

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



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

ԽՈՐԱԴՐԱԿԱՆ ԿՈԼԼԵԿԻԱ

ՀԽՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀԽՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Հ. Դար-
բիկյան, (պատասխանատու խմբագիր), Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. է. Խ. Ղուկյան,
ՀԽՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ս. Վ. Դերիզուրյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ի. Կա-
րապետյան, ֆիզ.-մատ. գիտ. թեկն. Ն. Կ. Կարապետյան, Երկրա-հանք. գիտ.
թեկն. Բ. Մ. Մելիքսեթյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Սիրիբանյան, Երկրա-
հանք. գիտ. դոկտ. Ս. Ն. Նուգաբեկյան, Երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Մ. Ս. Սարյան,
ՀԽՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Դ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս.
Ֆառամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)։

Պատասխանատու քարտուղար՝ է. Ա. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член.-корр. АН АрмССР А. Б. Багдасарян, акад. АН АрмССР А. А. Габрислян (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 И. 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. Фармазян (зам. ответственного редактора).

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова

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

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

© Издательство АН Арм. ССР

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1989

Ր Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ ՈՒ Ն

Ա. Հ. Գարրիկյան, Գ. Պ. Սիմոնյան, Ս. Ա. Փիրուզյան, Է. Գ. Գեոդակյան. Հայկական ԽՍՀ տարածքի սեյսմիկ շրջանացման նոր սխեման	3
Գ. Պ. Սիմոնյան. 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժի առաջացման սեյսմատեկտոնական պայմանները	11
Ա. Հ. Գարրիկյան. Հայկական լեռնաշխարհի ու հարակից շրջանների սեյսմատեկտոնիկա	19
Ս. Ն. Նազարեդյան. 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժի հետադարձ կանխադուշակումը	30
Ն. Կ. Կառապետյան. 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժի, Երա ֆորշոկի և աֆտերշոկների ռելիեֆի մեխանիզմը և լարված վիճակը	37
Ա. Ս. Կարախանյան, Է. Ն. Կառապետյան, Ս. Ա. Ավետիսյան. Ակտիվ կողաշարժային տեղախախտումների հոտարհամար-Սզուկի ռեգիոնի վրա	46
Ս. Ռ. Հովհաննիսյան, Ա. Հ. Սիմոնյան, Հ. Ա. Հակոբյան, Վ. Ս. Դասուպետյան. Երկրաշարժերի երկրամագնիսական նախանշանների ուսումնասիրման վերաբերյալ	50
Ի. Բ. Սարգսյան, Կ. Ն. Արմենակյան, Ա. Ռ. Առաքելյան. Շիրակի տեղիգոնի տեկտոնիկական կառուցվածքի մասին «Զերեպախա» կայանների նոր տվյալների լույսի ներքո	50

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

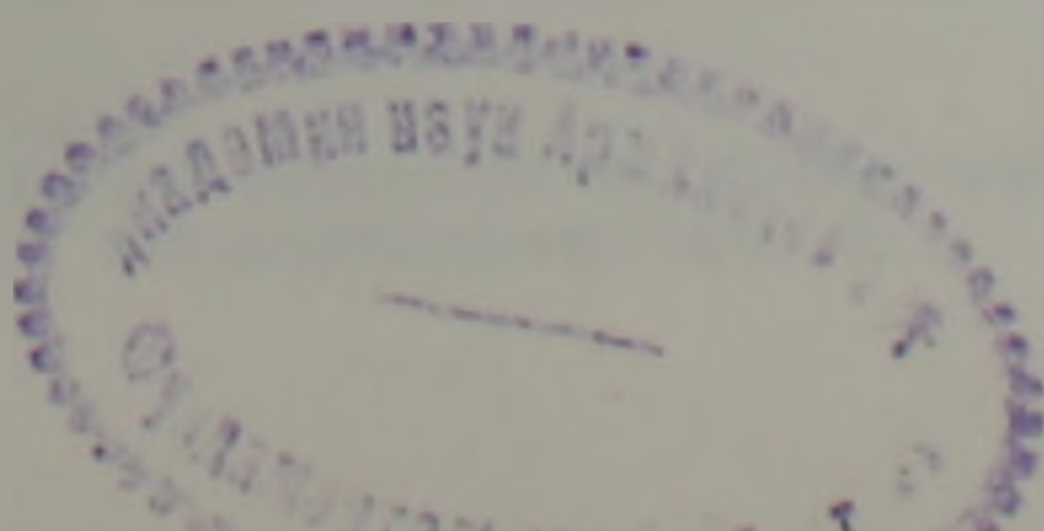
Ռ. Պ. Մարտիրոսյան, Լ. Ա. Մխիթարյան, Կ. Ա. Տոնոյան, Ֆ. Կ. Գրիգորյան. 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի երկրաշարժի ուժեղ շարժումների գործիքային տվյալների վերլուծությունը	68
Վ. Գ. Գրիգորյան, Ա. Ա. Հովսեփյան. Սպիտակի երկրաշարժի մակրոսեյսմիկ ազդեցությունը լեռնաշխարհի տարածքի վրա՝ Որոշ նախնական արդյունքներ	74

