սահք (կոտորակի համարիչը) կամ վրաշարժ (կոտորակի հայտարարը): Ինչպես երևում է այդ նկարից, Հայկական լեռնաշխարհի արևմտյան, արևելյան և հարավային մա-

սերում երկրաշարժերի օջախներում գերակշռում են սահքային շարժումները: Հյուսիսային մասում երկրաշարժերի օջախներում կան ինչպես սահքի, այնպես էլ վրաշարժի շարժումներ, իսկ հյուսիս-արևելյան և կենտրոնական մասերում երկրաշարժերի օջախներում գերակշռում են վրաշարժեր, վերնետքներ և վարնետքներ:

Հայկական լեռնաշխարհի տարածքում երկրաշարժերի օջախներում սեղմման լարումները մեծ մասամբ ունեն միջօրեականին մոտ ուղղություն: Դիտարկված 102 հիմնական երկրաշարժերից 62-ում սեղմման լարումներն ունեն միջօրեականին մոտ ուղղություն, և միայն 13-ի օջախներում սեղմման լարումների ուղղությունները մոտ են լայնակիին: Դա կարելի է բացատրել Հայկական լեռնաշխարհի տարածքի դիրքով: Ինչն գտնվում է միջօրեականի ուղղությամբ սեղմված վիճակում Եվրասիական և Արաբական սալերի միջև:

Երկրաշարժերի օջախներում ձգման և միջանկյալ լարումները տարբեր ուղղություններ ունեն, բայց մեծ մասամբ դրանց ուղղվածությունը մոտ է լայնակիին:

N. K. KARAPETIAN

THE ARMENIAN HIGHLAND EARTHQUAKES FOCI MECHANISM AND INTENSE CONDITION PECULARITIES

A b s t r a c t

The Armenian highland earthquakes foci mechanism investigation results are brought in this paper. The obtained data comparative analysis is carried out concerning the various regions earthquakes foci mechanism as well as the Armenian highland earthquakes foci mechanism and intense condition peculiarities are revealed.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Дебадов А. С., Караханян А. С. и др. О возможности применения результатов дистанционного зондирования из космоса для интерпретации пространственного распределения сейсмичности (на примере Анатолийско-Армяно-Иранского региона).—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, т. XXXIV, № 6, с. 3—11.
2. Введенская А. В. Исследования напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969, 134 с.
3. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереван. гос. ун-та, 1981, 383 с.
4. Карпетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 228 с.
5. Широкова Е. И. Изменения механизма очагов землетрясений и их связь с «ожившими» разрывами на Среднем и Ближнем Востоке.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 9, с. 29—37.
6. 24 Kasım 1976 Galdiran Depremi Raporu. Ankara: Haziran, 1977.

Г. М. АВЧЯН

ЗАВИСИМОСТЬ ЭФФЕКТИВНОЙ СКОРОСТИ В СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ ОТ БАЗЫ ИЗМЕРЕНИЙ

С позиции палеомагнитной слоистости горных пород показана зависимость эффективной скорости в сейсморазведке от базы измерения и от азимута профиля наблюдения.

При образовании горных пород в них возникают «слои», обусловленные ориентационным влиянием внешнего магнитного поля эпохи образования пород. Следовательно, направление падающей волны относительно направления этой «слоистости» будет составлять угол, отличающийся от аналогичного угла для отраженной волны. Эта анизотропия приводит к уменьшению или увеличению значения скорости по мере удаления от пункта взрыва. Расчеты показали, что ошибка в оценке глубины отражающей границы зависит от степени анизотропии пород, обусловленной палеомагнитной слоистостью, от базы измерения и азимута профиля наблюдения. По мере удаления от пункта взрыва различие между истинным и расчетным значениями глубины уменьшается, если магнитное наклонение в изучаемом пласте меньше 45° , и увеличивается, если наклонение больше 45° .

Зависимость $V_{эф}$ от базы измерения имеет место как для горизонтальной отражающей границы, так и для наклонной границы.

А. И. Савичем [5] обнаружено весьма интересное явление—зависимость физических характеристик среды от ее размеров. Это явление объясняется масштабным эффектом, т. е. при увеличении размеров исследуемой среды больше вероятность охвата неоднородностей типа круглых трещин, приводящих, в частности, к уменьшению эффективной скорости $V_{эф}$.

По мнению Т. Л. Челидзе и др. [6], целики в сильно поврежденной трещиноватой среде представляют собой сложные, извилистые пути, и волна, распространяясь в них, проходит путь гораздо больший, чем между их концами (евклидовское расстояние). Это приводит также к эффекту уменьшения скорости $V_{эф}$ с увеличением базы.

Наряду с рассмотренными положениями об уменьшении $V_{эф}$ с увеличением базы измерения этот эффект вполне возможен также из-за палеомагнитной «слоистости». Эта «слоистость», невидимая визуально, образуется вследствие ориентационного влияния внешнего магнитного поля эпохи образования пород. Гравимагнитная слоистость перпендикулярна направлению этого поля (Авчян Г. М., 1986), т. е. наклонена относительно горизонтальной плоскости под углом $90-j$, а азимут простирания относительно современного магнитного поля равен магнитному склонению $D+90$ древнего поля [2, 4].

На рис. 1 приведена схема распространения отраженной волны при МОВ. Для простоты рассмотрим в начале случай горизонтальной границы, а потом—наклонной.

Горизонтальная граница—время прохождения волны от пункта взрыва до произвольной точки регистрации x будет суммой времен t_1 и t_2 , соответствующих времени прохождения волны на участках $l_1 = OA$ и $l_2 = AX$

$$t_x = t_1 + t_2.$$

Поскольку $t_1 = l_1/v_1$, а $t_2 = l_2/v_2$, где v_1 и v_2 — скорости на участках OA и AX , то получим

$$t_x = l_1/v_1 + l_2/v_2.$$

Для горизонтально залегающего пласта $l_1 = l_2 = l$. Тогда

$$t_x = 2l \frac{v_1 + v_2}{2v_1 v_2} = 2l/v_{эф},$$

где $V_{эф}$ — эффективная скорость на участке OAX и равна

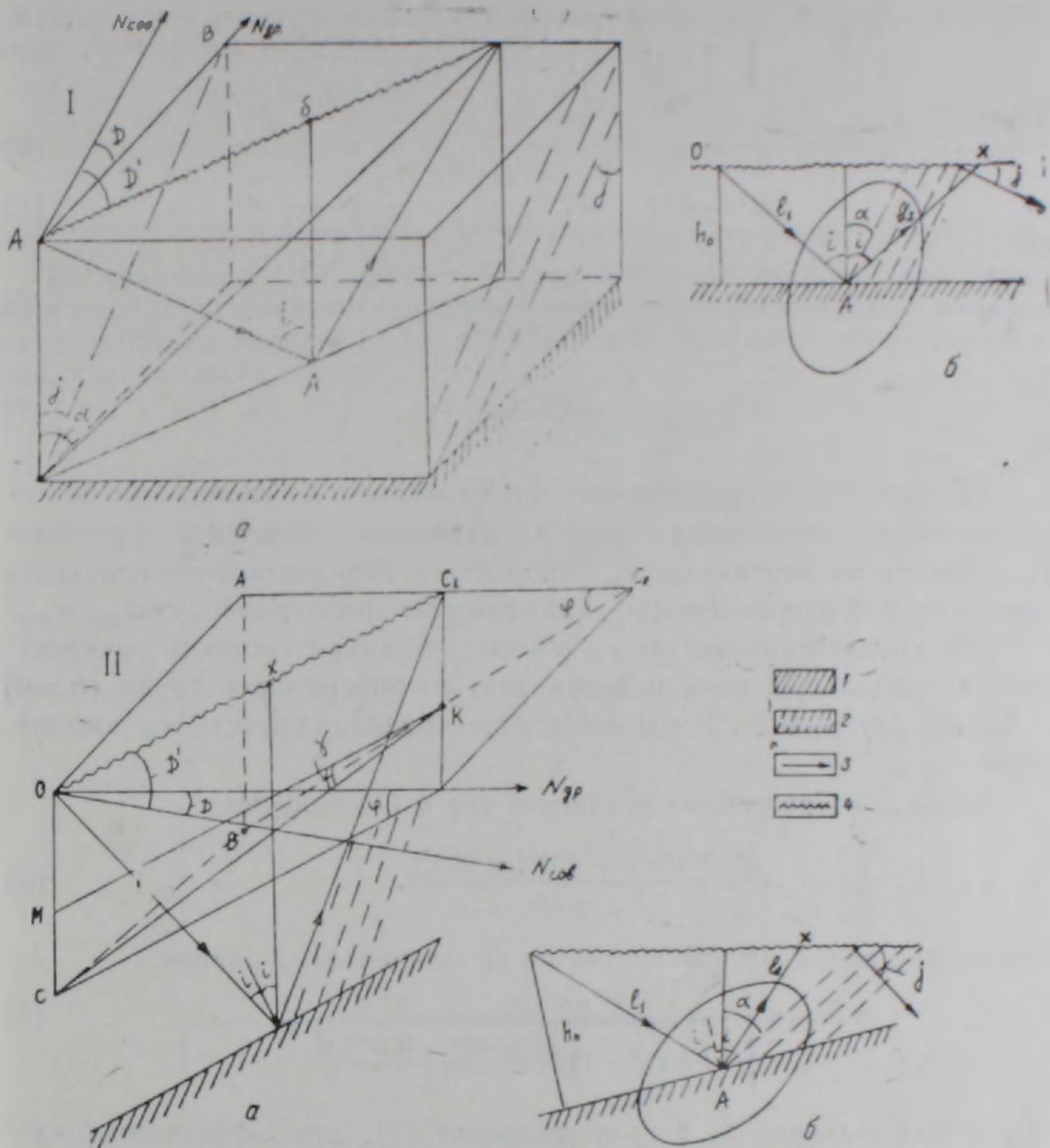


Рис. 1. Схема сейсмических лучей при палеомагнитной слоистости. I—отражающая граница горизонтальная; II—отражающая граница наклонная. а—схема распространения лучей; б—эллипс анизотропии. 1—отражающая граница. 2—гравимагнитные слои; 3—сейсмические лучи. 4—поверхность наблюдения.

$$v_{\text{эф}} = \frac{2v_1 v_2}{v_1 + v_2} \quad (1)$$

Для определения v_1 и v_2 воспользуемся обозначениями, приведенными на рис. 1-1-а. Здесь даны соотношения между направлением (азимутом) профиля наблюдения (D'), расстоянием от пункта взрыва до точки наблюдения— x , азимутом и наклоном древнего геомагнитного поля D и j и глубиной залегания отражающей границы h_0 .

Из соотношения между треугольниками OXA , OBX и OXC следует:

$$\text{tg} i = \frac{x}{2h_0}; \quad \text{tg} \alpha = \text{tg} j / \cos(D' - D), \quad (2)$$

где α —угол между вертикалью и линией пересечения плоскости гравимагнитной слоистости с вертикальной плоскостью (CD), проходящей через профиль наблюдения (AD).

Поскольку индикатрисой анизотропии скорости однородной среды является эллипс, то скорость по направлению падения волны v_1 будет (рис. 1-1-б)

$$v_1 = \frac{v_{\max}}{\sqrt{1 + (c^2 - 1) \frac{|2h_0 \sin \alpha + x \cos \alpha|^2}{L^2}}} \quad (3)$$

Здесь

$$c^2 = v_{\max} / v_{xy}; \quad (4)$$

$$L^2 = 4h_0^2 + x^2, \quad (5)$$

где

$$v_{xy} = \frac{v_m \sin \alpha}{\sqrt{v_{\max}^2 - v_m^2 \cos^2 \alpha}}; \quad (6)$$

$$v_m = \frac{v_{\max}}{\sqrt{\lambda^2 \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha}}; \quad (7)$$

v_{\max} — скорость по направлению гравимагнитной слоистости пород; v_{\min} — то же в направлении, перпендикулярной слоистости; v_m — средняя скорость по вертикали; v_{xy} — скорость в горизонтальной плоскости в произвольном направлении; λ — коэффициент анизотропии, $\lambda = v_{\max} / v_{\min}$.

Под средней скоростью v_m обычно понимают скорость распространения продольных волн по вертикали, от поверхности почвы ($h_0 = 0$) до данной глубины h_0 . В нашем случае средняя скорость v_m соответствует v_z .

После преобразования уравнения (6) и (7) получим:

$$c^2 = \frac{\lambda^2 \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha - \cos^2 \alpha}{\sin^2 \alpha}. \quad (8)$$

Отраженная волна распространяется со скоростью v_2 , равной

$$v_2 = \frac{v_{\max}}{\sqrt{1 + (c^2 - 1) \frac{|2h_0 \sin \alpha - x \cos \alpha|^2}{L^2}}}. \quad (9)$$

Подставляя значения v_1 и v_2 в уравнение (1), для эффективной скорости получим

$$v_{\text{эф}} = \frac{2v_{\max}}{\sqrt{1 + (c^2 - 1) \frac{|2h_0 \sin \alpha + x \cos \alpha|^2}{L^2}} + \sqrt{1 + (c^2 - 1) \frac{|2h_0 \sin \alpha - x \cos \alpha|^2}{L^2}}} = v_{\max} \cdot K, \quad (10)$$

где

$$K = \frac{2L}{\sqrt{L^2 + (c^2 - 1)|2h_0 \sin \alpha + x \cos \alpha|^2} + \sqrt{L^2 + (c^2 - 1)|2h_0 \sin \alpha - x \cos \alpha|^2}}. \quad (11)$$

Коэффициент K характеризует отклонения эффективной скорости от максимального значения v_{\max} , соответствующего направлению гравимагнитной слоистости пород.

Уравнение годографа в координатах время — база измерения будет

$$t_x v_{\max} = \frac{\sqrt{L^2 + (c^2 - 1)|2h_0 \sin \alpha + x \cos \alpha|^2} + \sqrt{L^2 + (c^2 - 1)|2h_0 \sin \alpha - x \cos \alpha|^2}}{2} = \frac{L}{K}; \quad t_x v_{\max} \cdot A = L = \sqrt{4h_0^2 + x^2}.$$

Если среда изотропная, т. е. $c=1$, получим известное в сейсмологии уравнение голографа для горизонтальной отражающей границы изотропной среды [3]

$$t_x^2 v_{эф}^2 = 4h_0^2 + x^2; \quad v_{эф} = v_{стак}; \quad K = 1$$

или

$$\frac{t_x^2}{(2h_0/v_{эф})^2} - \frac{x^2}{(2h_0)^2} = 1.$$

Из уравнения (10) следует, что эффективная скорость при наличии в породе палеомагнитной слонстости будет функцией базы измерения x , азимута измерения D' и параметров древнего геомагнитного поля, т. е. возраста пород.

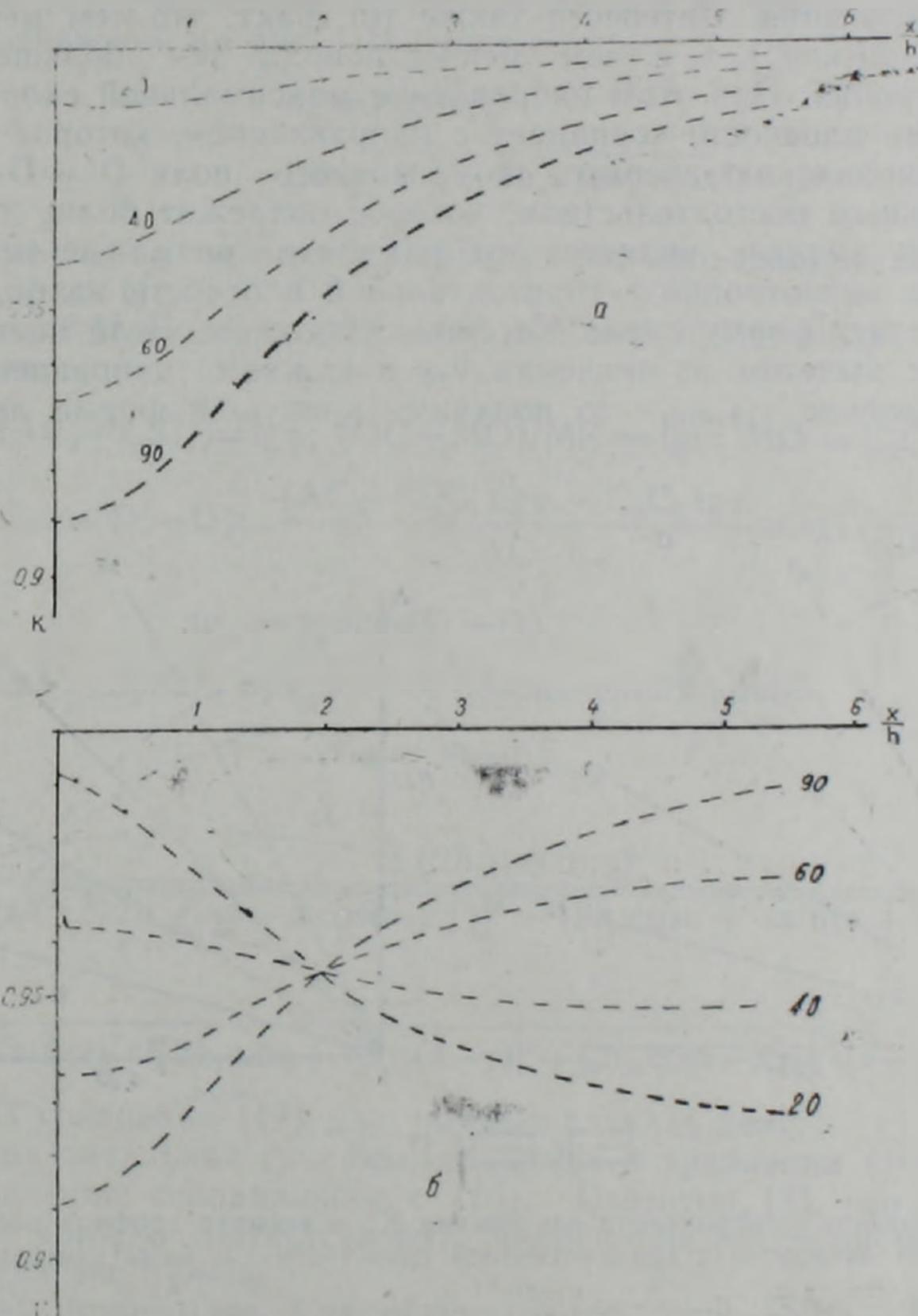


Рис. 2. Зависимость коэффициента отклонения K от отношения базы измерения (x) к глубине (h_0) отражающей границы. а—при $D' - D = 90^\circ$; б— $D' - P = 0^\circ$. Шифр кривых—магнитное наклонение j в градусах.

На рис. 2 приведены значения K в зависимости от отношения базы измерения x к глубине h_0 и магнитного наклонения j при двух частных случаях—в направлении древнего магнитного поля $D' = D$ (под углом D относительно современного магнитного поля N_{co}) и при $D' = 90 + D$, т. е. в направлении, перпендикулярном направлению древнего магнитного поля (под углом $D \pm 90^\circ$ относительно современного магнитного поля). При расчетах коэффициент анизотропии принят $\lambda = 1,1$. Из расчетов следует, что эффективная скорость с увеличением базы изме-

рения может как увеличиваться, так и уменьшаться. Это зависит от азимута профиля наблюдения и магнитного склонения j . Если профиль проходит по направлению, перпендикулярному к древнему полю $D' = D + 90$, то эффективная скорость по мере удаления от пункта взрыва будет увеличиваться. Относительный рост скорости с увеличением базы тем больше, чем больше магнитное склонение древнего геомагнитного поля. Если профиль проходит по направлению древнего поля $D' = D$, то с увеличением базы измерения эффективная скорость увеличивается, если склонение j больше 45° , и уменьшается, если $j < 45^\circ$. При $j = 45^\circ$, $v_{эф} = \text{const}$.