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Габриелян, Г. П. Симонян, С. А. Пирузян, Э. Г. Геодакян. Новая схема сейсмического районирования территории Армянской ССР	3
Г. П. Симонян. Сейсмоструктурное условие возникновения Спитакского землетрясения 7.XII.1988 г.	11
А. А. Габриелян. Сейсмоструктурная Армянского нагорья и сопредельных регионов	19
С. Н. Назаретян. Ретроспективный прогноз Спитакского землетрясения 1988 г.	30
Н. К. Карапетян. Механизм и напряженное состояние очагов Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года, его форшока и афтершоков	37
А. С. Караханян, Э. Х. Харазян, С. А. Аветишян. Хонарасар-Цхукская региональная зона активных сдвиговых дислокаций	46
С. Р. Оганесян, А. О. Симонян, Г. А. Акопян, В. С. Гаспарян. Об изучении геомагнитных предвестников землетрясений	50
И. Б. Осипов, К. Х. Арменакаян, А. Р. Аракелян. О тектоническом строении Ширакского полигона в свете новых данных станций «Черепаша»	60

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. П. Мартirosян, Л. А. Мхитарян, К. А. Тоноян, Ф. К. Григорян. Анализ инструментальных данных сильных движений Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г.	68
В. Г. Григорян, А. А. Овсепян. Макросейсмический эффект Спитакского землетрясения на территории г. Ленинакан. Некоторые предварительные результаты	74



CONTENTS

<i>A. H. Gabrielian, G. P. Simonian, S. S. Piruzian, E. G. Gueodakian.</i> The Armenian SSR territory seismic zoning new scheme	3
<i>G. P. Simonian.</i> The seismotectonic conditions of the Spitak earthquake. — December 7, 1988. origin	11
<i>A. H. Gabrielian.</i> The seismotectonics of the Armenian highland and adjacent regions	19
<i>S. A. Nazaretian.</i> A retrospective prognostication of the Spitak earthquake, 1988	29
<i>N. K. Karapetian.</i> The Spitak earthquake December 7, 1988, its foreshock and aftershocks foci mechanism and stressed conditions	36
<i>A. S. Karakhanian, E. Kh. Kharazian, S. A. Avetisyan.</i> The Khonakhasar-Tzeghuk regional zone of active shift dislocations	45
<i>S. R. Hovhannisian, A. H. Simonian, H. A. Hakopian, V. S. Gasparian.</i> On the earthquakes geomagnetic precursors investigation	49
<i>I. B. Ostpov, K. Kh. Armenakian, A. R. Arakellian.</i> On the Shirak polygon tectonic structure in the light of "Cherepakha" stations new data	59

SHORT REPORTS

<i>R. P. Martirosian, I. A. Mkhartarian, K. A. Tonoyan, F. K. Grigorian.</i> The Spitak earthquake, December 7, 1988, strong movements instrumental data analysis	67
<i>V. G. Grigorian, A. A. Hovsepian.</i> The Spitak earthquake macrosismic effect on the Leninakan territory. Some preliminary results	73

А. А. ГАБРИЕЛЯН, Г. П. СИМОНЯН, С. А. ПИРУЗЯН, Э. Г. ГЕОДАКЯН

НОВАЯ СХЕМА СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

В свете новых данных, полученных в результате научного анализа последствий Спитакского землетрясения 1988 г., а также критического анализа исторических данных о сильных землетрясениях прошлого, составлена новая схема сейсмического районирования территории Армянской ССР. Выделены 9- и 8-балльные области сотрясения и зоны наиболее вероятного возникновения очагов землетрясений.