Индикатрисы анизотропии эффективной скорости в горизонтальной плоскости на различных базах измерения x приведены на рис. 3. На малых базах заметной анизотропии не наблюдается, тогда как с увеличением базы измерения рост $v_{эф}$ пропорционален величине магнитного склонения. Интересен также тот факт, что чем меньше магнитное склонение j , т. е. чем древнее породы, тем больше проявляется анизотропия. При этом направление максимальной скорости в горизонтальной плоскости совпадает с направлением, которое перпендикулярно направлению древнего геомагнитного поля $D' = D + 90$, если $j < 45^\circ$. Важным обстоятельством, которое подлежит более детальному дальнейшему анализу, является тот факт, что при малых значениях j индикатриса анизотропии в горизонтальной плоскости на больших базах приобретает форму овала Кассини с «таллней». Если построить индикатрису с вычетом из значения $v_{эф}$ в каждом направлении минимальное значение $v_{эф, \text{min}}$, то получим кривую в форме лемнискаты (рис. 3б).

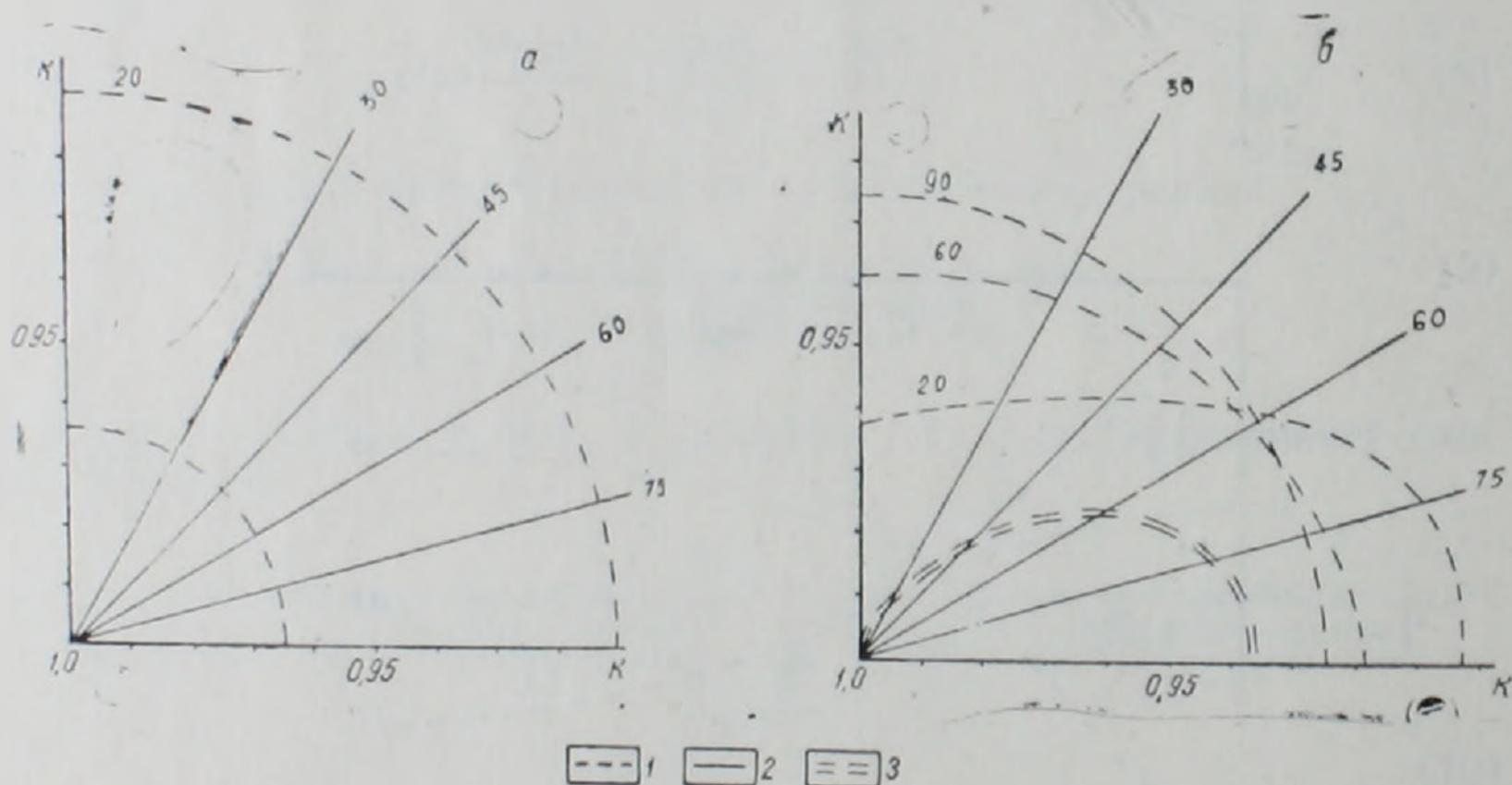


Рис. 3. Зависимость коэффициента отклонения K от азимута профиля наблюдения D' при различных склонениях гравимагнитной слоистости j и базы измерения (h_0) при $\lambda = 1,1$. а — при $\frac{x}{h_0} = 0,72$; б — $\frac{x}{h_0} = 3,46$. 1 — значения K при $j = \text{const}$; 2 — значения K при $D' = \text{const}$; 3 — лемниската при $j = 20^\circ$ (1/4 графика). Шифр кривых — значения j и $D' - D$ в градусах.

Палеомагнитная слоистость может являться причиной расхождения значений глубины отражающей границы на разных базах измерения, если последняя рассчитывается при предположении некоего среднего значения $v_{эф}$. При расчете значения h_0 без учета палеомагнитной слоистости, по отдельным участкам годографа, можно прийти к ошибочному выводу о наклоне отражающей границы. По мере удаления от пункта взрыва различие между истинным и расчетным значениями глубины h_0 уменьшается, если $j < 45^\circ$, и увеличивается, если $j > 45^\circ$. Аналогичное соотношение между базой измерения и расчетными значениями h_0 будет иметь место и при построении отражающей границы

на основе обратного годографа. Вблизи второго пункта взрыва ошибка в оценке h_0 будет максимальной, если $j > 45^\circ$, и минимальной, при $j < 45^\circ$. По мере приближения к первому пункту взрыва эта ошибка будет расти, если $j < 45^\circ$, и увеличиваться, если $j > 45^\circ$. Разница в оценке глубины для заданного интервала по прямому и обратному годографу будет функцией расстояния между пунктами взрывов.

Все закономерности, вытекающие из изменения азимута профиля наблюдения, при расчете эффективной скорости сохраняются и в отношении расчетов глубины залегания отражающей границы.

Наклонная граница. Предполагается, что азимут простирания наклонного пласта составляет 90° относительно азимута древнего геомагнитного поля на основе выявленной авторами закономерности ортогональности азимута простирания геологических структур направлению этого поля [1]. Расстояние от пункта взрыва до точки регистрации с учетом обозначений на рис. 1-II будет:

$$h_x = h_0 \cos \gamma; \quad (12)$$

$$L = \sqrt{4h_x^2 + 4h_x x \sin \gamma + x^2}, \quad (12')$$

где γ — условный угол наклона границы по направлению профиля наблюдения (рис. 1).

Из рис. 1-II-б следует $MK = OC_1$, $OC = AB$; $MO = C_1K$.

Следовательно,

$$OC / (AC_1 + C_1C_2) = \operatorname{tg} \varphi; \quad (OC - MO) / MK = \operatorname{tg} \gamma; \quad MO = C_1C_2 \operatorname{tg} \rho$$

$$AC_1 = OC_1 \cos(D' - D); \quad \frac{(AC_1 + C_1C_2) \operatorname{tg} \varphi - C_1C_2 \operatorname{tg} \rho}{AC_1} \cos(D' - D) = \operatorname{tg} \gamma$$

$$\operatorname{tg} \gamma = \operatorname{tg} \varphi \cos(D' - D). \quad (13)$$

Эффективная скорость при тех же обозначениях равна:

$$v_{\text{эф}} = v_{\text{max}} K',$$

где

$$K' = \frac{L(2h_x + x \sin \gamma)}{h_x \sqrt{c^2 [2h_x \sin \alpha - x \cos(\alpha + \gamma)]^2 + [2h_x \cos \alpha + x \sin(\alpha + \gamma)]^2} + \frac{1}{\sqrt{(h_x + x \sin \gamma) c^2 [2h_x \sin \alpha + x \cos(\alpha - \gamma)]^2 + [2h_x \cos \alpha - x \sin(\alpha - \gamma)]^2}} \quad (14)$$

Анализ уравнения (14) для частных случаев дает:

1. Для горизонтальной границы, принимая в уравнении (14) $\varphi = 0$, получим уравнение, совпадающее с (10). Известно [3], что время t_0 в точке $x = 0$ должно соответствовать времени распространения средней волны на участке $h_x = h_0$

$$\frac{1}{2} t_0 v_m = h_0.$$

Если принять в уравнении (14) $x = 0$; $\varphi = 0$, $D' = D$, то получим

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} j; \quad c = \lambda;$$

$$t_0 = h_0 \frac{2\sqrt{\lambda^2 \sin^2 j + \cos^2 j}}{v_{\text{max}}}$$

Поскольку $v_m = \frac{v_{\text{max}}}{\sqrt{\lambda^2 \sin^2 j + \cos^2 j}}$, то

$$\frac{1}{2} t_0 v_m = h_0,$$

Если $D = 90^\circ$, то

$$\alpha = 90^\circ; \quad \gamma = 0; \quad c^2 = \lambda^2 \sin^2 j + \cos^2 j.$$

Следовательно,

$$\frac{1}{2} t_0 v_m = h_0.$$

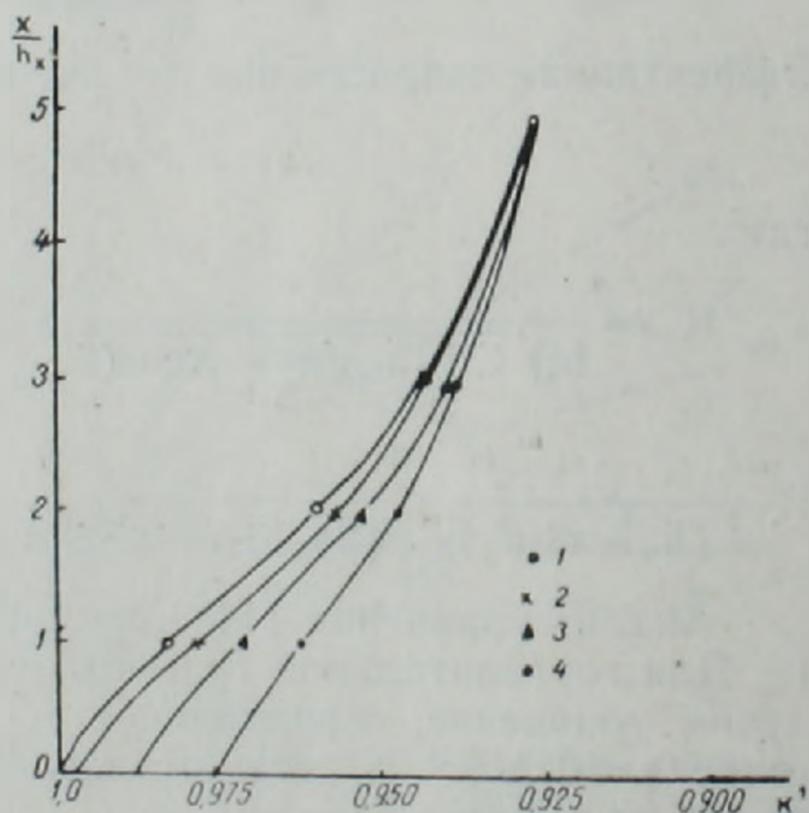
2. Если граница наклонена под углом φ относительно горизонтальной плоскости, то для изотропной среды, принимая $c = 1$, получим известное уравнение для наклонного пласта [3]

$$t^2 v^2 = 4hx^2 + 2h_x x \sin \gamma + x^2$$

Анализ уравнения (14) также показывает, что и для наклонной границы имеет место зависимость $v_{эф}$ от базы измерения и азимута профиля наблюдения. С увеличением базы измерения эффективная скорость закономерно увеличивается или уменьшается в зависимости от направления профиля и наклона гравимагнитных слоев.

На рис. 4 приведены расчеты значения K' для частного случая: $D' = D$, $\lambda = 1,1$, $\varphi = 10^\circ$ при различных α . Как видно, с увеличением базы измерения коэффициент отклонения K' постепенно уменьшается, т. е. эффективная скорость уменьшается. Так же, как и для горизонтальной границы, коэффициент отклонения уменьшается, если наблюдения ведутся по профилю, параллельному направлению древнего геомагнитного меридиана

Рис. 4. Зависимость коэффициента отклонения K' от базы измерения $\left(\frac{x}{h_x}\right)$ для наклонной отражающей границы $D' = D = 0$; $\lambda = 1,1$; $\varphi = 10^\circ$; 1 — $j = 0$; 2 — 10° ; 3 — 20° ; 4 — 30° .



Таким образом теоретический анализ показывает, что анизотропия скорости, обусловленная палеомагнитной слоистостью, может являться причиной зависимости эффективной скорости от базы измерения и от азимута профиля наблюдения.

Известно, что для структурных построений и пересчета временных разрезов в глубинные необходимо знать средние скорости. Как следует из уравнений (7) и (10), различие между $v_{эф}$ и $v_{ср} = v_m$ зависит не только от сейсмогеологических характеристик среды, но и от азимута профиля наблюдения и базы измерения.

$$\frac{v_{эф}}{v_{ср}} = \frac{\sqrt{\lambda^2 \sin^2 j + \cos^2 j}}{K} \quad (15)$$

в случае горизонтальной границы;

$$\frac{V_{\text{эф}}}{V_{\text{ср}}} = \frac{V \sqrt{\lambda^2 \sin^2 j + \cos^2 j}}{K'} \quad (15')$$

в случае наклонной границы.

Значения K и K' определяются уравнениями (11) и (14).

Таким образом при оценке $v_{\text{эф}}$ и при переходе от $v_{\text{эф}}$ к $v_{\text{ср}}$ необходимо также учитывать зависимость $v_{\text{эф}}$ от палеомагнитных характеристик среды.

Ереванский государственный университет

Поступила 28 XII 1937.

Հ. Մ. ԱՎԶՅԱՆ

ԼՖԵԿՏԻՎ ԱՐԱԳՆՈՒԹՅԱՆ ԿԱԽՎԱՍԹՈՒԹՅՈՒՆԸ ՉԱՓՄԱՆ ԲԱԶԱՅԻՑ
ՍԵՅՍՄԱՀԵՏԱԽՈՒՉՈՒԹՅԱՆ ՄԵՋ

Ա մ փ ո փ ո մ

Ապարներում հնեամագնիսական շերտայնության առկայությունից ելնելով ցույց է տրվում էֆեկտիվ արագության կախվածությունը շափման բազայից և դիտարկվող կտրվածքի ազիմուտից սեյսմահետախուզության մեջ:

Ապարների գոյացման ընթացքում նրանց մեջ առաջանում են «շերտեր», որոնք պայմանավորված են ապարառաջացման ժամանակաշրջանի արտաքին մագնիսական դաշտի կողմնորոշիչ սլոգեցությամբ: Հետևաբար, այդ «շերտայնության» նկատմամբ ընկնող ալիքի ուղղությունը մի անկյուն կկազմի, որը կտարբերվի անդրադարձող ալիքի կազմած նման անկյունից: Հաշվումներից հետևում է, որ շափման բազայի մեծացմանը զուգընթաց էֆեկտիվ արագությունը կարող է ինչպես մեծանալ, այնպես էլ նվազել: Դա կախված է դիտարկվող կտրվածքի ազիմուտից և մագնիսական հակման անկյունից j:

Եթե կտրվածքն անցնում է հնադարյան մագնիսական դաշտին ուղղահայաց ուղղությամբ $D = D + 90^\circ$, ասյա պայթյունի կետից հեռանալիս էֆեկտիվ արագությունը կմեծանա: Բազայի մեծացման հետ արագության հարաբերական աճն այնքան ավելի մեծ է, որքան մեծ է հնադարյան երկրամագնիսական դաշտի հակման անկյունը: Եթե կտրվածքն անցնում է հնադարյան դաշտի ուղղությամբ $D' = D$, ասյա շափման բազայի մեծացման հետ էֆեկտիվ արագությունը կմեծանա, երբ $j > 45^\circ$ և կփոքրանա, եթե $j < 45^\circ$. $j = 45^\circ$ անկյան դեպքում արագությունը հաստատուն է:

Հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ փոքր բազաների դեպքում նկատելի անհամասեռություն չի դիտվում, իսկ շափման բազայի մեծացման հետ էֆեկտիվ արագության աճը համեմատական է մագնիսական հակման անկյանը: Հետաքրքիր է նաև այն փաստը, որ ինչքան փոքր է j-ն, այսինքն որքան հին են ապարները, այնքան ավելի ուժեղ է արտահայտված անհամասեռությունը, ըստ որում, առավելագույն արագության ուղղությունը հորիզոնական հարթությունում համընկնում է այն ուղղության հետ, որն ուղղահայաց է հնադարյան մագնիսական դաշտի ուղղությանը $D' = D + 90^\circ$, եթե $j < 45^\circ$:

Հնեամագնիսական շերտայնությունը կարող է անդրադարձնող սահմանի խորության արժեքների միջև տարբերության պատճառ հանդիսանալ, որոնք ստացվում են շափման տարբեր բազաներից էֆեկտիվ արագության ինչ-որ մի միջին արժեքի ենթադրության դեպքում: Երբ հաշվվում է h_v -ն առանց հնեամագնիսական շերտայնությունը հաշվի առնելու գոգոգրաֆի առանձին տեղամասերում, ապա կտրելի է սխալ եզրակացության հանգել անդրադարձնող սահմանի թևքության մասին: Պայթյունի կետից հեռացմանը զուգընթաց h_v

խորության իրական և հաշվված արժեքների միջև եղած տարբերությունը փոքրանում է, երբ $j < 45^\circ$ և մեծանում՝ երբ $j > 45^\circ$:

Նման հարաբերություններ չափման բաղայի և h_v -ի հաշվված արժեքների միջև տեղի կունենան նաև հակադարձ գոգոգրաֆի հիման վրա անդրադարձնող սահմանի կառուցման ժամանակ:

Պայթյունի երկրորդ կետի մոտակայքում h_v -ի գնահատման սխալը կլինի առավելագույնն, եթե $j > 45^\circ$ և նվազագույնն՝ եթե $j < 45^\circ$: Պայթյունի առաջին կետին մոտենալուն գուգրնթաց այդ սխալը կաճի, եթե $j < 45^\circ$ և կնվազի՝ եթե $j > 45^\circ$:

Խորության գնահատման տարբերությունը տվյալ միջակայքում ուղիղ և հակադարձ գոգոգրաֆով ֆունկցիա կհանդիսանա պայթյունի կետերի միջև եղած հեռավորությունից:

Նման օրինաչափություններ ստացված են նաև թեք անդրադարձող սահմանների դեպքում:

H. M. AVCHIAN

THE EFFECTIVE VELOCITY DEPENDENCE ON THE MEASUREMENT BASE DURING SEISMIC SURVEY

A b s t r a c t

From the position of the rocks paleomagnetic bedding it is shown the effective velocity dependence on both measurement base and observation profile azimuth during seismic survey.

During rock formation the „beds“ form, stipulated by the orientational influence of the rock formation epoch external magnetic field. Consequently, the falling waves direction relatively to this „bedding“ orientation will make some angle, which will differ from the same angle for the reflected waves. This anisotropy brings to a decrease or an increase of the velocity as moving off from the explosion source. Calculations have shown the reflecting boundary depth estimation error depends on the rocks anisotropy degree, which is stipulated by the paleomagnetic bedding, on the measurement base and on the observation profile azimuth. As moving off from the explosion source the difference between the depth both true and rated values decreases, if the magnetic inclination is lesser than 45° and it increases, if the magnetic inclination is greater than 45° .

The effective velocity dependence on the base takes place for both horizontal and inclined reflection boundaries.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авчян Г. М., Маркосян Г. В. Прогноз направления разрушения пород. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1987, т. XL, № 1, с. 63—66.
2. Авчян Г. М., Гентемин Л. Маркосян Г. В. Анизотропия упругих волн в горных породах. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1988, XLI, № 3, с. 39—46.
3. Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М.: Гостоптехиздат, 1959, с. 451.
4. Авчян Г. М., Маркосян Г. Г., Оганесян С. Г. - Роль магнитного поля при осаждении частиц. ДАН АрмССР, 1988, т. 87, № 2, с. 79—84.
5. Савич А. И. Исследование физико-механических свойств горных пород на разных масштабных уровнях. - Прогноз землетрясений. 1983, № 4, с. 273—288.
6. Челидзе Т. Л., Черголеишвили Т. Т., Манджгаладзе П. В. Исследование упругих свойств рыхлосвязанных слоистых сред и фрактальная механика. - Геофизический журнал, 1987, т. 9, № 2, с. 35—30.

А. Т. АСЛАНЯН, А. В. АРУТЮНЯН

К ВОПРОСУ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН МАЛОГО КАВКАЗА

В опубликованных нами работах [2, 5 и др.] были изложены результаты исследований упругих, плотностных и пластических свойств базитов, ультрабазитов и их метаморфизованных разновидностей при высоких давлениях и температурах и предложена модель строения, состава и формирования офиолитовых структур Малого Кавказа [4, 6 и др.]. Формирование офиолитовых структур в предлагаемой статье на основании продолжающихся исследований при высоких термобарических условиях, несколько пересмотрено и представлено двумя вариантами.

Офиолитовые структуры являются местом проявления активных геодинамических процессов и локализации месторождений различных полезных ископаемых. По офиолитам Малого Кавказа выполнены многочисленные геологические и геофизические исследования. Выделяются три зоны офиолитов [7, 8]:

1. Присеванская (Севано-Акеринская) зона.
2. Зангезурская зона—на границе Базумо-Кафанской и Анкаван-Зангезурской (Мегринской) тектонических зон.
3. Вединская зона—в пределах Армянско-Нахичеванской субплатформы.

Офиолиты Малого Кавказа, по мнению ряда исследователей, представляют собой аллохтонные фрагменты коры океана Тетис, шарьированные на континент (Пейве, Киппер, Соколов, Закариадзе, Адамья).

Другая группа исследователей полагает, что офиолиты Малого Кавказа образовались в верхнемеловых рифтовых структурах, возникших при растяжении и разрыве синклинальной коры (Асланян, Сатян, Шихалибейли, Аллахвердиев).

Офиолитогенез связывается и с зонами глубинных разломов [1, 14 и др.], согласно которым офиолиты формируются в зонах глубинных разломов, проникая в виде интрузий и протрузий. Подобный механизм образования офиолитовых структур Малого Кавказа был предложен нами [6], несколько видоизмененный вариант которого представлен на рис. 1.

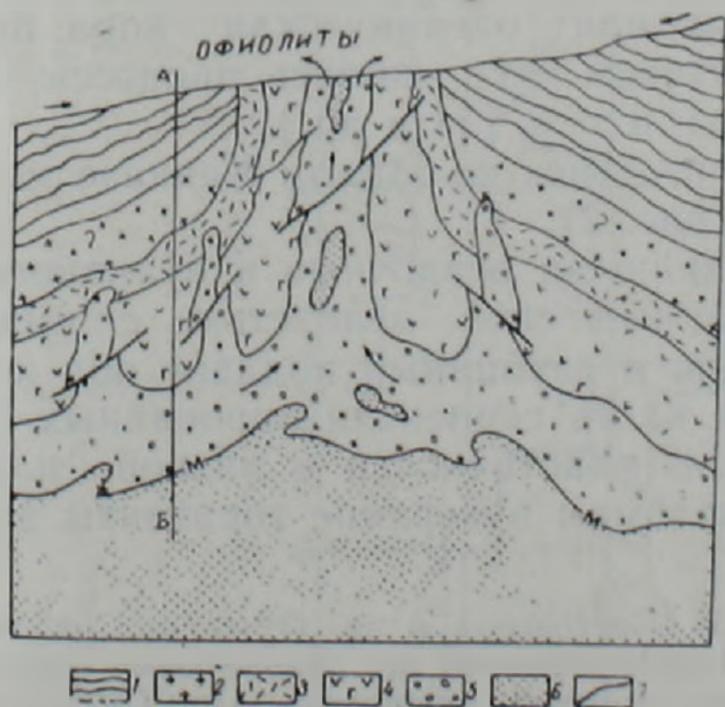


Рис. 1. Глубинное строение, состав и схема образования офиолитовых параавтохтонов

1.—осадочные породы, 2—гранитный слой, 3—метаморфизованные породы, 4—базальтовый слой, 5—серпентинизированный слой, 6—ультрабазиты (верхняя мантия), 7—разломы.

Основанием предложенного нами механизма формирования офиолитов служили скоростные разрезы геофизической станции «Земля» [10]*, а также петрографические и плотностные разрезы, основанные на исследованиях упругих, плотностных и пластических свойств пород офиолитовой ассоциации Малого Кавказа, при высоких термобарических условиях [4,5 и др].

При формировании офиолитовых структур, по нашим представлениям, главная роль принадлежит серпентинизированному слою, мощностью 9—10 км, расположенному на глубине 35—50 км между корой и мантией (скорость продольных волн для указанных глубин варьирует — $v_p = 5,1—5,3$ км/сек) (рис. 3, разрезы I—III). Обладая низкой плотностью ($\rho = 2,5—2,6$ г/см³) и высокой пластичностью ($v_p/v_s = 2,3—2,4$), серпентинизированные массы по глубинным разломам, в результате механизма гравитационного всплывания, внедряются в верхние горизонты земной коры, захватывая при этом слабо серпентинизированные блоки ультраосновных пород.

Как объяснить наличие серпентинизированных ультрабазитов на больших глубинах—вопрос дискуссионный. Однако в последние годы опубликован ряд работ, в которых указывается возможность образования и существования серпентинитов на больших глубинах (40—50 км) [12, 17 и др.].

В этом отношении представляет интерес также предположение о том [15 и др.], что примерно 2 млрд лет назад земная кора впервые стала приобретать двухслойное строение. Верхний слой по-прежнему состоял преимущественно из гранито-гнейсов, а под ним начал формироваться второй слой из гидратированных ультрабазитов. Под платформами уровень, отождествляемый с границей М, был нижней границей гидратации. С течением времени мощность нижнего (гидратированного) слоя коры постепенно возрастала.

Исследование проницаемости ультраосновных пород в связи с их серпентинизацией показало [16], что глубина просачивания вод составляет 4,8 км при температурном градиенте 160 град/км и 9,4 км при температурном градиенте 30 град/км. Следовательно, можно полагать, что серпентинизация пород третьего слоя океанической коры является результатом воздействия инфильтрации океанической воды на ультрабазиты верхней мантии, причем инфильтрация воды происходит, вероятно, по всей площади океанического дна [9].

Существование коры океанического типа в области Тетиса между Евразией и Африкано-Аравийскими плитами принимается большинством исследователей. В современной океанической коре предполагается, что третий слой состоит из серпентинизированных ультрабазитов. Можно допустить, что третий слой Мезотетиса также был представлен серпентинизированными ультрабазитами. При закрытии Мезотетиса, вследствие сближения вышеуказанных плит океаническая кора претерпела большие силы сжатия, следствием чего явились процессы обдукции, субдукции, глубинные поддвиги и т. д. [11 и др.].

Исходя из этой концепции, офиолитогенез на Малом Кавказе можно представить следующим образом (рис. 2).

Океаническая кора Мезотетиса, включая осадочные и вулканогенные компоненты и серпентинизированный слой, вследствие сжимающих напряжений испытала погружение и глубинный поддвиг под континентальные микроплиты. При этом часть серпентинизированных пород третьего слоя, вследствие высокой пластичности и низкой плотности, выжималась по глубинным разломам в верхние горизонты зем-

* Г. В. Егоркина, И. А. Соколова, И. В. Горетовская и др. Отчет по работам опытно-методической партии 82/71 ЦГЭ ВНИИ Геофизика по дальнейшему усовершенствованию методики изучения глубинного строения территории АрмССР с помощью сейсмической станции «Земля» в 1971—1973 гг., М., 1974.

ной коры, а остальная часть погружалась до глубины 40—50 км, что в настоящее время зафиксировано геофизическими методами исследований (рис. 3, разрезы I—III) как слои с пониженными скоростями. Офиолиты с глубокими корнями, уходящими до глубины 25—40 км, описываются в ряде других работ [18, 19 и др.].

Основная часть океанической литосферы погружалась в более глубокие горизонты, переплавлялась, образуя на разных горизонтах магматические очаги разного состава.

Предложенная нами модель состава и строения земной коры для юго-западной части территории Армении [4] имеет хорошее согласие с разрезом (АБ) на рисунках 1 и 2.

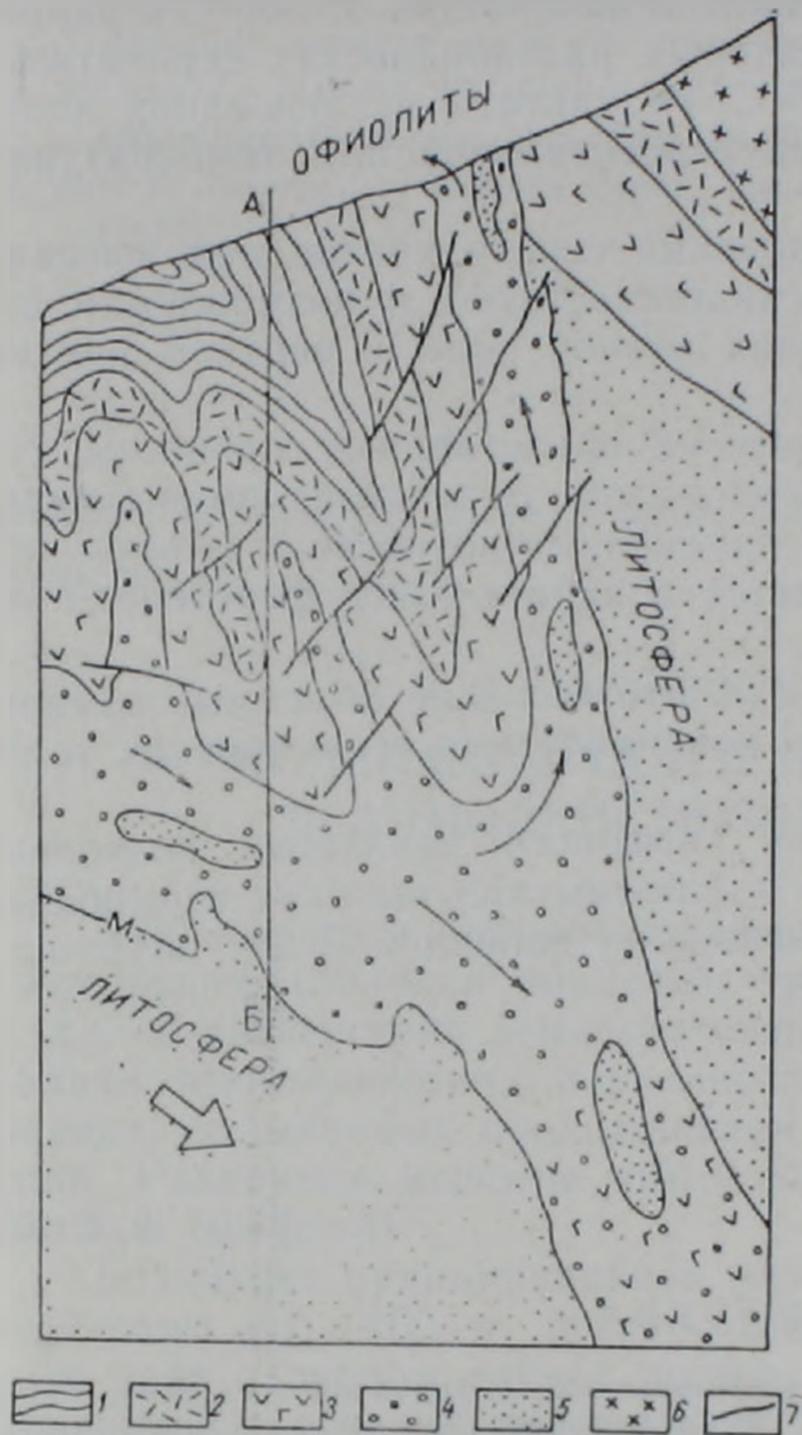


Рис. 2. Глубинное строение, состав и схема образования офиолитовых глубинных поддвигов.

1—осадочные породы, 2—метаморфизованные породы, 3—базальтовый слой (вулканогенный слой океанической коры Мезотетиса), 4—серпентинизированный слой, 5—ультрабазиты (верхняя мантия), 6—магматические породы, 7—разломы.

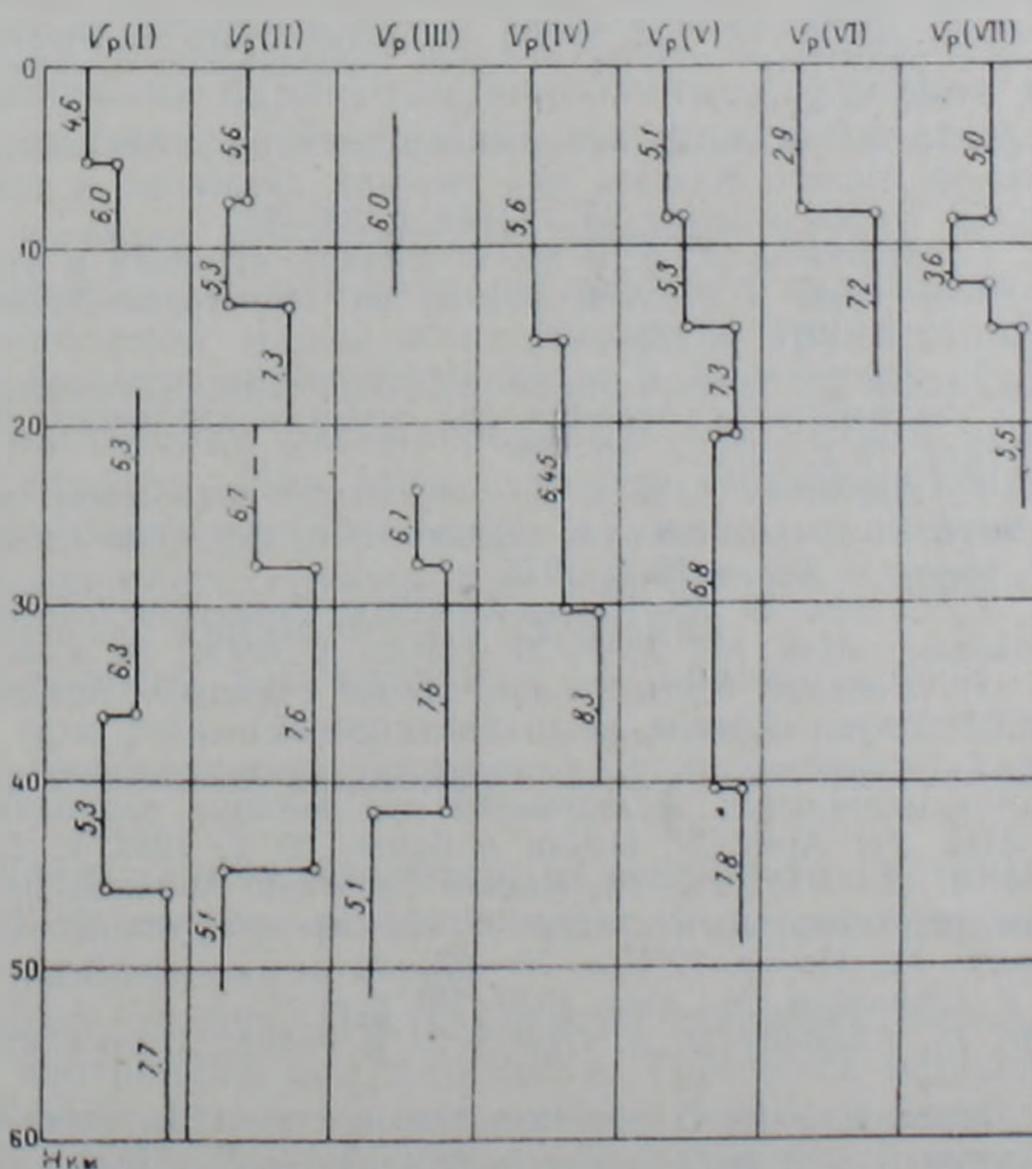


Рис. 3. Скоростные разрезы земной коры различных районов Армянской ССР по данным станции «Земля».

Проведенные нами исследования [3] при высоких давлениях (до 10^8 Па) и температурах (до 900°C) показали, что устойчивость серпентинитов главным образом зависит от температуры (серпентиниты остались устойчивыми до $20 \cdot 10^8$ Па независимо от влияния температуры). Процесс дегидратации серпентинитов начинается от 500°C и варьирует в широком диапазоне. В некоторых разновидностях серпентинитов этот процесс начинается с 680°C . Результаты исследований японских ученых показали устойчивость серпентинитов при температурах $1100\text{—}1200^\circ\text{C}$ [13].

Полученные результаты исследований серпентинитов при высоких термобарических условиях также свидетельствуют о возможности существования их на больших глубинах земной коры и верхней мантии Земли.

В этой связи определенный интерес представляют процессы, сопровождающие дегидратацию серпентинитов. Вследствие высвобождения воды происходят значительные изменения плотности и объема, новообразованный оливин представляется в парагенезисе форстерит + энстатит [3].

Естественно, можно предположить, что большие объемные изменения (до 30%) могут быть причиной возникновения сейсмических толчков в земной коре.

Усовершенствованная установка высокого давления позволяет улавливать освобождающиеся газы и флюиды при высоких термобарических условиях. Результаты анализов этих флюидов будут опубликованы в последующих наших работах.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
Ереванский политехнический институт
им. К. Маркса

Поступила 12.02.1988.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.—Под ред. Пинус Г. В., Велдинский В. В. и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973, 320 с.
2. Арутюнян А. В. Особенности влияния водонасыщенности на скорость продольных волн в различных горных породах офиолитовых поясов Армении.—ДАН АрмССР, т. 65, № 3, 1977.
3. Арутюнян А. В., Ёдоян А. А. Упругие, плотностные и петрофизические свойства серпентинитов Малого Кавказа при высоких давлениях и температурах.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1988, с. 33—39.
4. Асланян А. Т., Арутюнян А. В. и др. О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении.—ДАН АрмССР, т. 61, № 3, 1975, с. 152—159.
5. Асланян А. Т., Арутюнян А. В. и др. Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 2, 1976, с. 30—38.
6. Асланян А. Т., Арутюнян А. В. и др.—Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и срединных структур литосферы.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1976, с. 3—12.
7. Асланян А. Т., Сатин М. А.—К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977, с. 13—26.
8. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1981, с. 3—21.
9. Асланян А. Т., Арутюнян А. В. Становление срединноокеанических хребтов в свете экспериментальных исследований при высоких термодинамических параметрах.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле № 2, 1988, с. 12—18.
10. Горетовская И. В.—Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемым станциями «Земля».—Сб. ст. Геофизические поля и сейсмичность М.: Наука, 1975, с. 50—62.
11. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979, 261 с.
12. Кузнецов П. П., Симонов В. А. Офиолиты и рифты. Новосибирск: Наука, 1988, 147 с.
13. Курода Я., Маицухиса И. О кристаллической структуре оливина.—В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2, М.: Наука, 1970, с. 169—181.
14. Пинус Г. В. и др. Альпийские гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984, 200 с.
15. Резанов И. А. Эволюция земной коры. М.: Наука, 1985, 141 с.

16. Шмонов В. М., Аксюк А. М. Исследование проницаемости ультраосновных пород в связи с серпентинизацией в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов. Геология морей и океанов (Тезисы докл. 7 Всесоюзной школы морской геологии), т. 3, М., 1986.
17. Юркова Р. М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-мин. наук, М., 1987. 53 с.
18. Milson J. —Papuan ultramafic belt: gravity anomalies and the emplacement of ophiolites. Geol. soc. Am. Bull. 84, 2243—2258 (1973a).
19. Rot E. Geology of Eastern Papua: discussion. Geol-soc. Am. Bull., 85, 653—658, (1974).