На нормативной карте СР-78 на территории Армянской ССР выделены 7- и 8-балльные зоны сейсмического сотрясения и зона ВОЗ ($M=6,1-7,0$) вдоль юго-западной, южной и западной границ республики.

Однако, накопленные новые геолого-геофизические и сейсмологические материалы, предварительные результаты пересмотра исторических данных о сильных землетрясениях прошлого, а самое главное — десятибалльное Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. с магнитудой $M=7,0$, которое не имело аналогов среди известных нам землетрясений Кавказа, сделали необходимым составление новой схемы сейсмического районирования с целью количественной оценки параметров сейсмической опасности для планирования и ведения капитального строительства. Карта является временной, она составлена по методике и легенде [5].

В составлении новой схемы сейсмического районирования Армянской ССР, кроме авторов, принимали участие сотрудники ИГИС АН АрмССР А. Г. Бабаджанян, М. С. Бадалян, С. Н. Назаретян. Общее научное руководство осуществлялось А. А. Габриеляном.

Основные данные о наиболее сильных землетрясениях

Первое упоминание о разрушительном землетрясении в пределах Армянского нагорья относится ко времени до нового летоисчисления — 550 г. д. н. э. Мовсес Хоренаци, летописец-историограф V века, в своем знаменитом труде «История Армении» указывает, ссылаясь на греческий источник, что за несколько веков до нашей эры на горе Арарат случилось катастрофическое землетрясение, в результате которого на северо-западном склоне горы образовался провал крупных размеров. Он хорошо виден невооруженным глазом с большого расстояния, например, из г. Еревана. Размеры этой дислокации, образованной в вулканических (скальных) породах, составляют: длина — 10 км, ширина — 1 км, глубина — несколько сот метров.

В новом сейсмическом каталоге СССР параметрам этого землетрясения даны оценки — $J_0=9$; $M=6,6$; $H=15$. При указанных выше размерах сейсмодислокации, вызванной этим землетрясением, его интенсивность, по-видимому, можно принять как минимум равной 9—10 баллам. А это приводит, при сохранении глубины очага $H=15$ км, к величине магнитуды от 6,8 до 7,1 согласно номограммам макросейсмического поля, приведенным в том же каталоге [4].

Двинское землетрясение 893 г. Землетрясение было, по данным историков-современников, опустошительным. Оно произошло ночью и, согласно данным Ованеса-католикоса, сопровождалось сильным грохотом и сотрясениями, приведшими к большим разрушениям спящего города Двина. Упали высокие ограды, дворцы правителей, дома воинов, церковь Аствацацин, патриаршие покои и другие капитальные

* Данные эти получены русскими военными инженерами, проводившими здесь полевые исследования в связи с Араратским землетрясением 1840 г.

дома. Ненсчислимое количество жертв было погребено под развалинами или осталось в расщелинах и пропастях.

В новом каталоге интенсивность этого землетрясения оценена в $I_0 = 8-9$. При указанном выше эффекте разрушений, вызванных этим землетрясением, вполне можно признать верхнюю грань диапазона интенсивности, т. е. принять $I_0 = 9$ баллов*.

Гарнийское (Ереванское) землетрясение 1679 г. Описано тремя историками-очевидцами весьма подробно и красочно. Настолько подробно, что ими указывается также эпицентр землетрясения—район с. Гарни. Землетрясение шло со стороны Гарни на Ереван и Араратскую долину. Указаны названия разрушенных крепостей, храмов и церквей, всего 11 культовых сооружений, в том числе языческий храм Трдата античной архитектуры в Гарни и 3 церкви в Ереване. Названы также разрушенные населенные пункты—г. Ереван, села Гарни, Норагавит, Норагюх, Норк, Гамрез, Дзорагюх. Общее число жертв составляет 7600 человек. Указано, что остались в сохранности Эчмиадзинские храмы (3 объекта), которые находились относительно далеко от эпицентра.

Интенсивность этого землетрясения, конечно, была не менее 9 баллов (в каталоге она отмечена как 8—9-балльная). При такой величине интенсивности в эпицентре и глубине очага $H=15$ км диапазон магнитуд M охватит величины от 6,3 до 6,8, в соответствии с указанными выше номограммами.

Следы этого землетрясения в современном рельефе отчетливо выражены в виде палеосейсмодислокаций на участке с. с. Гегадир-Гарни и на склоне г. Еранос.

Араратское землетрясение 1840 г. Оно хорошо описано. Его последствия по свежим следам обследовала экспедиция русских военных инженеров во главе с майором Воскобойниковым. Разрушительное действие этого землетрясения распространилось на огромной территории. Особенно большие разрушения, кроме как на склонах г. Арарат, распространились также к востоку и западу от Арарата.

Землетрясение сильно ощущалось и вызвало небольшие повреждения на большом удалении от эпицентра—в Тбилиси (250 км), Нахичеване (120 км), Шуше (230 км), Карабахе (240 км), Берде (175 км), Агулисе (225 км).

При этом землетрясении образовались крупные изменения в рельефе и значительные сейсмодислокации как на склонах г. Арарат (камнепады, грязе-селевые потоки), так и в долине реки Аракс (фонтанирование разжиженного песка на припойменной террасе, образование водопадов в ложе реки).

Известный естествоиспытатель прошлого столетия Г. Абиш считает Араратское землетрясение наисильнейшим и интереснейшим землетрясением XIX в., происшедшим в Армении.

В новом каталоге это землетрясение отмечено как 8—9-балльное ($M=6,7$, $H=18$ км). Н. Амбресейс на основе анализа разрушений на территории Турции, к югу от г. Арарат, оценивает интенсивность землетрясения в 9 баллов и магнитуду $M=7,0$, что является вполне правдоподобным.

Ленинаканское землетрясение 1926 г. Состояло оно из трех толчков—4—5 баллов, 7—8 баллов и третий, главный толчок с суммарным эффектом в 8—9 баллов. Магнитуда землетрясения была относительно невелика, $M=5,7$, но маленькой была и глубина очага (около 7 км). Землетрясение вызвало большие разрушения в 44 населенных пунктах эпицентральной области.

Зангезурское землетрясение 1931 г. Землетрясение охватило большую площадь. Разрушены или сильно повреждены около 100 селений. На карте изосейст, составленной Г. П. Горшковым, имеются две не-

* Здесь и в дальнейшем, при оценке интенсивности землетрясений, мы не касаемся анализа грунтовых условий и динамических характеристик сооружений. Это предмет специального исследования.

большие площади 9-балльной интенсивности. В новом каталоге это землетрясение отмечено параметрами: $J_0=8-9$, $H=22$, $M=6,3$.

Интересно отметить, что в Атласе землетрясений СССР 1962 г. магнитуда этого землетрясения принята равной $M=6,5$, а по интенсивности оно отнесено ко II группе, что в свою очередь приводит к 9-балльной интенсивности в эпицентре.

Спитакское землетрясение 1988 г. В эпицентральной области максимальная интенсивность этого землетрясения большинством исследователей оценена 10 баллами. Магнитуда оценена в пределах 6,9—7,1. Город Спитак и многие деревни в Спитакском и Гугаркском районах разрушены почти полностью. Значительно пострадали также города Ленинакан, Кировакан и Степанаван. В Ленинакане сила землетрясения достигла 9 баллов, а в Кировакане и Степанаване—8 баллов. Землетрясение ощущалось на огромных расстояниях. Образовалась большая сейсмодислокация протяженностью около 10 км.

Следует добавить, что в пограничных с Арменией районах Турции и Азербайджана также имеется ряд 9-балльных землетрясений, магнитуды которых колеблются от 6,8 до 7,3. Ими являются Гянджинское землетрясение 1139 г., в результате чего произошли крупные обвалы и оползни, запрудившие долину реки и образовавшие оз. Гей-гель, Дилманское землетрясение 1930 г., землетрясение Варто 1966 г., Ванское (Чалдыранское) землетрясение 1976 г. и др. Они представляют определенный интерес, потому что очаги этих землетрясений контролируются сейсмогенными структурами, проходящими через Армению и ответственными за уровень сейсмоактивности значительной части ее территории.