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, 1988, № 5, 58—62

УДК 624:131

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. П. МАРТИРОСЯН, К. Ш. МКРТЧЯН

КОЛЕБАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СООРУЖЕНИЯ, ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩЕГО С ГРУНТОМ

Для оценки напряженно-деформированного состояния подземных сооружений (обделки тоннелей, трубопроводы, горные выработки и т. д.) от воздействия землетрясения возникает необходимость решения задачи взаимодействия подземного сооружения с грунтом при колебаниях, вызываемых прохождением в грунтовой массе сейсмических волн. Различные аспекты этого вопроса рассматривались в работах [1, 3, 4, 6, 7].

Возникает принципиальная разница в постановке этой задачи для глубокого ($H > 2D$) и неглубокого ($H \leq 2D$) подземных сооружений, т. к. если в первом случае можно рассмотреть задачу взаимодействия поперечного сечения конструкции (например, для кольца) с сейсмическими волнами, не учитывая влияния земной поверхности, то во втором случае влияние инерционных нагрузок от вышележащего грунта и верхней границы на параметры колебания сооружения может иметь существенное значение (H —глубина залегания конструкции, D —ее диаметр).

Большой интерес представляет решение задачи взаимодействия по длине подземного сооружения неглубокого заложения с грунтом, с учетом инерционной массы вышележащего грунта, при произвольном угле падения плоской сейсмической волны на сооружение.

В такой постановке рассматривается контактная задача упругого стержня с грунтом. При этом стержень, моделирующий подземное сооружение, работает одновременно на изгиб и сжатие-растяжение, а масса вышележащего грунта, при колебаниях стержня, действует на него как внешняя динамическая нагрузка.

Следует отметить, что принятая постановка задачи может быть использована при рыхлом верхнем слое малой изгибной жесткости и при анализе, в основном, продольно-поперечных колебаний подземных сооружений.

Поставленная задача сводится к решению системы интегральных уравнений, замкнутое решение которой для напряжений строится при помощи преобразования Фурье.

1. Постановка задачи. Пусть упругий стержень находится на границе упругой изотропной полуплоскости. Требуется определить законы распределения контактных напряжений на линии соединения стержня с упругой полуплоскостью при сейсмическом и динамическом воздействиях. Пусть в плоскости x_1x_2 в направлении AO (рис. 1) распространяется под произвольным углом плоская монохроматическая продольная

16. Шмонов В. М., Аксюк А. М. Исследование проницаемости ультраосновных пород в связи с серпентинизацией в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов. Геология морей и океанов (Тезисы докл. 7 Всесоюзной школы морской геологии), т. 3, М., 1986.
17. Юркова Р. М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-мин. наук, М., 1987. 53 с.
18. Milson J. — Papuan ultramafic belt: gravity anomalies and the emplacement of ophiolites. Geol. soc. Am. Bull. 84, 2243—2258 (1973a).
19. Rot E. Geology of Eastern Papua: discussion. Geol.-soc. Am. Bull., 85, 653—658, (1974).

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XLII, 1988, № 5, 58—62

УДК 624:131

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. П. МАРТИРОСЯН, К. Ш. МКРТЧЯН

КОЛЕБАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СООРУЖЕНИЯ, ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩЕГО С ГРУНТОМ

Для оценки напряженно-деформированного состояния подземных сооружений (обделки тоннелей, трубопроводы, горные выработки и т. д.) от воздействия землетрясения возникает необходимость решения задачи взаимодействия подземного сооружения с грунтом при колебаниях, вызываемых прохождением в грунтовой массе сейсмических волн. Различные аспекты этого вопроса рассматривались в работах [1, 3, 4, 6, 7].

Возникает принципиальная разница в постановке этой задачи для глубокого ($H > 2D$) и неглубокого ($H \leq 2D$) подземных сооружений, т. к. если в первом случае можно рассмотреть задачу взаимодействия поперечного сечения конструкции (например, для кольца) с сейсмическими волнами, не учитывая влияния земной поверхности, то во втором случае влияние инерционных нагрузок от вышележащего грунта и верхней границы на параметры колебания сооружения может иметь существенное значение (H —глубина залегания конструкции, D —ее диаметр).

Большой интерес представляет решение задачи взаимодействия по длине подземного сооружения неглубокого заложения с грунтом, с учетом инерционной массы вышележащего грунта, при произвольном угле падения плоской сейсмической волны на сооружение.

В такой постановке рассматривается контактная задача упругого стержня с грунтом. При этом стержень, моделирующий подземное сооружение, работает одновременно на изгиб и сжатие-растяжение, а масса вышележащего грунта, при колебаниях стержня, действует на него как внешняя динамическая нагрузка.

Следует отметить, что принятая постановка задачи может быть использована при рыхлом верхнем слое малой изгибной жесткости и при анализе, в основном, продольно-поперечных колебаний подземных сооружений.

Поставленная задача сводится к решению системы интегральных уравнений, замкнутое решение которой для напряжений строится при помощи преобразования Фурье.

1. Постановка задачи. Пусть упругий стержень находится на границе упругой изотропной полуплоскости. Требуется определить законы распределения контактных напряжений на линии соединения стержня с упругой полуплоскостью при сейсмическом и динамическом воздействиях. Пусть в плоскости x_1x_2 в направлении AO (рис. 1) распространяется под произвольным углом плоская монохроматическая продольная

волна $\Phi = G_1(x_3)e^{ik(x_1-ct)}$ и на стержень действует динамическая сила $g(x_1, t) = P_0 e^{ik(x_1-ct)}$, где $P_0 = \gamma H$ (γ —объемный вес грунта, H —глубина залегания).

Заметим, что c представляет собой скорость распространения волны вдоль поверхности [5].

При рассмотрении отражения P и SV -волн от плоскости $x_2 = 0$ воспользуемся волновыми уравнениями, написанными в потенциалах Φ и ψ :

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2}{\partial x_3^2} - \frac{1}{c_1^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2}\right)\Phi = 0,$$

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2}{\partial x_3^2} - \frac{1}{c_2^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2}\right)\psi = 0 \quad (1.1)$$

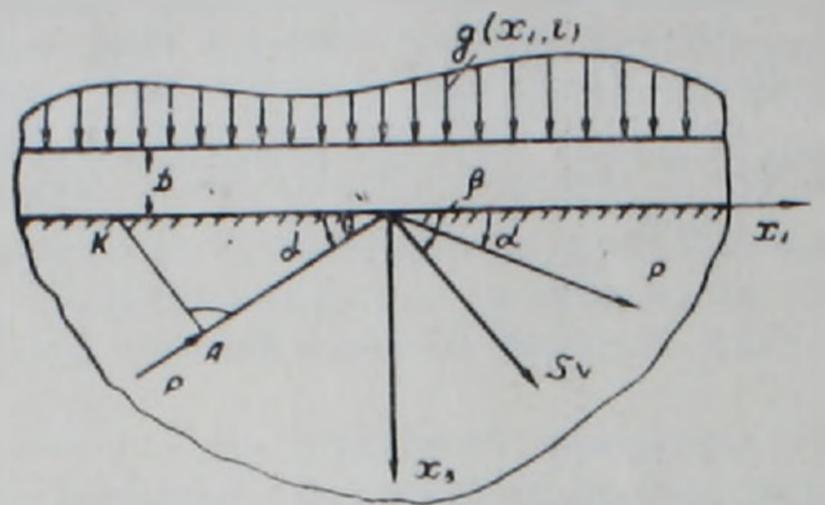


Рис. 1. Схема отражения P волн от стержня, находящегося под действием динамической нагрузки произвольной формы $g(x_1, t)$; (α —угол падения и отражения P волны, β —угол отражения SV волны)

Решение уравнений (1.1) ищем в виде:

$$\Phi = G_1(x_3)e^{ik(x_1-ct)}, \quad \psi = G_2(x_3)e^{ik(x_1-ct)}. \quad (1.2)$$

Подставляя формулы (1.2) в (1.1), получим систему обыкновенных дифференциальных уравнений

$$\frac{d^2 G_\mu}{dx_3^2} + v_\mu^2 k^2 G_\mu = 0, \quad v_\mu = \left(\frac{c^2}{c_\mu^2} - 1\right), \quad \mu = 1, 2 \quad (1.3)$$

с решениями

$$G_\mu = A_\mu e^{ikv_\mu x_3} + B_\mu e^{-ikv_\mu x_3}, \quad \mu = 1, 2 \quad (1.4)$$

Отсюда уже можно представить потенциалы (1.2) в виде:

$$\Phi = A_1 \exp [ik(x_1 + v_1 x_3 - ct)] + B_1 \exp [ik(x_1 - v_1 x_3 - ct)] \quad (1.5)$$

$$\psi = A_2 \exp [ik(x_1 + v_2 x_3 - ct)] + B_2 \exp [ik(x_1 - v_2 x_3 - ct)]$$

В случае падающей P -волны $A_2 = 0$. Заметим, что закон отражения плоской волны можно представить в виде:

$$c_2 \cos \alpha = c_1 \cos \beta \quad (1.6)$$

где α, β —соответственно углы падения и отражения волн от плоскости $x_2 = 0$.

Имея в виду, что

$$U_1 = \frac{\partial \Phi}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_3}, \quad U_3 = \frac{\partial \psi}{\partial x_3} + \frac{\partial \Phi}{\partial x_1} \quad (1.7)$$

и

$$\sigma_{33} = 2\mu \frac{\partial U_3}{\partial x_3} + \lambda \left(\frac{\partial U_1}{\partial x_1} + \frac{\partial U_3}{\partial x_3}\right), \quad \sigma_{13} = \mu \left(\frac{\partial U_3}{\partial x_1} + \frac{\partial U_1}{\partial x_3}\right) \quad (1.8)$$

граничные условия примут следующий вид:

$$\sigma_{33}(x_1, 0, t) = 0, \quad \sigma_{13}(x_1, 0, t) = 0 \quad (1.9)$$

Подставляя функции Φ и ψ из формул (1.5) в граничные условия, получим систему двух уравнений, содержащих постоянные A_1, B_1, B_2 , из которых определяем отношения B_1/A_1 и B_2/A_1 :

$$\frac{B_1}{A_1} = \frac{4\nu_1\nu_2 - (3\nu_1^2 + 1)(\nu_2^2 - 1)}{(1 + 3\nu_1^2)(\nu_2^2 - 1) + 4\nu_1\nu_2} \quad (1.10)$$

$$\frac{B_2}{A_1} = \frac{4\nu_1(1 + 3\nu_1^2)}{(1 + 3\nu_1^2)(\nu_2^2 - 1) + 4\nu_1\nu_2}$$

Из (1.7) для перемещений U_1 и U_3 получим:

$$\begin{aligned} U_1 &= ikA_1 \exp[ik(x_1 + \nu_1 x_3 - ct)] + ikB_1 \exp[ik(x_1 - \nu_1 x_3 - ct)] + \\ &\quad + ik\nu_2 B_2 \exp[ik(x_1 - \nu_2 x_3 - ct)] \\ U_3 &= ik\nu_1 A_1 \exp[ik(x_1 + \nu_1 x_3 - ct)] - ik\nu_1 B_1 \exp[ik(x_1 - \nu_1 x_3 - ct)] + \\ &\quad + B_2 ik \exp[ik(x_1 - \nu_2 x_3 - ct)]. \end{aligned} \quad (1.11)$$

2. Рассмотрим колебания стержня на упругой полуплоскости при одновременном действии плоской монохроматической продольной волны $\Phi(x_1, x_3, t) = G_1(x_3)e^{ik(x_1 - ct)}$ и динамического воздействия $g(x_1, t) = p_0 e^{ik(x_1 - ct)}$. Колебания стержня в этом случае описываются следующими уравнениями [2]:

$$\frac{\partial^2 U_c^{(1)}}{\partial x_1^2} - \frac{\rho_c}{E_1 D} \frac{\partial^2 U_c}{\partial t^2} = -\frac{1}{E_1 D} \tau(x_1, t) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial^4 U_c^{(3)}}{\partial x_1^4} + \frac{\rho_c}{E_1 J} \frac{\partial^2 U_c^{(3)}}{\partial t^2} = \frac{1}{E_1 J} [g(x_1, t) - P(x_1, t)]$$

где ρ_c — погонная масса стержня, $E_1 J$ — жесткость стержня на изгиб, $\tau(x_1, t)$ и $P(x_1, t)$ — неизвестные контактные напряжения, которые определяются в процессе решения задачи.

Рассмотрим установившиеся колебания стержня, считая, что $U_c^{(1)}(x_1, t) = U_1^{(c)}(x_1)e^{-i\omega t}$, $U_c^{(3)}(x_1, t) = U_3^{(c)}(x_1)e^{-i\omega t}$, $\tau(x_1, t) = \tau_*(x_1)e^{-i\omega t}$, $P(x_1, t) = P_*(x_1)e^{-i\omega t}$. В результате для амплитуды перемещений получим дифференциальные уравнения

$$\frac{\partial^2 U_1^{(c)}}{\partial x_1^2} + p_1^2 U_1^{(c)} = -\frac{1}{E_1 D} \tau_*(x_1) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial^4 U_3^{(c)}}{\partial x_1^4} - p_2^2 U_3^{(c)} = \frac{1}{E_1 J} [g_*(x_1) - P_*(x_1)],$$

где

$$p_1^2 = \frac{\omega^2 \rho_c}{E_1}, \quad p_2^2 = \frac{\rho_c \omega^2}{E_1 J}$$

С другой стороны, амплитуды горизонтальных и вертикальных перемещений $U_1^{(c)}(x_1)$, $U_3^{(c)}(x_1)$ граничных точек упругой полуплоскости от тех же амплитуд напряжений $\tau_*(x_1)$ и $P_*(x_1)$, приложенных к границе полуплоскости, на основании принципа суперпозиции, будут даваться формулами

$$U^{(1)}(x_1) = \frac{1}{\mu} \int_{-\infty}^{+\infty} K(|x_1-s|) \tau_*(s) ds + \frac{1}{\mu} \int_{-\infty}^{+\infty} \Pi(x_1-s) P_*(s) ds, \quad (2.3)$$

$$U^{(3)}(x_1) = \frac{1}{\mu} \int_{-\infty}^{+\infty} K^*(|x_1-s|) P_*(s) ds - \frac{1}{\mu} \int_{-\infty}^{+\infty} \Pi(x_1-s) \tau_*(s) ds,$$

$$k_1 = \omega \sqrt{\frac{\rho}{\lambda + 2\mu}}, \quad k_2 = \omega \sqrt{\frac{\rho}{\mu}}, \quad |x_1| < \infty$$

$$K_1(x_1) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{k_2^2 \sqrt{\sigma^2 - k_1^2} e^{-i\sigma x} d\sigma}{(2\sigma^2 - k_2^2)^2 - 4\sigma^2 \sqrt{(\sigma^2 - k_1^2)(\sigma^2 - k_2^2)}}$$

$$K_1(x_1) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{k_2^2 \sqrt{\sigma^2 - k_1^2} e^{-i\sigma x} d\sigma}{(2\sigma^2 - k_2^2)^2 - 4\sigma^2 \sqrt{(\sigma^2 - k_2^2)(\sigma^2 - k_1^2)}},$$

$$\Pi(x_1) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{i\sigma [2\sigma^2 - k_2^2 - 2\sqrt{(\sigma^2 - k_1^2)(\sigma^2 - k_2^2)}] e^{-i\sigma x} d\sigma}{(2\sigma^2 - k_2^2)^2 - 4\sigma^2 \sqrt{(\sigma^2 - k_1^2)(\sigma^2 - k_2^2)}}$$

где $P_*(s)$ и $\tau_*(s)$ — амплитуда нормальных и горизонтальных контактных напряжений, λ, μ — постоянные Ляме, ρ — плотность материала полуплоскости.

Теперь заметим, что на линии соединения стержня с полуплоскостью должны выполняться условия

$$U_1(x_1) + U^{(1)}(x_1) = U_1^{(c)}(x_1) \quad (2.4)$$

$$U_3(x_1) + U^{(3)}(x_1) = U_3^{(c)}(x_1),$$

которые в сочетании с уравнением (2.2) и условием (2.4) задачу определения амплитуд $\tau_*(x_1)$ и $P_*(x_1)$ неизвестных напряжений сводят к решению системы интегро-дифференциальных уравнений

$$\left(\frac{d^2}{dx_1^2} + p_1^2 \right) \left[-\frac{1}{\mu} \int_{-\infty}^{+\infty} K(|x_1-s|) \tau_*(s) ds + \frac{1}{\mu} \int_{-\infty}^{+\infty} \Pi(x_1-s) P_*(s) ds \right] =$$

$$= ik(A_1 + B_1 + \nu_2 B_2)(k^2 - p_1^2) e^{ikx_1} - \frac{1}{E_1 D} \tau_*(x_1), \quad (2.5)$$

$$\left(\frac{d^4}{dx_1^4} - p_2^2 \right) \left[-\frac{1}{\mu} \int_{-\infty}^{+\infty} K^*(|x_1-s|) P_*(s) ds - \frac{1}{\mu} \int_{-\infty}^{+\infty} \Pi(x_1-s) \tau_*(s) ds \right] =$$

$$= ik(p_2^2 - k^4)(\nu_1 A_1 - \nu_1 B_1 + B_2) e^{ikx_1} + \frac{1}{E_1 J} (P_0 e^{ikx_1} - P_*(x_1)), \quad |x_1| < \infty$$

3. Решение системы интегро-дифференциальных уравнений (2.5). Применяя к обеим частям системы (2.5) преобразования Фурье и используя свойство свертки, получаем систему алгебраических уравнений относительно $\bar{\tau}_*(\sigma)$ и $\bar{P}_*(\sigma)$, где $\bar{\tau}_*(\sigma)$ и $\bar{P}_*(\sigma)$ — соответственно преобразования Фурье функций $\tau_*(x_1)$ и $P_*(x_1)$:

$$[-(p_1^2 - \sigma^2)\bar{K}(\sigma) + \lambda_1] \bar{\tau}_*(\sigma) + (p_1^2 - \sigma^2)\bar{\Pi}(\sigma)P_*(\sigma) = A\delta(\sigma + k)$$

$$[\lambda_2 - (\sigma^4 - p_2^2)\bar{K}^*(\sigma)]\bar{P}_*(\sigma) - (\sigma^4 - p_2^2)\bar{\Pi}(\sigma)\bar{\tau}_*(\sigma) = (B + p_2^2)\delta(\sigma + k)$$

Из этой системы уравнений получаем

$$\bar{\tau}_*(\sigma) = \frac{A[\lambda_2 - (\sigma^4 - p_2^2)\bar{K}^*(\sigma)]\delta(\sigma + k) - \bar{\Pi}(\sigma)(p_1^2 - \sigma^2)(B + p_2^2)\delta(\sigma + k)}{[(\sigma^2 - p_1^2)\bar{K}(\sigma) + \lambda_1][\lambda_2 - (\sigma^4 - p_2^2)\bar{K}^*(\sigma)] - (p_2^2 - \sigma^4)\bar{\Pi}^2(\sigma)(p_1^2 - \sigma^2)} \quad (3.1)$$

$$P_*(\sigma) = \frac{[\lambda_1 - (p_1^2 - \sigma^2)\bar{K}(\sigma)](B + p_2^2)\delta(\sigma + k) + (\sigma^4 - p_2^2)\bar{\Pi}(\sigma)A\delta(\sigma + k)}{[(\sigma^2 - p_1^2)\bar{K}(\sigma) + \lambda_1][\lambda_2 - (\sigma^4 - p_2^2)\bar{K}^*(\sigma)] - (p_2^2 - \sigma^4)(p_1^2 - \sigma^2)\bar{\Pi}^2(\sigma)}$$

где

$$A = \mu k(k^2 - p_1^2)(A_1 + B_1 + \nu_2 B_2)$$

$$B = ik\mu(p_2^2 - k^4)(B_2 - \nu_1 B_1 + \nu_1 A_1)$$

$$\lambda_1 = \mu/E_1 D, \quad \lambda_2 = \mu/E_1 J$$

Используя обратное преобразование Фурье, $\tau(x_1, t)$ и $P(x_1, t)$ будут выражаться следующими формулами:

$$\tau(x_1, t) = \frac{\{A[\lambda_2 - (k^4 - p_2^2)\bar{K}^*(-k)] - \bar{\Pi}(-k)(p_1^2 - k^2)(B + p_2^2)\} \exp[i(kx_1 - \omega t)]}{2\pi\{[(k^2 - p_1^2)\bar{K}(-k) + \lambda_1][\lambda_2 - (k^4 - p_2^2)\bar{K}^*(-k)] - (p_2^2 - k^4)(p_1^2 - k^2)\bar{\Pi}^2(-k)\}}$$

$$P(x_1, t) =$$

$$\frac{[\lambda_1 - (p_1^2 - k^2)\bar{K}(-k)](B + p_2^2) + (k^4 - p_2^2) - \bar{\Pi}(-k)A\} \exp[i(kx_1 - \omega t)]}{2\pi\{[(k^2 - p_1^2)\bar{K}(-k) + \lambda_1][\lambda_2 - (k^4 - p_2^2)\bar{K}^*(-k)] - (p_2^2 - k^4)(p_1^2 - k^2)\bar{\Pi}^2(-k)\}}$$

Подставляя значения контактных напряжений $\tau(x_1, t)$ и $P(x_1, t)$ из (3.2) в систему (2.1), определяем параметры колебания (перемещение, скорость, ускорения) подземного сооружения.