Сеймотектоника

Сейсмическая активность территории Армянской ССР обусловлена рядом геолого-геофизических и сейсмологических критериев, наиболее важными из которых являются: амплитуда неотектонических и современных движений и их дифференцированный характер, градиент этих движений, возраст складчатости, соотношения плана новейших и более древних структур, наличие разнонаправленных глубинных и региональных активизированных разломов общекавказского и антикавказского направлений, характер существующих сейсмических узлов, геофизических полей, сейсмичности и т. д. [1]. Для решения вопроса сейсмического районирования следует применять методику комплексного анализа всего материала, так как каждый из приведенных критериев в отдельности не даст однозначного ответа для достижения поставленной задачи, хотя некоторые из них являются универсальными.

Территория Армянской ССР (рис. 1) расчленяется на три структурно-формационные или геотектонические зоны (мегаблоки): Алаверди-Кафанская, Базум-Зангезурская и Приараксинская, которые соответствуют основным мегаформам рельефа. Эти зоны различаются по комплексу геологических признаков, геофизических характеристик и сейсмичности [3].

Алаверди-Кафанская зона охватывает северо-восточный и юго-восточный склоны Малого Кавказа. Это эвгеосинклинальная складчатая зона раннеальпийского -юра-раннемелового заложения. Характеризуется относительным максимумом силы тяжести. В неотектоническом плане выделяется как зона моноклинального поднятия северо-восточного склона Малого Кавказа с унаследованными от мезозоя и в прямой форме выраженными в рельефе инверсионными структурами, испытавшими в неотектоническом этапе умеренное (до 2000 м) устойчивое, слабо дифференцированное поднятие. Зона характеризуется относительно слабой сейсмичностью (7—8 баллов).

Базум-Зангезурская зона охватывает центральную, наиболее поднятую часть Малого Кавказа и объединяет Севано-Ширакскую эвгеосинклинальную и Анкаван-Зангезурскую геоантиклинальную подзоны.

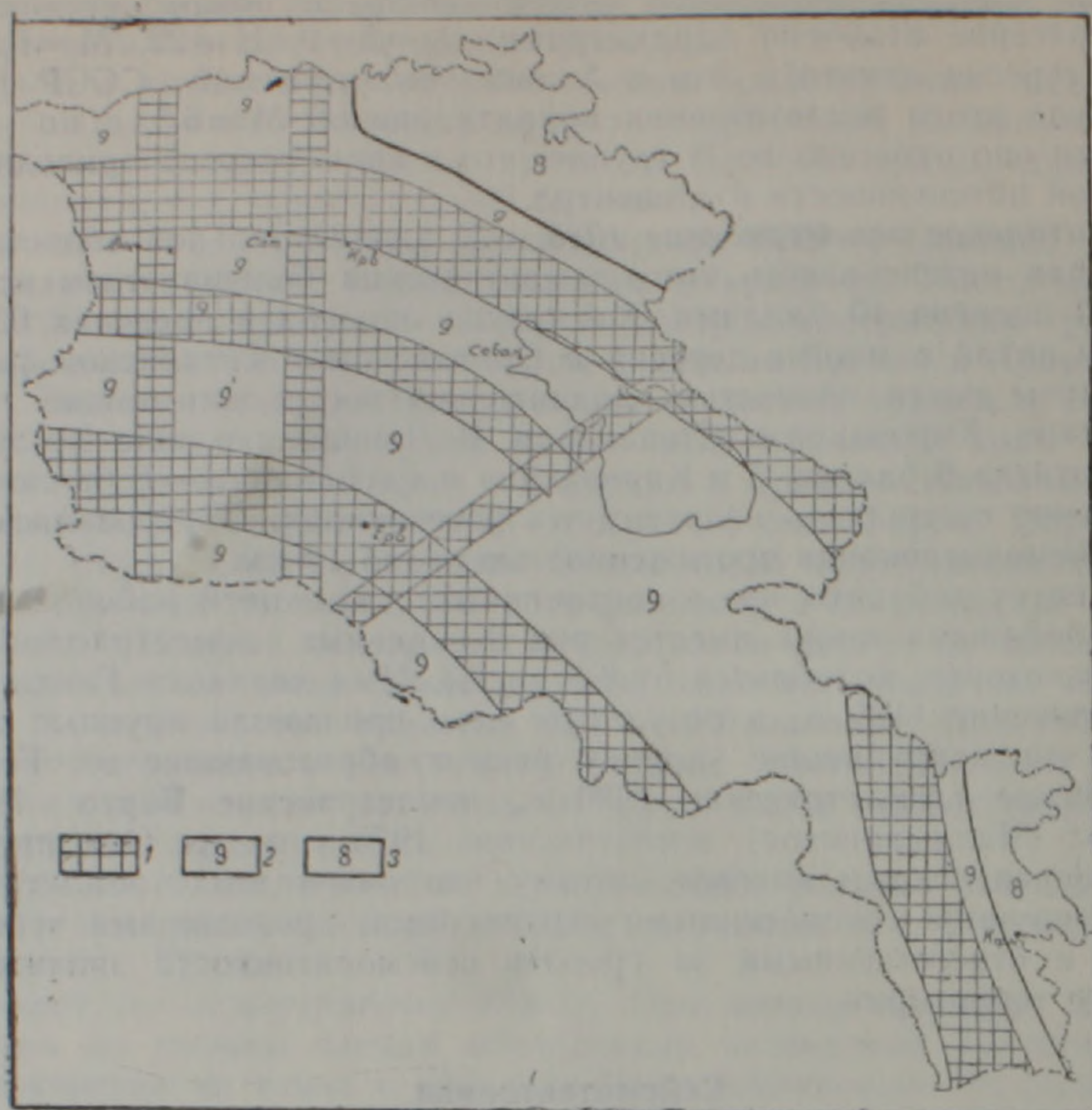


Рис. 1. Временная схема общего сейсмического районирования территории Армянской ССР. 1. Зона ВОЗ: $M=6,7-7,0$, сотрясения в 9—10 баллов. Области сотрясений: 2—в 9 баллов, 3—в 8 баллов.

Севано-Ширакская подзона заложена в поздне-юр-раннем мелу и характеризуется широким развитием пород офиолитовой формации. Анкаван-Зангезурская подзона заложена в позднем мелу и характеризуется широким развитием магматизма и эндогенной минерализации. В геофизическом отношении это зона центрального относительно-го минимума силы тяжести.

Базум-Зангезурская зона высокой контрастности новейших тектонических движений характеризуется резко дифференцированными сводово-блоковыми поднятиями с общей амплитудой поднятия до 3,5—4 км. Для зоны характерно интенсивное развитие новейшего вулканизма и высокая сейсмичность—8—10 баллов.

Приараксинская зона расположена в юго-восточной части территории Армении и состоит из Еревано-Ордубадского синклинория и Среднеараксинской межгорной впадины. Она характеризуется суб-платформенным режимом развития в герцинском тектоническом этапе и миоэо-синклинальным—в альпийском. Эта зона соответствует юго-западному гравитационному относительно-му максимуму.

Еревано-Вайкская часть зоны характеризуется умеренно дифференцированными поднятиями с амплитудой неотектонических движений до более 2500 м. Среднеараксинская впадина состоит из погребенных горстовых поднятий и грабенов, которые были заложены в начале миоцена, и характеризуется резко дифференцированными неотектоническими движениями. Зона характеризуется высокой сейсмичностью—9 баллов.

Из сейсмотектонических критериев исключительно велика роль разрывных нарушений в формировании современного облика складчатого-блокового строения и сейсмичности территории Армении. Все разломы, установленные геолого-геофизическими исследованиями, делятся

на глубинные и региональные. Первые ограничивают геотектонические зоны альпийского этапа и крупные блоки, а вторые—в свою очередь дробят их на более мелкие блоки. Почти все они активно действовали в неотектоническом этапе и поэтому хорошо выражены в современном рельефе. По направлению они делятся на северо-западного (общекавказского) и близширотного, близмеридионального и северо-восточного (антикавказского) простирания.

Из зон глубинных разломов общекавказского простирания наиболее важными являются Базум-Севанская, Анкавано-Зангезурская и Ереванская, которые отделяют Алаверди-Кафанский блок от Базум-Севанского, а последний—от Приараксинского и образуют три зоны ВОЗ, которые генерируют наиболее сильные землетрясения территории. Все они древнего (палеозойского и юрско-мелового) заложения. Региональные разломы молодые—палеогенового и неогенового возраста.