Институт геофизики и
инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 30.VI.1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амбарцумян В. А. Методика сейсмического расчета подземных сооружений с использованием акселерограмм землетрясений.—Информационный листок Арм НИИТИ, 1984, 4 с.
2. Бабаков И. М. Теория колебаний. М.: Наука, 1968, 628 с.
3. Баклашов И. В., Картозия Б. А. Механика подземных сооружений и конструкций крепей. М.: Недра, 1984, 415 с.
4. Дорман И. Я. Исследование работы обделки при распространении сейсмических волн вдоль оси тоннеля.—Межвузовский сб. научн. тр., вып. 726. МИИТ, М.: 1983, с. 60—65.
5. Новацкий В. Теория упругости. М.: Мир, 1975, 871 с.
6. Рашидов Т. Р. Динамическая теория сейсмостойкости сложных систем подземных сооружений. Ташкент: ФАН, 1973, 178 с.
7. Фотиева Н. Н. Расчет крепи подземных сооружений в сейсмически активных районах. М.: Недра, 1980, 220 с.
8. Okamoto S., Misukoshi K. Schwingungen im Untergrund eines Erdbebens. —Geologie and Bauwesen, 1958, H. 2, S. 113—118.

Р. О. АМАСЯН

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОПТИМАЛЬНОГО МАСШТАБА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ОТВЕТСТВЕННОСТЬЮ

Целью моделирования является изучение свойств оригинала с помощью исследования подобного ему в механическом смысле прототипа. Поэтому естественно, что наибольшую информацию о данном объекте можем получить при испытании самого оригинала. Однако, как известно, такого рода испытания, доведение оригинала до разрушения, экономически не выгодно, а в большинстве случаев просто не мыслимы. Собственно говоря, поэтому существует теория подобия, чтобы такие испытания проводились на моделях. Однако моделирование можно осуществить лишь с той или иной точностью. Причем, чем меньше масштаб моделирования, тем больше вероятность допущения ошибок. Отсюда возникает задача—какой масштаб принимать при моделировании, чтобы экономически было выгодно и вместе с этим модель была в достаточной мере информативной.

Такого рода задачи возникают в начальной стадии исследования и носят чисто предварительный характер, поскольку выбор масштаба связан также с рядом других факторов, какими являются лабораторная база, измерительная техника и т. п. [1, 2, 3].

Для решения этой задачи применим следующий метод. Представим, что оригинал непрерывно уменьшается. В начале этого процесса мы имеем наибольшую информацию об оригинале, но с экономической точки зрения мы имеем максимум потерь. С уменьшением линейного множителя подобия— α информационные потери увеличиваются, а экономические потери уменьшаются.

Исходя из изложенного, введем следующие понятия:

$\mathcal{E} = f(x)$ — функцию экономической потери,

$U = \varphi(x)$ — функцию информационной потери.

После того, как для конкретного объекта мы найдем вид функций $f(x)$ и $\varphi(x)$, задачу оптимального моделирования можно привести к минимизации произведения этих функций:

$$P = \mathcal{E}U = f(x)\varphi(x) = \min \quad (1)$$

Здесь через P обозначены общие потери при моделировании.

Дальнейшее решение задачи сводится к решению экстремальной задачи:

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \varphi(x) + \frac{\partial \varphi(x)}{\partial x} f(x) = 0$$

Производя разделение переменных и интегрируя, получим:

$$\frac{\frac{\partial f(x)}{\partial x}}{f(x)} = -\frac{\frac{\partial \varphi(x)}{\partial x}}{\varphi(x)}$$

Отсюда

$$\ln f(x) = -\ln \varphi(x) + c.$$

Графическая интерпретация полученного равенства приводится на рис. 1.

Если имеются ограничения для множителя линейных размеров α , исходя из конструктивных или технологических соображений (скажем,

размеры модели не должны превышать размеров столика сейсмической платформы), то задача сводится к динамическому программированию и решается обычными методами.

Выясним структуру функций $f(x)$ и $\varphi(x)$. Условимся принять наибольшую информацию и наибольшую экономическую выгоду за 1. С увеличением множителя x экономические потери возрастают, т. е. $f(x)$ возрастающая функция. При $x=1$, $f(x)$ принимает значение 1, а при $x=0$ — значение 0.

Для информативной функции потерь $\varphi(x)$ можем сделать соответствующие выводы с возрастанием x , $\varphi(x)$ убывает, т. е. $\varphi(x)$ убывающая функция. При $x=1$, $\varphi(x)$ принимает значение 0, при $x=0$, значение 1.

Понятно, что в начале непрерывного уменьшения оригинала $f(x)$ уменьшается достаточно медленно, а при значениях множителя подобия α , близких к нулю, экономические потери резко уменьшаются. Информационная функция потерь ведет себя аналогично: в начале непрерывного уменьшения имеем достаточную информацию о мнимой модели, а чем ближе α стремится к нулю, мы резко теряем информацию, и функция информативной потери принимает значение, близкое к единице. Из сказанного можно заключить, что экономическая функция потерь — выпуклая функция, а информативная функция потерь — вогнутая. Для общего случая приближенный вид графика можно представить следующим образом (рис. 2).

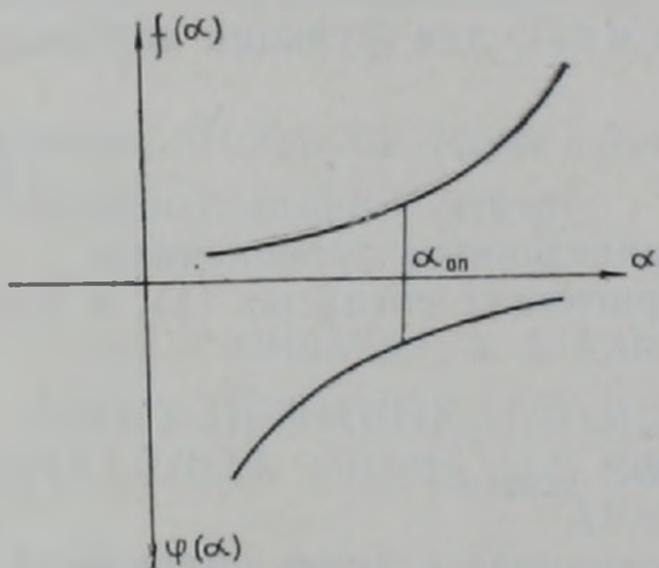


Рис. 1. Схема определения оптимального масштаба моделирования.

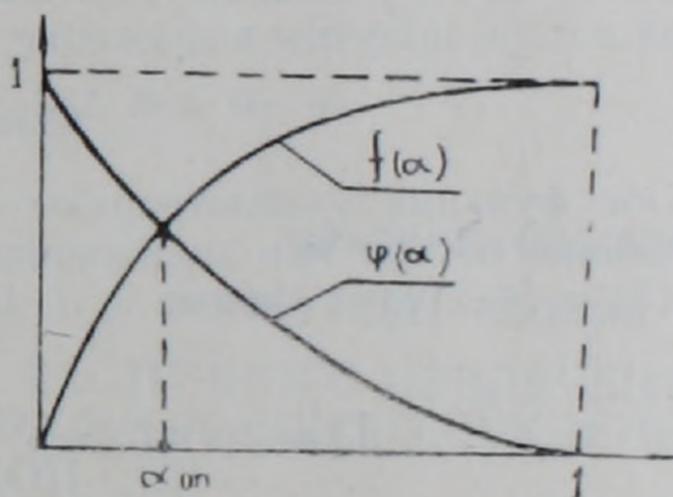


Рис. 2. Графики функций потерь информативности — $\varphi(\alpha)$ и экономичности — $f(\alpha)$.

В зависимости от поставленной задачи и принятого метода исследования масштаб модели может изменяться в очень широком диапазоне. Однако, при исследовании сложного объекта не представляется возможным полностью повторить его конструкцию при изготовлении модели в любом масштабе, так как уменьшение размеров отдельных элементов конструкции от некоторого номинала может привести к качественному изменению всего сооружения. Поэтому в общем случае функция $\varphi(\alpha)$ в действительности разрывная функция с конечным числом разрывов. Уменьшая размеры оригинала до некоторой величины, материал оригинала удовлетворяет нашим требованиям, дальнейшее уменьшение масштаба моделирования приводит к необходимости замены материала. Так, с уменьшением масштаба возникает необходимость моделировать крупность компонентов заполнителя и таким образом перейти, скажем, от бетона к раствору, т. е. изменить структуру материала. Дальнейшее уменьшение масштаба модели приводит к замене раствора материалами на базе низкомолекулярных полимеров и т. д. Поэтому при получении функции потери информативности необходимо построить график того участка, который обеспечивает непрерывность данной функции, при данном способе моделирования.

Согласно работе [4] среднеквадратическое отклонение ошибок модели зависит от масштаба моделирования следующим образом:

$$\Delta = \alpha^{m/2},$$

где m —число, значение которого должно лежать между 1 и 3 по следующим соображениям. Если все части системы, определяющие данное свойство, построены из линейно соединенных элементов, то число этих элементов будет пропорционально α в первой степени, и поэтому в таком случае $m=1$. Если же играют роль части системы с элементами, расположенными по плоскости, то их число будет, очевидно, пропорционально α^2 и соответственно $m=2$. Наконец, если мы имеем части системы, где элементы, определяющие интересующее нас свойство, расположены в некотором объеме, то число их будет пропорционально α^3 и $m=3$.

Учитывая изложенное и то обстоятельство, что функции (α) при моделировании зависят также от геометрических размеров оригинала, мы, в качестве функции потерь информативности принимали выражение

$$\varphi(x) = (1-x)^{\sqrt[m]{l}}, \quad (3)$$

где l —наибольший линейный размер оригинала.

Здесь α охватывает весь диапазон масштаба моделирования, $0 < \alpha < 1$.

Что касается экономических потерь, то они изменяются пропорционально объему модели. Учитывая, что $\alpha < 1$, для функции экономических потерь получим выражение:

$$f(\alpha) = \alpha^{1/3}, \quad (4)$$

Обе функции удовлетворяют вышеприведенным требованиям.

Общие потери при моделировании оригинала согласно (1), с учетом (3) и (4) будут равны:

$$\Pi = f(\alpha)\varphi(\alpha) = \alpha^{1/3}(1-x)^{\sqrt[m]{l}} = \min \quad (5)$$

Дифференцируя равенство (5) и приравнявая к нулю, получим выражение для определения оптимального значения линейного множителя подобия α :

$$(1-x)^{l^{1/m}-1} x^{1/3-1} \left[\frac{1}{3} (1-x) - x l^{1/m} \right] = 0,$$

поскольку в интервале (0.1)

$$(1-x)^{l^{1/m}-1} \neq 0 \quad x^{1/3-1} = 0,$$

то получим

$$\frac{1}{3} (1-x) - x l^{1/m} = 0.$$

Отсюда

$$\alpha = \frac{1}{3\sqrt[m]{l}} \quad (6)$$

В таблице 1 приведены значения линейного множителя подобия α при разных значениях m и l , подсчитанные по формуле (6). Как видно из этой таблицы, масштаб пространственных моделей гораздо вы-

ше, чем плоских моделей. Масштаб моделирования менее чувствителен к геометрическим размерам моделируемого объекта.

Таблица 1
Значение линейного масштаба моделирования α при разных значениях m, l

$m \backslash l$	30	60	90	120	150	180
1	0,01	0,005	0,004	0,003	0,002	0,001
2	0,057	0,041	0,034	0,029	0,026	0,024
3	0,096	0,078	0,069	0,063	0,059	0,056

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 2 X. 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амасян Р. О. Об одном методе выбора оптимального масштаба модели строительных конструкций с учетом внешних воздействий. В кн.: VIII сессия НИИ Закавказских республик по строительству. Тбилиси, 1973, с. 28—32.
2. Амасян Р. О. Статистическое подобие при моделировании строительных конструкций на сейсмическое воздействие. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1986, с. 150.
3. Назаров А. Г. О механическом подобии твердых деформируемых тел. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1965, с. 220.
4. Покровский Г. И., Федоров И. С. Центробежное моделирование в строительном деле. Изд. литературы по строительству. М., 1968, с. 246.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XI.1, № 5, 66—69.

УДК:553.411:550.84:543 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Л. С. СМБАТЯН, А. А. КАРАГУЛЯН, А. М. ТЕРЯН, Н. Д. МАРУХЯН

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ЧАСТИЧНОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ МЕТАЛЛОВ (ЧИМ) НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Обычно работать методом частичного извлечения металлов (ЧИМ) в условиях с высокими удельными электрическими сопротивлениями почвенного слоя, превышающими 1000 ом.м, не рекомендуется. В таких условиях невозможно выйти на режим, нормальный для извлечения золота. Наблюдения авторов показали, что в условиях с высокими ρ_k можно также вести извлечение золота в режиме, заниженном в 2 раза. Такое положение важно не только для условий Армении, но и других засушливых регионов СССР, так как ρ_k почвенного слоя для большинства регионов посезонно колеблется в широком диапазоне, резко возрастая к середине лета.

В настоящее время ЧИМ применяется при поисках глубокозалегающих рудных тел. В основе метода лежат процессы электрохимического растворения горных пород и руд, перенос под действием электрического тока растворенных компонентов, накопления и определения элементов в точках наблюдения. От внешнего источника тока длительное время через заземленные электроды, оборудованные для накопления химических элементов, через горные породы пропускается электрический ток. Наложение электрического поля на среду вызывает движение ионов в поровой влаге: катионы к катоду, анионы к аноду [1].

Принудительное селективное извлечение и накопление электроподвижных форм элементов из гипергенного ореола, обуславливающего разную концентрацию элементов над рудами и в удалении от них, поз-

ше, чем плоских моделей. Масштаб моделирования менее чувствителен к геометрическим размерам моделируемого объекта.

Таблица 1
Значение линейного масштаба моделирования λ при разных значениях m, l

$m \backslash l$	30	60	90	120	150	180
1	0,01	0,005	0,004	0,003	0,002	0,001
2	0,057	0,041	0,034	0,029	0,026	0,024
3	0,096	0,078	0,069	0,063	0,059	0,056

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 2 X. 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амасян Р. О. Об одном методе выбора оптимального масштаба модели строительных конструкций с учетом внешних воздействий. В кн.: VIII сессия НИИ Закавказских республик по строительству. Тбилиси, 1973, с. 28—32.
2. Амасян Р. О. Статистическое подобие при моделировании строительных конструкций на сейсмическое воздействие. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1986, с. 150.
3. Назаров А. Г. О механическом подобии твердых деформируемых тел. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1965, с. 220.
4. Покровский Г. И., Федоров И. С. Центробежное моделирование в строительном деле. Изд. литературы по строительству. М., 1968, с. 246.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XI.1, № 5, 66—69.

УДК:553.411:550.84:543 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Л. С. СМБАТЯН, А. А. КАРАГУЛЯН, А. М. ТЕРЯН, Н. Д. МАРУХЯН

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ЧАСТИЧНОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ МЕТАЛЛОВ (ЧИМ) НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Обычно работать методом частичного извлечения металлов (ЧИМ) в условиях с высокими удельными электрическими сопротивлениями почвенного слоя, превышающими 1000 ом.м, не рекомендуется. В таких условиях невозможно выйти на режим, нормальный для извлечения золота. Наблюдения авторов показали, что в условиях с высокими ρ_k можно также вести извлечение золота в режиме, заниженном в 2 раза. Такое положение важно не только для условий Армении, но и других засушливых регионов СССР, так как ρ_k почвенного слоя для большинства регионов посезонно колеблется в широком диапазоне, резко возрастая к середине лета.

В настоящее время ЧИМ применяется при поисках глубокозалегающих рудных тел. В основе метода лежат процессы электрохимического растворения горных пород и руд, перенос под действием электрического тока растворенных компонентов, накопления и определения элементов в точках наблюдения. От внешнего источника тока длительное время через заземленные электроды, оборудованные для накопления химических элементов, через горные породы пропускается электрический ток. Наложение электрического поля на среду вызывает движение ионов в поровой влаге: катионы к катоду, анионы к аноду [1].

Принудительное селективное извлечение и накопление электроподвижных форм элементов из гипергенного ореола, обуславливающего разную концентрацию элементов над рудами и в удалении от них, поз-

воляет выявить те ореолы, интенсивность которых ниже чувствительности аналитических определений. Для того, чтобы на разных точках профиля извлечение происходило одинаковым образом, необходимо соблюдать равные условия возбуждения процессов, которые зависят от времени наложения и структуры электрического поля. Для характеристики последнего достаточно измерения напряженности по двум взаимно перпендикулярным радиусам с помощью двух электродов при фиксированном расстоянии между ними. Исходя из величины сопротивления почвенного слоя, замеренного в точках наблюдения, требуемые значения силы тока и соответствующие напряженности поля можно заранее рассчитать из выражений:

$$J_p = \frac{k_1}{\sqrt{\rho_k}}, \quad E_p = k_2 \sqrt{\rho_k}, \quad (1)$$

где $k_1 = 1.52 \text{ а} \cdot \text{ом}^{1/2} \cdot \text{м}^{1/3}$, $k_2 = 4 \text{ В/ом}^{2/3} \cdot \text{м}^{5/3}$ для золота;
и $k_1 = 0.76 \text{ а} \cdot \text{ом}^{1/2} \cdot \text{м}^{1/3}$, $k_2 = 2 \text{ В/ом}^{2/3} \cdot \text{м}^{5/3}$ для халькофильных элементов.

Полученные значения J_p и E_p задаются, контролируются и поддерживаются в течение всего времени извлечения (20 часов).

В Армении работы методом ЧИМ начаты с 1983 г. За эти годы авторами сконструированы две станции (10- и 32-канальная), позволившие реализовать метод на ряде известных рудных месторождений.

В 1985—1986 гг. проводились поисковые работы на золоторудных месторождениях, где оруденение представлено жилами, прожилками простой и сложной морфологии с наличием пережимов и раздувов, зонами прожилково-вкрапленной минерализации, перекрытых рыхлыми отложениями мощностью 0,2—15 м.

При работах на первом месторождении авторы столкнулись со сложностями, сопряженными с высокими ρ_k почвенного слоя, достигающими 7—10 тыс. ом·м. Обычно работать в таких условиях не рекомендуется, так как для преодоления такого значения сопротивлений требуются энергетические установки с высоким выходным напряжением (1500—2000 В), или, если позволяют условия, достигают более увлажненных горизонтов рытвем лунок глубиной 0,5—1 м. Однако такой способ весьма трудоемкий и не всегда осуществим. Поэтому авторами было принято решение провести извлечение в режиме, позволяющем обстановкой, и уяснить возможные изменения в результатах, зависящих от смены характера электрического поля.

На первом участке месторождения 1 наблюдения велись по трем параллельным профилям, заданным вкрест известной рудной жилы. Пикеты № 4 всех профилей расположены над этой жилой. При мощности рыхлых отложений 0,3—10 м, возрастаннем от пк1 к пк42, ρ_k почвенного слоя в точках наблюдения по профилям 1 и 2 составляли первые сотни ом·м. Геоэлектрхимическое извлечение на обоих профилях велось в режиме, нормальном для золота, т. е. заданная сила тока (J_3) и напряженность (E_3) соответствовали расчетным. На профиле 3 сопротивление менялось в пределах 1000—2000 ом·м, а в некоторых точках (пк 14, 15) достигало 5000—7000 ом·м. По тому же профилю на пк4 масса извлеченного золота составила 0,075 мкг, в то время как на тех же пк профили 1 и 2 составила 0,023 и 0,08 мкг, хотя и на пк4 профили № 3, $\rho_k = 2000 \text{ ом}\cdot\text{м}$, $J_p = 120 \text{ ма}$, $E_p = 280 \text{ В/м}$, $J_3 = 30 \text{ ма}$, $E_3 = 300 \text{ В/м}$, т. е. J_3 много меньше J_p .

Подобное наблюдалось и на других точках, где массы извлеченного золота достигали аномальных значений:

пк11— $\rho_k = 1900 \text{ ом}\cdot\text{м}$, $J_p = 120 \text{ ма}$, $E_p = 500 \text{ В/м}$, $J_3 = 60 \text{ ма}$, $E_3 = 215 \text{ В/м}$.

пк21— $\rho_k = 1050 \text{ ом}\cdot\text{м}$, $J_p = 150 \text{ ма}$, $E_p = 400 \text{ В/м}$, $J_3 = 100 \text{ ма}$, $E_3 = 280 \text{ В/м}$;

пк31— $\rho_k = 1100 \text{ ом}\cdot\text{м}$, $J_p = 140 \text{ ма}$, $E_p = 420 \text{ В/м}$, $J_3 = 100 \text{ ма}$, $E_3 = 280 \text{ В/м}$.

На втором участке того же месторождения (рис. 1), при мощности рыхлых отложений 10—15 м, наблюдения велись по четырем профилям на расстоянии 10 м друг от друга. Удельное сопротивление на 11 точках профиля 1 ниже 1000 ом·м и заданные параметры электрического поля близки к расчетным. На точках с аномальными значениями извлеченного золота пк 4, 6, 12, 13, 15, 18, 21 (рис. 2) значения почвенного слоя составляли 1500, 3000, 3500, 3000, 3000, 2100, 1800 ом·м, и, хотя значения J_z были заданы в 2 и более раза меньше J_p , значения E_z оказались равны E_p .

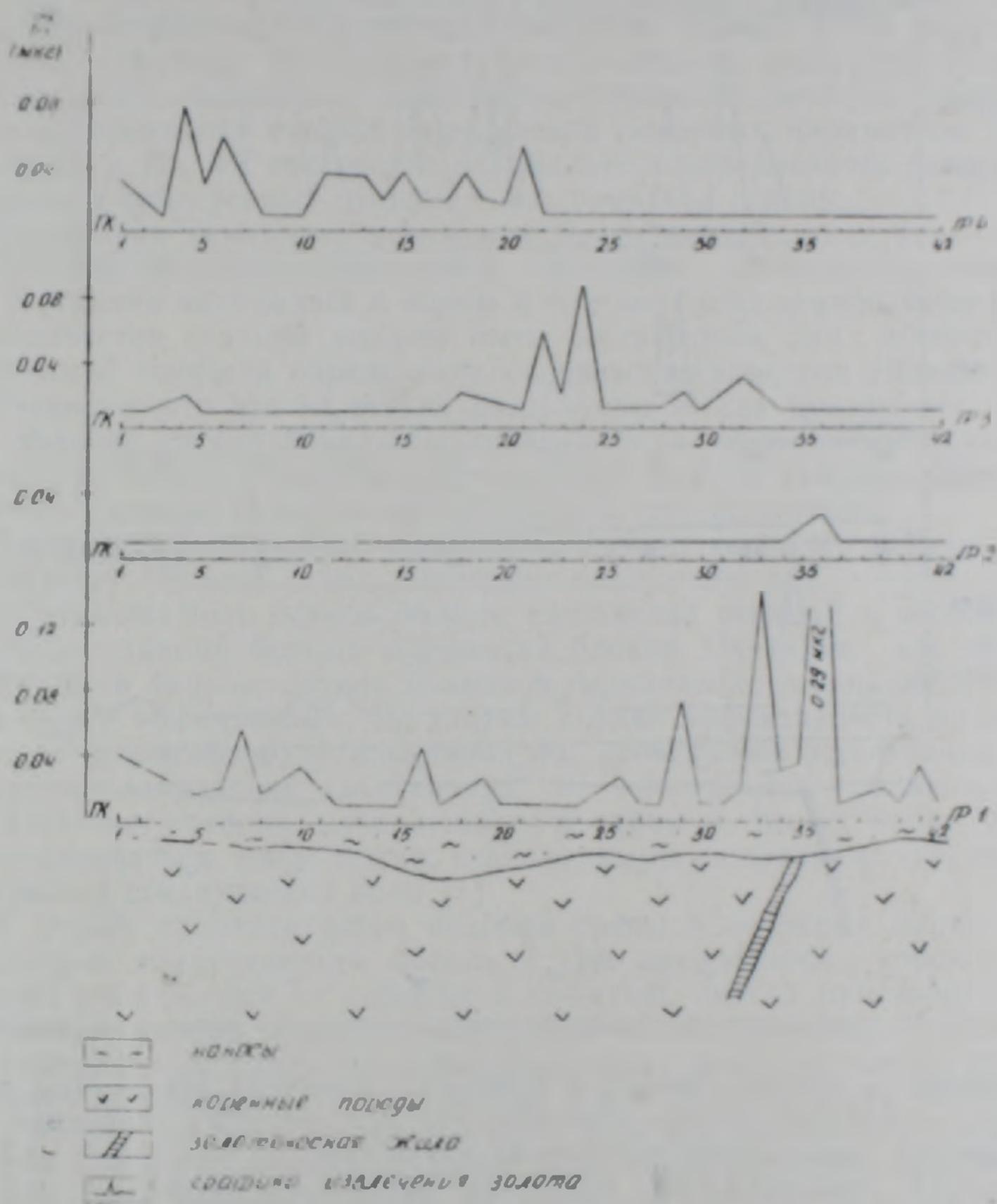


Рис. 1. Месторождение 1. Участок 2. Графики электрохимического извлечения золота.

В отличие от профиля 4, аномальные значения профиля 1 соответствуют точкам 1, 2, 4, 16, 19, 35, 36 с ρ_k равными 2000, 5000, 1400, 1600, 1700, 1400, 2500 ом·м, остальные аномальные точки с ρ_k ниже 1000 ом·м, и извлечение на этих точках прошло в режиме, нормальном для золота. Как и в случае профиля 4, значения J_z точек 1, 2, 4, 16, 19, 35, 36, были заданы в 2 и более раза меньше J_p и в этом случае E_z равна E_p . Такое несоответствие между J_z и J_p наблюдалось на обоих участках месторождения. Очевидно, здесь сказывались структурные особенности припочвенного горизонта, влияющие на структуру электрического поля в почвенном слое вокруг точек наблюдения.

На месторождении 2, перекрытом рыхлыми отложениями мощностью до 12 м, с ρ_k почвенного слоя менее 1000 ом·м, пройдено 6 профилей. Одной станцией задавался нормальный режим, а другая вела

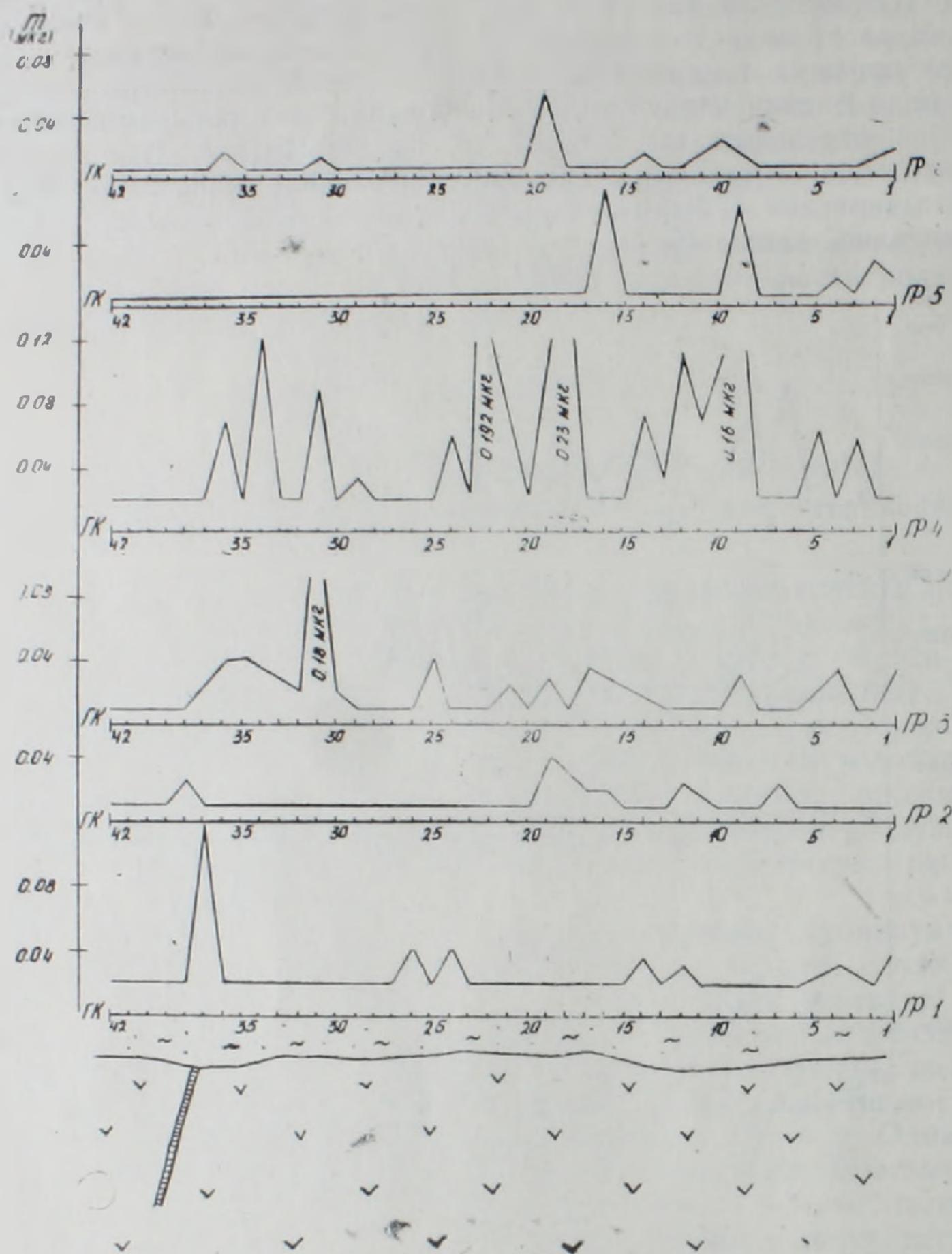


Рис. 2. Месторождение 2. Графики электрохимического извлечения золота.

извлечение в режиме $J_3 = J_p/2$ и $E_3 = E_p/2$. Сравнивая результаты работ обеими станциями, можно отметить, что при фоновых значениях того же порядка, аномальные извлечения точек (рис. 2) пр1-пк1,4; пр2-пк7; пр3-пк1,4,9; пр4-пк3,5,9,10; пр5-пк2,9; пр6-пк1,10 велись в режиме, нормальном для золота, на остальных аномальных точках извлекалось в заниженном режиме.

Следовательно, извлечение золота можно вести и получить объективную информацию, задаваясь в выражениях [1] коэффициентами

$$k_1 = 0.76 a \cdot \omega^{1/3} \cdot m^{1/3}, \quad k_2 = 2 V / \omega m^{2/3} \cdot m^{5/3},$$

т. е. в режиме извлечения халькофильных элементов. Такое положение важно не только для условий Армении, но и для других засушливых регионов СССР, так как ρ_k почвенного слоя для большинства регионов сезонно колеблется в широком диапазоне, резко возрастая к середине лета.

Геолого-геофизическая экспедиция
Управления геологии АрмССР

Поступила 20.X.1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рысс Ю. С. Геоэлектрохимические методы разведки. (Введение в геоэлектрохимию). Л: Недра, 1983.

Н. В. КОНДОРСКАЯ, А. А. СААКЯН

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РЕГИОНАХ С НЕОДНОРОДНО-БЛОКОВЫМ СТРОЕНИЕМ

В регионах с неоднородно-блоковым строением вопрос повышения точности определения координат гипоцентров требует учета особенностей этого строения. Здесь может быть несколько подходов: построение локальных, площадных годографов, подбор параметров среды на основе минимизации ошибок определения основных параметров гипоцентров (φ , λ , T_0 , h), построение оптимального осредненного годографа с введением станционных азимутальных поправок к нему.

Рассмотрим некоторые моменты их особенностей.

При использовании локального годографа необходимо, чтобы и очаг, и станции находились в одном и том же блоке земной коры, причем количество станций должно быть достаточным для обеспечения необходимой точности определения основных параметров гипоцентров.

Очевидно, что это не всегда реализуемо и, как показывает практика, наличие систем локальных годографов в таком сейсмоактивном регионе как Кавказ, не нашло применения. Другим важным недостатком этого подхода является невозможность стандартизации.

Построение площадных годографов требует хорошего знания строения данного региона. Здесь возможны следующие два случая: количество распознанных блоков больше количества станций и наоборот — количество станций больше количества блоков. Очевидно, что информативность в первом случае больше и применение площадного годографа будет эффективным. Во втором случае эффективность применения этого годографа будет ниже, так как особенности регистрации времен первых вступлений на станциях не учитываются полностью. И действительно, станции, находившиеся в одном и том же блоке, могут характеризоваться различными станционными поправками ко временам пробега сейсмических волн [1].

В случае одновременного подбора среды и основных параметров гипоцентров землетрясений модель среды оказывается упрощенной, частично меняющейся от события к событию, иногда противоречивой.

На наш взгляд, более эффективным является подход, позволяющий учитывать латеральные неоднородности с помощью азимутальных станционных поправок. Преимущество этого подхода перед остальными — в универсальности, в возможности стандартизации для всего региона, в научно-практической значимости кинематических параметров распределения невязок с целью их геолого-геофизического истолкования и отбора оптимальных систем наблюдений. Поэтому предлагается методика, которая представляет собой многоэтапный цикл изучения времен пробега продольных сейсмических волн (P) и позволяет после каждого итерационного цикла уточнять как параметры гипоцентров, так и особенности строения земной коры исследуемого региона. Основные позиции этой методики заключаются в следующем:

1. Обеспечивается статистическая представительность данных.
2. Проводится анализ всех годографов, построенных для данного региона, и выбирается годограф, который может служить стандартом в первом приближении.
3. В качестве исходных, в первом приближении, используются основные параметры гипоцентров (φ , λ , T_0 , h), рассчитанные по этому годографу. Особое внимание уделяется точности измерения времен первых вступлений P -волн.

4. Для каждой станции (i) и гипоцентра (j) производится расчет невязок по классической схеме: $f_i = t_{pi} - t_{pi, \Delta_{ij}, h_j}$, где t_{pi} — наблюдаемые на станциях времена пробега Р-волн, t_{pi, Δ_{ij}, h_j} — рассчитанные по годографу времени пробега Р-волн для соответствующего эпицентрального расстояния (Δ_{ij}) и глубины гипоцентра (h_j). Здесь возможны два случая:

а) Глубины гипоцентров известны. Очевидно, что в этом случае f_i определяются для соответствующих глубин.

б) Глубины гипоцентров не известны. В этом случае мы предлагаем произвести следующую операцию: проводится расчет величин f_i для глубин очагов с шагом 5 км и выбирается та глубина гипоцентра, для которой среднее абсолютное значение невязок — $|\bar{f}_i|$ по всем станциям оказывается минимальной. Эту величину мы обозначаем через f_i^{min} .

5. Проводится расчет функции плотности распределения невязок $P(f_i)$ или $P(f_i^{\text{min}})$ и ее параметров: систематическую (поправка — α) и случайные ошибки (дисперсия — σ , частота больших ошибок — μ , крутость — t). Проводится их анализ.

6. Выясняется вопрос зависимости α_i от эпицентрального расстояния. Если эта зависимость не наблюдается, то исходный годограф хорошо осредняет среду и может быть использован в качестве стандарта для данного региона, а величины α_i рассматриваются как стационарные поправки к этому годографу. Если же $\alpha_i = F(\Delta)$ наблюдается, то необходимо перейти к следующим этапам.

7. Выявляется зависимость стационарных невязок от эпицентрального расстояния. Для этого все поле невязок для всех станций и землетрясений осредняется в зависимости от эпицентрального расстояния. Для оптимального восстановления формы кривой $f_i = F(\Delta)$ интервалы по Δ ($\delta\Delta$) для осреднения выбираются уже, чем наименьший период осцилляций этой кривой. Внутри каждого интервала ($\delta\Delta$) аналитически рассчитываются параметры функции плотности распределения невязок: $\alpha_{\delta\Delta}$, $\sigma_{\delta\Delta}$, $\mu_{\delta\Delta}$. В этом случае значения величин $\alpha_{\delta\Delta}$ являются поправками на интервалах $\delta\Delta$.

8. Рассчитанные поправки $\alpha_{\delta\Delta}$ вводятся в исходный годограф, тем самым получают скорректированные времена пробега (t'_{pi}), и на основании величин $dt'_{pi}/d\Delta$, $d^2t'_{pi}/d\Delta^2$ и в предположении о горизонтальной слоистости земной коры рассчитывается осредненная модель земной коры: мощность слоев и скорость Р-волн в них.

9. Рассчитывается новый осредненный региональный годограф и на его основании производится переопределение координат гипоцентров (φ' , λ' , T_0' , h').

10. Полученные величины (φ' , λ' , T_0' , h') принимаются в качестве исходных и весь цикл, приведенный в пунктах 4–9, повторяется. Этот процесс проводится до тех пор, когда рассчитанные после данного цикла (n) величины стационарных поправок (α_{ij}^n) не обнаруживают зависимости от эпицентрального расстояния. Полученные на n -ом этапе величины α_{ij}^n рассматриваются как стационарные поправки к уточненному, после n -ого цикла, осредненному региональному годографу и используются в сейсмологической практике для определения основных параметров гипоцентров землетрясений.

Вышеописанная методика была реализована для землетрясений Армянского нагорья и был рассчитан осредненный региональный годограф Армянского нагорья (ОРГАН) для глубин от 0 до 50 км с шагом 5 км [2, 3, 4]. Расчет стационарных поправок к ОРГАНу производился

для выделенных нами четырех эпицентральных зон — Джавахетской, Ардагано-Карсской, Бардог-Котурской и Зангезурской [1].

Точность координат гипоцентров оценивалась нами расчетом радиуса доверительной области ошибок (r) для 95% уровня доверия. Оказалось, что для 58% $r \leq \pm 5$ км, а 93% $r \leq \pm 10$ км, причем, что особенно ценно, для около 45% землетрясений система наблюдений составляет узкий азимутальный створ ($\Delta \alpha \sim 180^\circ$).

На рис. 1 приведено распределение отношений радиусов доверительных областей ошибок ($r_{оп}/r_0$) определения координат гипоцентров с помощью ОРГАНа с применением станционных поправок ($r_{оп}$) и ОРГАНа без применения станционных поправок (r_0) для около 500 землетрясений. Как видно, это распределение имеет модуль вблизи 0,6, и следовательно, использование станционных поправок позволяет более чем в 1,5 раза в среднем повысить точность определения координат гипоцентров.

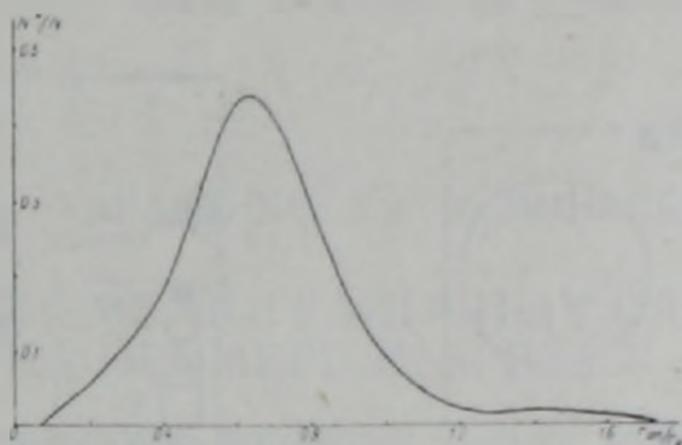


Рис. 1. Распределение отношений радиусов доверительных областей ошибок определения гипоцентров по ОРГАНу с поправками ($r_{оп}$) и без применения поправок (r_0).