Наиболее крупной зоной дислокаций антикавказского простирания является Транскавказская, которая от Ставропольского выступа на севере, через Дзирульский массив, Ахалкалакское вулканическое нагорье и массив г. Арагац, пересекая р. Аракс, через горный массив Арарат тянется к оз. Ван на юге [2]. С ней связан ряд 7-, 8- и 9-балльных землетрясений Большого Кавказа, Ахалкалакской и Джавахетской группы очагов, Аруч-Игдырские. Ванские землетрясения, Дманисское, Мцхетское, Спитакские землетрясения, Араратская, Баязетская группа очагов и др. В пределах Армянской ССР Транскавказская зона поднятий с запада и востока ограничена соответственно Джанфида-Гукасянским и Маркара-Спитак-Степанаванским разломами. К антикавказским сейсмогенным разломам относятся также Севан-Араратский, Раздан-Агстевский, Азатек-Зодский, Вохчинский, Араксинский и другие, на участках сочленения которых с разломами общекавказского простирания часто наблюдается локализация очагов разрушительных землетрясений с интенсивностью, достигающей до 9 баллов. Говоря о роли разломов в проявлении сейсмичности, следует отметить также о большом значении дизъюнктивных узлов (Двин, Арарат, Ани, Паракар, Вайоцзор, Зангезур и др.).

Сейсмическое районирование

При составлении временной схемы СР-89 в масштабе 1:1000000 в основу положены структурные, историко-геологические, геофизические и сейсмологические показатели. Исходя из этих показателей, на территории Армении выделяются три зоны ВОЗ* общекавказского простирания шириной 10—20 км и столько же зон антикавказского направления, соответствующие глубинным и региональным разломам. Эти зоны ВОЗ не отличаются по степени сейсмоактивности и могут генерировать землетрясения в диапазоне магнитуд 6,1—7,0 с интенсивностью 9 и 8 баллов, а местами и 10 баллов. Выделяются две области сейсмической опасности, в которых 8- и 9-балльные сотрясения распространяются от выделенных зон ВОЗ.

Большая часть территории республики выделена как область 9-балльных землетрясений. Это Араратская и Ширакская котловины с обрамлениями, западный Зангезур, Вайоцзор и значительная часть Центральной и Северо-Западной Армении.

К первой 9-балльной зоне ВОЗ относится полоса Ленинанкан-Спитак-оз. Севан. Район Ленинанкан-Спитак—один из самых сейсмоактивных узлов Кавказа. Здесь сливаются широтные Памбак-Севанский и парные Северо- и Южно-Базумские разломы, создавая Базум-Севанскую зону глубинного разлома (зона ВОЗ), которая является северо-восточным продолжением Северо-Анатолийской зоны раз-

*) ВОЗ—зона наиболее вероятного возникновения очагов землетрясений.

ломов. Здесь же указанная Базум-Севанская зона глубинного разлома на отрезке между Гукасяном и Степанаваном пересекается с Транскавказской зоной поперечных дислокаций. Как Северо-Анатолийская, так и Базум-Севанская зоны разломов сопутствуются офиолитовыми формациями пород юрско-мелового возраста. Это одна из наиболее активных неотектонических зон Армении, где на участке Спитак-Дилижан, по реке Памбак развиты средне-позднечетвертичные надразломные прогибы (Ширакамутский, Спитакский, Кироваканский, Маргаовитский), заполняющие их отложения и прослаивающие туфовые покровы местами дислоцированы. Высокая сейсмоактивность зоны ВОЗ доказывается здесь также очагами 7-балльных землетрясений на южном склоне Ширакского хребта (1928 и 1948 г.), в районах Спитака (1967, 1975 гг.), Семеновского перевала (1853 и 1945 г.), а также Спитакской катастрофой 1988 г.

Вторая 9-балльная зона ВОЗ соответствует Ереванскому парному глубинному разлому, которая располагается на юго-восточном продолжении Северо-Анатолийской зоны разломов и также сопровождается офиолитовой формацией. Эта зона также интенсивными дифференцированными неотектоническими движениями по разломам разбита на погребенные горстовые поднятия и грабен-впадины и также характеризуется высокой сейсмичностью. К ней приурочены очаги многочисленных землетрясений, в том числе 9-балльное Двинское 893 г., Гарнийское—1679 г., 8-балльное Аручское 972 г. и др.