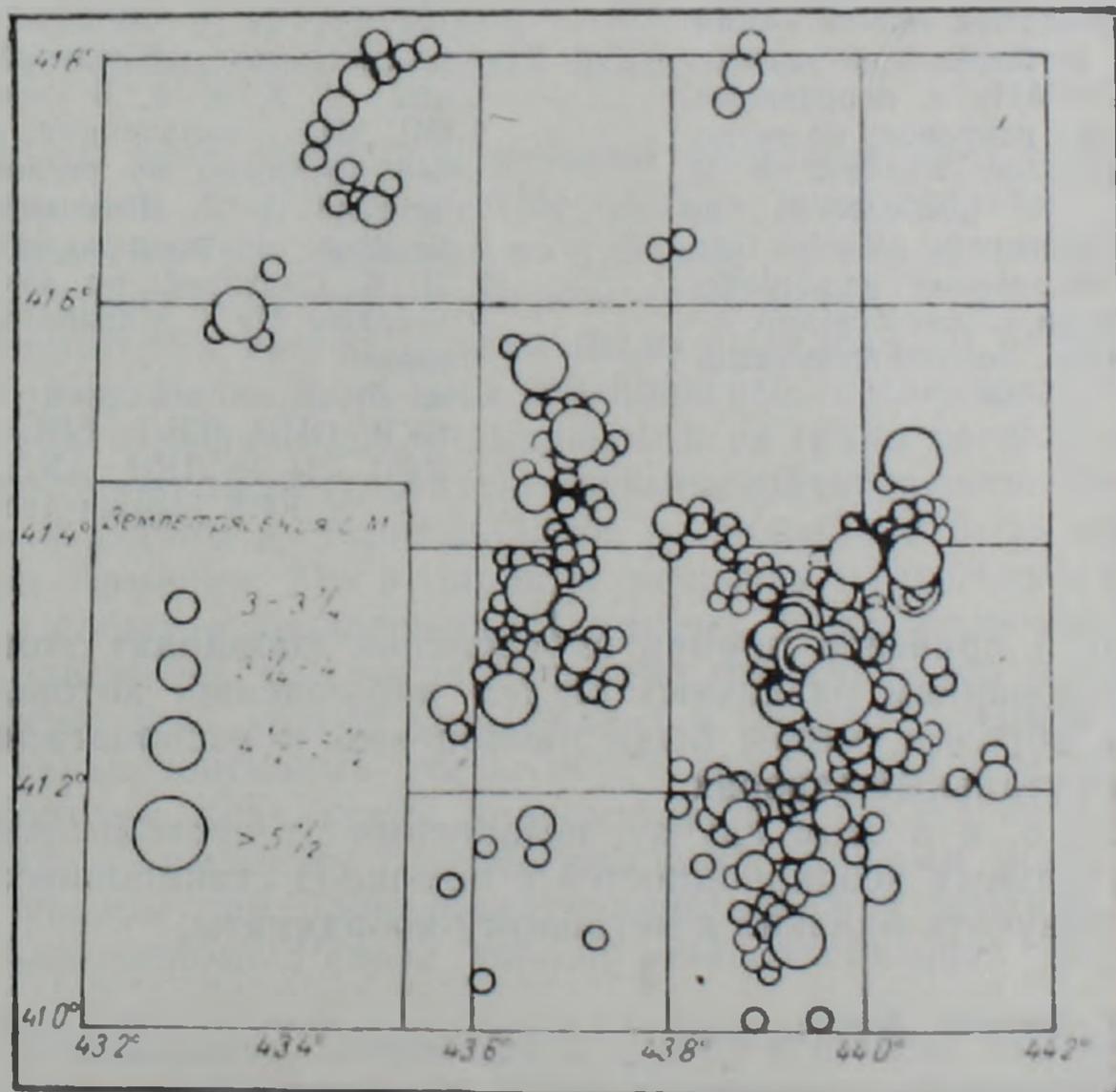


Рис. 2. Уточненная карта эпицентров для Джавахетской зоны за 1968--1973 гг.

Интересно отметить, что после уточнения распределение эпицентров землетрясений становится близниейшим, подчеркивая разломно-блоковое строение земной коры (рис. 2).

На рис. 3 показан пример определения координат мощного взрыва, произведенного недалеко от г. Кировакана. Этот взрыв был зарегистрирован большинством сейсмических станций Кавказа как землетрясение с $K \sim 9$, однако четкие первые вступления оказались для 13 станций; азимутальный створ порядка 300° . Использовались как локальный, региональный, площадной годографы, так и построенный нами ОРГАН без применения стационарных поправок и с их применением. Как видно, все координаты располагаются восточнее от истинного взрыва, что объясняется структурно-скоростными особенностями среды в направлении запад-восток от взрыва. Применение же стационарных поправок к оптимальному осредненному годографу позволяет получить координаты с большой степенью точностью. Худшие результаты получаются по локальному годографу.

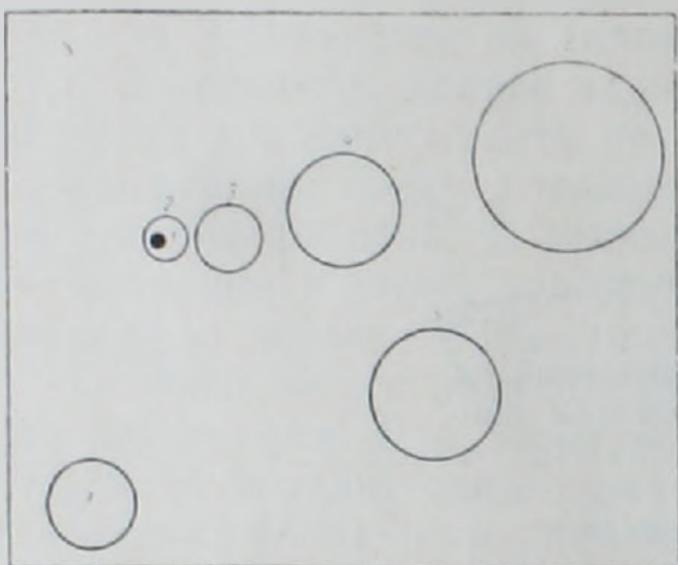


Рис. 3. Эпицентры взрыва 17.07. 1977 г. по различным определениям. 1—истинный, 2, 3, 4, 5, 6—рассчитанные по ОРГАНу с поправками; по ОРГАНу без поправок; по региональному годографу Кавказа А. Я. Левницкой, Т. М. Лебедевой; по площадному годографу Л. Б. Славинной; по локальному годографу Н. К. Карапетян соответственно; 7—радиус ошибки, соответствующий 5 км.

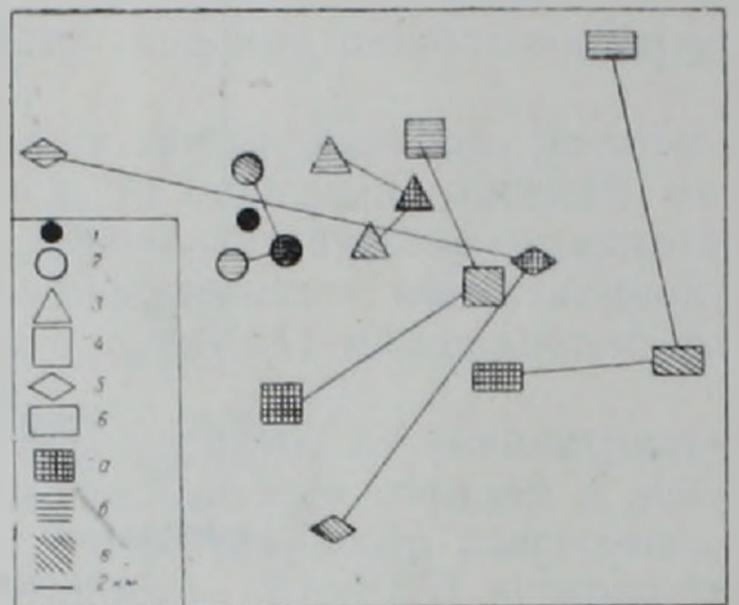


Рис. 4. Координаты взрыва 17.07. 1977 г. по различным годографам и системам наблюдений. 1—истинный; 2, 3, 4, 5, 6—эпицентры по ОРГАНу с поправками; по ОРГАНу без поправок; по региональному годографу А. Я. Левницкой, Т. М. Лебедевой; по площадному годографу Л. Б. Славинной; по локальному годографу Н. К. Карапетян соответственно
а, б, в—по станциям СТЕ, АХЛ, БКР, ОНИ, ТБЛ; ЕРЕ, ВРД, ГРС, КРБ, ЛГД; ЛЕН, АХЛ, БКР, ТБЛ, КРБ соответственно.

На рис. 4 приведен пример определения координат этого взрыва, но с использованием различных систем наблюдений, которые отбирались таким образом, чтобы были равноценны и располагались в различных азимутальных створах.

Как видно, и в этом случае, независимо от системы наблюдений, учет азимутальных неоднородностей с помощью стационарных поправок позволяет получить близкие к истинному координаты.

Институт физики Земли
АН СССР,
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм.ССР

Поступила 8.X 1987.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондорская Н. В., Саакян А. А. Кинематические особенности Р-волн для землетрясений Армянского нагорья.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1984, № 8, с. 67—71.
2. Саакян А. А. Эпицентральные поправки к стандартному годографу Джеффриса-Буллена для Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 5, с. 75—81.
3. Саакян А. А. Стационарные аномалии времени пробега Р-волн от землетрясений Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 1, с. 62—69.
4. Саакян А. А., Гедакян Э. Г., Саргсян Г. В. Результаты применения осредненного регионального годографа Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 6, с. 80—85.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XL1, № 5, 74—78

УДК 550.384.33:551.781 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. КАРАХАНЯН, Д. О. МИНАСЯН

О ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА У с. ЛАНДЖАР

В истории геологического развития Земли известны этапы, являющиеся переломными, когда происходили геологические события глобального масштаба—преобразовывалась земная кора, происходили значительные изменения в составе биот, тектонические и палеогеографические перестройки, менялся климат и характер осадконакопления. Одним из таких переломных моментов является граница эоцена и олигоцена. Исследование геологических событий на границе эоцена и олигоцена важно и в практическом отношении для оценки перспектив поисков месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения.

Важность этих событий в истории геологического развития столь значительна, что стало предметом особых исследований по проекту № 174 «Геологические события на границе эоцена и олигоцена» Международной программы геологической корреляции.

На территории нашей страны было выделено 20 регионов, в пределах которых были проведены комплексные исследования, в первую очередь, стратиграфические, с анализом всех групп органических остатков, корректировкой результатов магнитостратиграфическими и другими данными. Одним из таких районов исследований была выбрана также Южная Армения, где в опорных разрезах палеогена зафиксированы многие события геологической истории, происходившие на рубеже эоцена и олигоцена. Смена планктонных фораминифер и нанопланктона на рубеже этих ярусов установлена в опорном разрезе у с. Ланджар, где верхнеэоценовые глины переходят в песчаники нижнего олигоцена. Поэтому, результаты палеоманитных исследований разреза у с. Ланджар, в комплексе с геологическими данными могут послужить весомым фактом при проведении границы между верхним эоценом и нижним олигоценом. Разрез хорошо охарактеризован фаунистически [1, 2, 3].

Для исследования магнитных и палеомагнитных характеристик отложений эоцена-олигоцена из этого разреза по двум параллельным «профилям» А и Б было отобрано более 70 образцов. Отбор образцов был произведен в произвольной системе координат, т. е. маркировка образцов производилась на произвольных плоскостях штуфа. В процессе дальнейших работ это даст возможность с учетом элементов за-

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондорская Н. В., Саакян А. А. Кинематические особенности Р-волн для землетрясений Армянского нагорья.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1984, № 8, с. 67—71.
2. Саакян А. А. Эпицентральные поправки к стандартному годографу Джеффриса-Буллена для Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 5, с. 75—81.
3. Саакян А. А. Стационарные аномалии времени пробега Р-волн от землетрясений Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, № 1, с. 62—69.
4. Саакян А. А., Гедакян Э. Г., Саргсян Г. В. Результаты применения осредненного регионального годографа Армянского нагорья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1983, № 6, с. 80—85.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XL1, № 5, 74—78

УДК 550.384.33:551.781 (479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

А. К. КАРАХАНЯН, Д. О. МИНАСЯН

О ПАЛЕОМАГНЕТИЗМЕ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА У с. ЛАНДЖАР

В истории геологического развития Земли известны этапы, являющиеся переломными, когда происходили геологические события глобального масштаба—преобразовывалась земная кора, происходили значительные изменения в составе биот, тектонические и палеогеографические перестройки, менялся климат и характер осадконакопления. Одним из таких переломных моментов является граница эоцена и олигоцена. Исследование геологических событий на границе эоцена и олигоцена важно и в практическом отношении для оценки перспектив поисков месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения.

Важность этих событий в истории геологического развития столь значительна, что стало предметом особых исследований по проекту № 174 «Геологические события на границе эоцена и олигоцена» Международной программы геологической корреляции.

На территории нашей страны было выделено 20 регионов, в пределах которых были проведены комплексные исследования, в первую очередь, стратиграфические, с анализом всех групп органических остатков, корректировкой результатов магнитостратиграфическими и другими данными. Одним из таких районов исследований была выбрана также Южная Армения, где в опорных разрезах палеогена зафиксированы многие события геологической истории, происходившие на рубеже эоцена и олигоцена. Смена планктонных фораминифер и нанопланктона на рубеже этих ярусов установлена в опорном разрезе у с. Ланджар, где верхнеэоценовые глины переходят в песчаники нижнего олигоцена. Поэтому, результаты палеоманитных исследований разреза у с. Ланджар, в комплексе с геологическими данными могут послужить весомым фактом при проведении границы между верхним эоценом и нижним олигоценом. Разрез хорошо охарактеризован фаунистически [1, 2, 3].

Для исследования магнитных и палеомагнитных характеристик отложений эоцена-олигоцена из этого разреза по двум параллельным «профилям» А и Б было отобрано более 70 образцов. Отбор образцов был произведен в произвольной системе координат, т. е. маркировка образцов производилась на произвольных плоскостях штуфа. В процессе дальнейших работ это даст возможность с учетом элементов за-

легания образца и всей толщи получить палеомагнитные данные соответственно в современной и древней системах координат. Интервал отбора изменялся в пределах 0,4—0,8 метра.

В таблице 1 приведены средние величины магнитных параметров верхнеэоцен-олигоценовых отложений.

Таблица 1

Возраст	Порода	$I_{\text{пер}} \cdot 10^{-4}$ (сге)	$X_{\text{ср}} \cdot 10^{-6}$ (сге)	$D_{\text{ср}}^0$	$J_{\text{ср}}^0$	$\sigma \frac{\text{Гс} \cdot \text{см}^3}{\text{г}}$	$\frac{I_{\text{рс}_2}}{I_{\text{рс}_1}}$
$P_{\text{ЭЗ}}^3$	Глины	5,4 (3,5—10,0)	2 (1,0—4,0)	208 (97—260)	—48 (—80——32)	0,029 (0,01—0,045)	0,31 (0,24—0,43)
$P_{\text{ЭЗ}}^1$	Песчаники	97 (20—230)	62 (15—200)	8 (290—80)	49 (30—64)	0,28 (0,25—0,32)	0,53 (0,38—0,9)

По величине намагниченности и намагниченности насыщения песчанники олигоцена на порядок превосходят соответствующие параметры глин верхнего эоцена. Это отличие, по всей вероятности, обусловлено тем, что у более магнитных пород (песчанники олигоцена) концентрация и размер ферромагнетиков больше, чем у менее магнитных—глин верхнего эоцена.

Состав ферромагнитных минералов, носителей остаточной намагниченности, определен терромагнитным анализом. Для этой цели снимались кривые зависимости намагниченности насыщения от температуры. На рис. 1 а, б, в представлены характерные кривые $I_s(t)$. По этим кривым видно, что основным ферромагнитным минералом—носителем

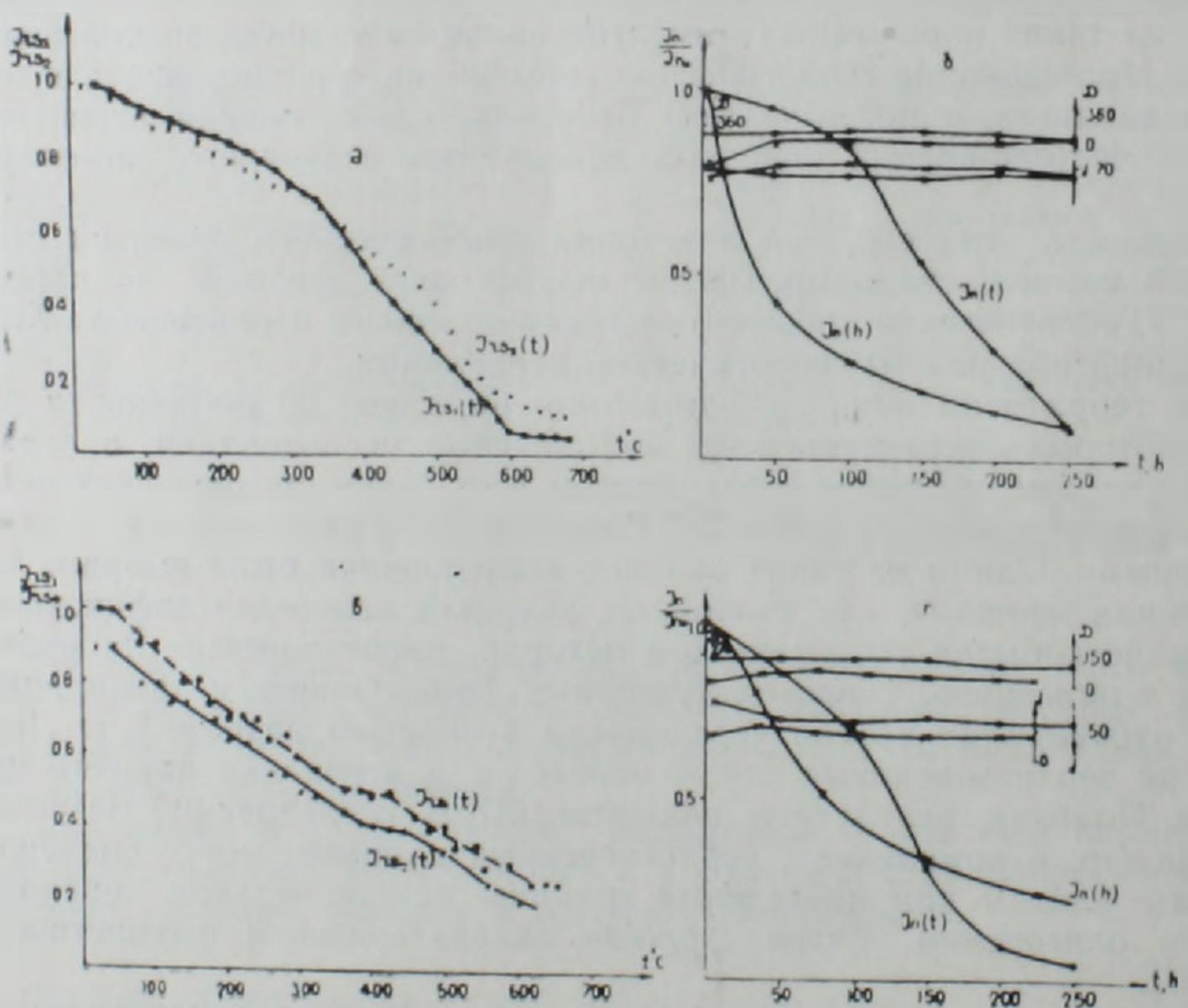


Рис. 1. Характерные кривые $I_s(t)$, $I_n(t)$, $I_n(h)$. а, б—песчанники нижнего олигоцена, в, г—глины верхнего эоцена.

остаточной намагниченности в глинах и песчанниках является магнетит. Точка Кюри как по кривой первого нагрева, так и по второй кривой $I_s(t)$ лежит в пределах 570—590°C. Необходимо отметить, что в гли-

нах верхнего эоцена содержится и титаномагнетит с точкой Кюри около 400° . Отношение I_2/I_1 лежит около 0,9. На кривых $I_n(t)$ песчаников олигоцена отмечается точка Кюри около 700°C . По всей видимости, при высоких температурах магнетит в них окисляется до гематита. Таким образом, отмечается четкая дифференциация как по магнитным свойствам, так и по составу ферромагнитной фракции. Это не случайное явление и связано с изменением седиментационного процесса, что явно отразилось и на магнитных параметрах. Носителями естественной остаточной намагниченности в них являются магнетит и титаномагнетит.

Часть коллекции подвергнута временной чистке по методу компенсации [8]. В результате определены величины I_n'' и I_{nv} . Вязкая компонента намагниченности незначительна и в процентном отношении она для большей части образцов не превосходит 20% от остаточной намагниченности. Для ряда образцов вязкая компонента составляет более 50% от общей I_n . Эти образцы были исключены из дальнейших исследований.

Направление стабильной (в предположении первичной) компоненты I выделено температурой и переменным магнитным полем. Чистка велась в скомпенсированном земном поле. На рис. 1 б, г представлены характерные кривые $I_n(t)$ и $I_n(h)$. В пределах 100°C и 100 эрстед в основном снимается вязкая компонента намагниченности. Стабильное направление I_n выделяется в пределах до 200—250 эрстед и в том же температурном интервале.

Стереограммы распределения направлений I_n (после чисток) в древней системе координат, т. е. в системе координат, связанной с пластами и повергнутой вместе с ними в момент возникновения складки, даны на рис. 2 а, в.

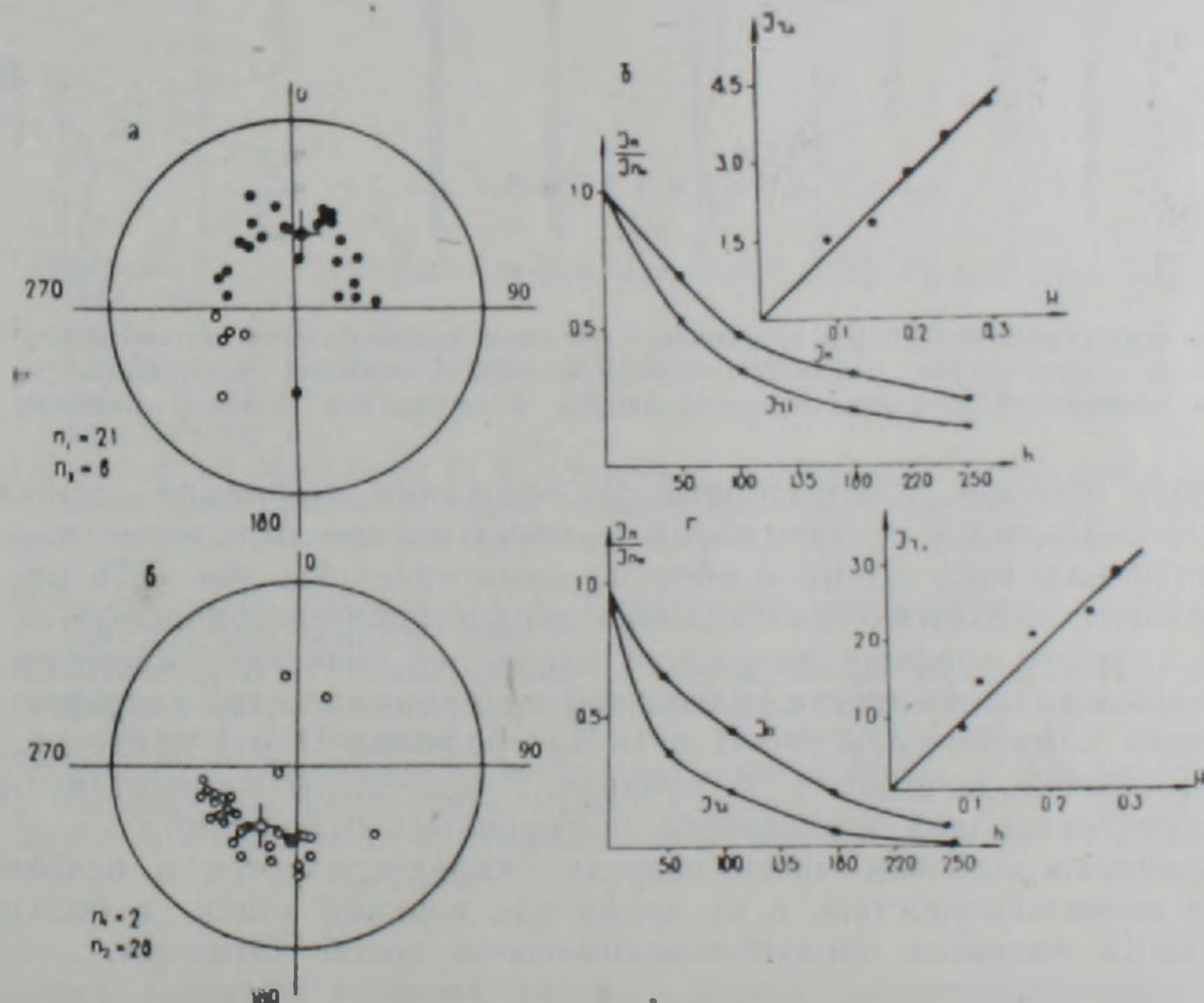


Рис. 2. Стереограммы распределения I_n в древней системе координат и кривые (1). а, б—песчаники и олигоцена, в, г—глины в эоцена.

Так как песчаники нижнего-среднего олигоцена Армении имеют в основном терригенный состав [1], то магнетит (выявленный по термомагнитному анализу) в них является обломочным минералом и носителем, по всей вероятности, ориентационной остаточной намагниченности. Для определения вида стабильной компоненты остаточной на-

магнитности песчаников и глины был применен метод сравнения параметров стабильности [4]. Основой этого метода является то, что разные виды намагнитности проявляют различную реакцию к воздействию размагничивающих факторов. Ввиду того, что основным ферромагнитным минералом в песчаниках и глинах является магнетит, то идеальная намагнитность создавалась в переменном поле порядка 1000 эрстед. На рис. 4 представлены графики зависимости $I_{ст}$ от постоянного поля и кривые размагничивания I_n и $I_{ст}$ переменным магнитным полем. Величина H_c в пределах от 0,15 до 0,4 эрстед. Известно, что ориентационная остаточная намагнитность, будучи стабильнее $I_{ст}$ к воздействию переменного поля, по величине в три и более раз меньше ее [7]. Как видно (рис. 2), кривые $I_n(h)$ идут выше кривых $I_{ст}(h)$, что свидетельствует об ориентационной природе стабильной части намагнитности глины верхнего эоцена и песчаников нижнего олигоцена разреза у с. Ланджар.

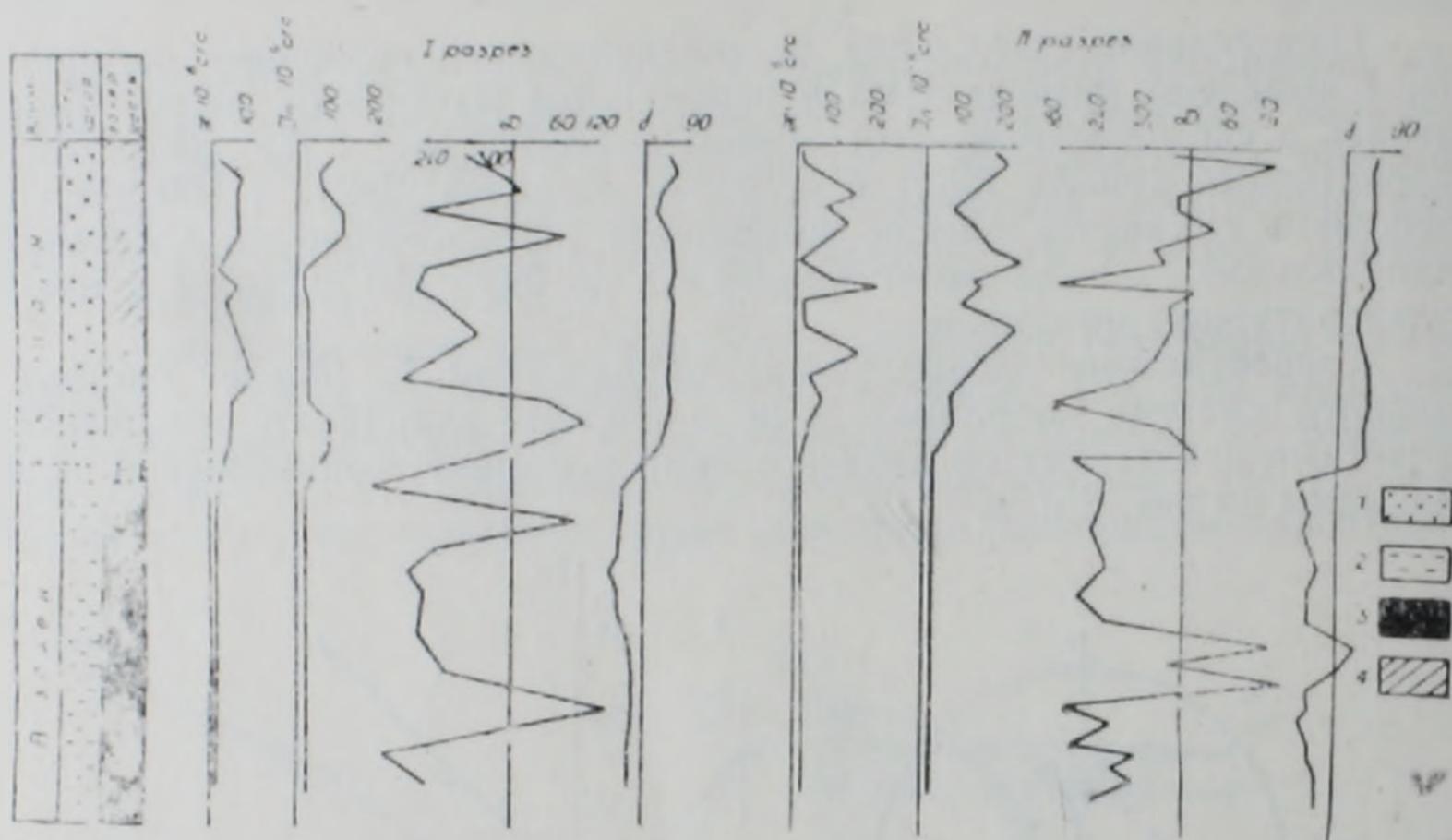


Рис. 3. Литологическая колонка и кривые изменения вдоль разреза магнитных и палеомагнитных параметров (масштаб схематический). 1—прямая полярность, 2—обратная полярность, 3—глины верхнего эоцена, 4—песчанники нижнего олигоцена,

Таким образом, лабораторные исследования позволили выявить следующее. Разрез у с. Ланджар в палеомагнитном отношении характеризуется наличием прямо и обратно намагнитченных зон. На рис. 3 представлена литологическая колонка верхнеэоцен-олигоценовых отложений, а также графики изменения вдоль нее значений естественной остаточной намагнитности, магнитной восприимчивости, направления остаточной намагнитности D и I . На графиках D и I приведены в древней системе координат. В таблице 2 приведены палеомагнитные характеристики пород верхнеэоцен-олигоценовых отложений.

Нижнеолигоценовая часть разреза характеризуется в основном прямой намагнитченностью, в то время как верхний эоцен в большей своей части является обратнонамагнитченной зоной. Отметим, что в обоих стратиграфических подразделениях имеются образцы, характеризующиеся направлением намагнитченности, противоположным знаку данной зоны.

Таблица 2

Возраст	$D_{ср}^0$	$I_{ср}^0$	α^0	K	$\psi_{ср}^0$	I_p^0	θ_1	θ_2
$F_{к3}^3$	208	-48	10	7.3	63	265	13	8
$P_{к3}^1$	8	49	12	7.8	78	190	16	10

На основании полученных данных можно предположить, что интервал разреза, где происходит смена литологического состава пород, по магнитным и палеомагнитным данным может рекомендоваться для проведения и стратиграфической границы между верхним эоценом и нижним олигоценом.

В работе [2] автор предлагает провести границу между верхним эоценом и олигоценом по основанию зоны *N. fabianii retiatus* шорахбюрской свиты Армении. Нами проведено сравнение палеомагнитных данных по нижнему олигоцену у с. Ланджар и ранее изученных образцов шорахбюрской свиты [5]. Хорошее соответствие их как по знаку намагниченности, так и по палеомагнитным полюсам может служить доводом в пользу такого предложения. Обратная зона в верхнем эоцене у села Ланджар коррелируется с идентичными зонами, выявленными по эффузивам Армении [5].

Сравнение палеомагнитных результатов по разрезу у с. Ланджар со сводным палеомагнитным разрезом юга СССР [6] выявило их соответствие, а именно, в гиперзоне Хорезм (от середины маастрихта до верхнего эоцена), кровля верхнего эоцена характеризуется обратной полярностью, а основание нижнего олигоцена в гиперзоне Согдиан (олигоцен-неоген) — является зоной прямой полярности.

Институт геофизики
и инженерной сейсмологии
АН АрмССР

Поступила 15.IV.1988.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 258 с.
2. Габриелян А. А. О границе эоцена и олигоцена (по материалам Армении). — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, № 3, с. 3—11.
3. Григорян С. М. Нуммулиты и орбитолды Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 218 с.
4. Безуглая Л. С., Мартынова Т. А., Петрова Г. Н., Рыбик Р. С. Выяснение происхождения намагниченности пород методом сравнения характеристик стабильности на примере железистых кварцитов. — Изв. АН СССР, серия геофиз, 1962, № 4, с. 514—523.
5. Минасян Дж. О., Караханян А. К. Геомагнитное поле в Армении в кайнозойе. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 170 с.
6. Молоствовский Э. А. Новые данные по палеомагнитной шкале СССР и некоторые общие вопросы магнитостратиграфии. — В кн.: Современное состояние исследований в области геомагнетизма. Москва: Наука, 1983, с. 143—162.
7. Петрова Г. Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях. — В кн.: Геомагнитные исследования. Москва: Советское радио, 1977, с. 40—48.
8. Храмов А. И., Шолто Л. Е. Палеомагнетизм. Ленинград: Недра, 1967, 251 с.

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

В реплике Г. И. Тер-Степаняна «Странная логика» (см «Известия АН АрмССР, Науки о Земле», № 3, 1988 г.) оспариваются рекомендации, рассмотренные в статье коллектива авторов (А. Т. Асланян, Ф. О. Аракелян, К. А. Агамалян, А. Х. Баграмян, Р. Т. Джугарян, Б. Ц. Еремян, Д. И. Сихарушадзе, Н. П. Тутберидзе) «Анализ сейсмических условий района Армянской атомной электростанции (Араратская долина)». Статья была опубликована в 1982 г. Г. И. Тер-Степаняна нашел возможным критиковать ее в 1988 г. после крупной аварии на Чернобыльской АЭС (1986 г.), когда всему миру стало ясно, что строить АЭС в густо населенных областях нельзя, независимо от геологических условий*. В телепередаче (июль 1987 г.), организованной по инициативе Совета Министров Армянской ССР (руководитель передачи зам. председателя Совета Министров Ю. Е. Ходжамирян), авторы статьи поручили мне ставить вопрос о ликвидации Армянской АЭС и прекращении всяких работ по проектированию II очереди АЭС и могильника при ней для захоронения радиоактивных отходов. Такое заявление было сделано мною от имени всего авторского коллектива в названной телепередаче. Текст его находится в редакции телепередач в документе под названием «О сейсмических условиях Армянской АЭС», программа «Беседа за круглым столом» на тему «Перспективы развития энергетики в Армянской ССР» (руков. Ю. Е. Ходжамирян).

Выбор места для строительства АЭС в Октемберянском районе в пределах лавовых полей к северу от оз. Айгер-лич произведен в 1967 г. рабочей группой Института «Теплоэлектропроект» Министерства энергетики и электростанций СССР (без участия представителей геологических организаций АрмССР). Указанный институт поручил производство инженерно-геологических изысканий площадки АЭС институту «Армгидроэнергопроект», а инженерно-сейсмологические исследования—Институту геофизики и инженерной сейсмологии (ИГИС) АН АрмССР. Работы выполнялись ими по договору в течение 1968—1976 гг., отчеты по этим работам приняты с высокой оценкой (рецензенты из Института физики Земли АН СССР, треста «Спецгеофизика» института ВНИИГеофизика МингеоСССР и др.). В отчетах дана положительная рекомендация как по участку I очереди АЭС, так и по II очереди (1973 г.).

При этом имелось в виду, что II блок по своей конструкции принципиально отличается от I очереди и допускает возможность сооружения вокруг ядра этого блока трех мощных защитных оболочек, исключающих утечку радиации радиоактивных веществ. Кроме того, во II блоке предусматривалась автоматизация для остановки работы реактора при землетрясениях силой 6 баллов и более. Дополнительным бурением, выполненным Управлением геологии Армянской ССР, было показано, что под территорией АЭС на складчатом комплексе имеется располагается толща плиоцен-четвертичных лав (частично оплавленных) мощностью 400 м, которая следов сейсмодислокаций не обнаруживает.

По мнению Г. И. Тер-Степаняна, наиболее опасным признаком сейсмичности является наличие разломов и четвертичных вулканов (по данным сейсморазведочных работ, к СЗ от АЭС в толще миоценовых отложений намечается малоамплитудный разлом СВ-ЮЗ простирания, а вулканические шлаковые конусы района, по данным Института геологических наук, имеют раннечетвертичный возраст). Коль скоро речь идет о вероятностной основе прогноза и о процессах, связанных с радиоактивными субстанциями, то, исходя опять-таки из опыта Чернобыльской станции, мы не настаиваем на прежней своей рекомендации. Отметим также, что в то время (до Чернобыльской аварии) каких-либо конкретных отрицательных обстоятельств для АЭС не указывалось также в монографии акад. А. А. Габриеляна с соавторами (1981 г.), посвященной вопросам сейсмотектоники Армянской ССР (в этой работе довольно детально описываются сейсмические условия Араратской котловины, включая район АЭС).

После Чернобыльской аварии все подходы к строительству АЭС и городов вокруг них резко изменились. В прессе и в официальных плановых документах неоднократно сообщалось (1986—1988 гг.), что в Армении II очередь АЭС строиться не будет, могильник для радиоактивных отходов также не будет строиться, а действующая I очередь АЭС будет или ликвидирована, или реконструирована для других целей после того, как в гор. Раздане будет завершено строительство ГРЭС мощностью 1200 МВт. Об этом сообщил председатель Совета Министров Армянской ССР акад. Саркисян Ф. Т. на общем собрании Академии наук 30 декабря 1986 г. Основные сведения, приведенные в данном примечании, можно найти в книге С. В. Бадаляна «Институту геофизики и инженерной сейсмологии 25 лет», (Изд. АН АрмССР, Ереван, 1986, с. 46—48) и в ряде архивно-фондовых документов и рукописных материалах, с которыми были ознакомлены ответственные работники редакции «Известия АН АрмССР, Науки о Земле».

* Следует отметить, что критическая статья Г. И. Тер-Степаняна была написана задолго до аварии на Чернобыльской АЭС в 1976 г. (ред.)

Авторы критикуемой статьи (А. Т. Асланян и др.), опубликованной в 1982 г., учитывая трагический опыт Чернобыльской АЭС (взрыв в реакторе по техническим причинам), считают, что АЭС в густо населенном районе Араратской долины должна быть ликвидирована. Равным образом должны быть аннулированы имеющиеся положительные геологические рекомендации по обоснованию строительства II очереди АЭС, как не отвечающие новейшим требованиям МАГАТЭ, разработанным с учетом последствий Чернобыльской катастрофы.

От имени коллектива авторов А. Т. АСЛАНЯН