Третья 9-балльная зона ВОЗ соответствует Анкаван-Зангезурской зоне глубинного разлома, которая геологически отчетливо выражена в западной и юго-восточной частях и относительно плохо—в центральной части, что связано с большим развитием здесь мощных неоген-четвертичных лавовых потоков. Западный и восточный отрезки разлома отнесены к 9-балльной, а центральный—возможно к 8-балльной зоне ВОЗ. Восточный (Зангезурский) отрезок зоны ограничен двумя крупными субпараллельными разломами глубинного заложения (Хуступ-Гиратахским и Дебаклинским), между которыми развита целая сеть разломов второго и третьего порядков, которые в совокупности создают общую зону глубинного разлома шириной 10—15 км. Кроме того, эта часть зоны характеризуется максимальной для территории Армении амплитудой неотектонических движений, достигающей 3,5—4,0 км. О современной активности зоны свидетельствует также приуроченность к ней очагов 9- и 8-балльных Зангезурских землетрясений 1931 и 1968 гг.

В районе пос. Сисиан указанная зона разветвляется. Восточная ветвь продолжается в меридиональном направлении и несколько юго-восточнее оз. Севан сливается с Базум-Севанской 9-балльной зоной, а западная протягивается вдоль р. Воротан и через пос. Джермук, юго-западное побережье оз. Севан, г. Раздан, р. Мармарик пересекает р. Ахурян южнее г. Ленинакана. Зона разлома ярко выражена в долине р. Мармарик, где разница залегания метаморфического фундамента на противоположных крыльях составляет более 5 км. В этой части зоны к ней приурочен очаг 8-балльного Цахкадзорского землетрясения 1827 г. и, по всей вероятности, на месте сочленения с Жанфида-Гукасянским разломом—очаг 9-балльного Ленинаканского землетрясения 1926 г. Отметим, что на юго-западном побережье оз. Севан, в зоне разлома верхнеплиоценовые озерные отложения отчетливо дислоцированы с падением пластов под углом 15—20°. К ней здесь приурочен эпицентр 7-балльного землетрясения района г. Камо.

Первые две зоны (Базум-Севанская и Ереванская) на гравиметрических картах хорошо выражены в виде мощных зон градиентов силы тяжести, а третья зона (Анкаван-Зангезурская) не выражается. Причина этого заключается, вероятно, в том, что к первым зонам приурочены офиолитовые формации, а последняя характеризуется внедрением альпийских интрузивных комплексов гранитоидного состава.

На схеме СР—89 масштаба 1:1000000, исходя из геолого-геофизической и сейсмологической обстановки, выделены 9- и 8-балльные районы сейсмического сотрясения. К 9-балльным отнесены районы, расположенные к юго-западу от Базум-Севанской и к западу от Хуступ-Гиратахской зон ВОЗ, а к 8-балльным—районы, расположенные северо-восточнее и восточнее этих зон, т. е. Базум-Зангезурская зона среднеальпийской складчатости и Приараксинская зона позднеальпийской складчатости отнесены к районам 9-балльной сотрясаемости, а Алаверди-Кафанская зона раннеальпийской складчатости—к 8-балльной сотрясаемости.

Новая схема СР—89 отвечает современным нашим представлениям и более точно отражает картину сейсмической опасности территории республики.

Академия наук АрмССР,
Ереванский госуниверситет,
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступил 20.VI.1980

Ա. Հ. ԳԱՐՐԻՆՆԱՆ, Գ. Պ. ՍԻՄՈՆՅԱՆ, Ս. Ա. ՓԻՐՈՒՋՅԱՆ, Է. Գ. ԴԵՈՂԱՎՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԽՍՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ՍԵՅՍՄՈԼՈԳԻ ՇՐՋԱՆԱՑՄԱՆ ՆՈՐ ՍԵՆՄԱ

Ա Վ Փ ո Փ ո լ մ

Սեյսմիկ շրջանացման ՍՇ—78 նորմատիվ քարտեզի վրա ՀԽՍՀ տարածքում առանձնացված են 7 և 8 բալայնության սեյսմիկ ցնցման մարզերը և երկրաշարժերի հնարավոր օջախների (եՀՈ) զոնա ($V=6,1-7,0$), որը ձրգվում է հանրապետության հարավ-արևմտյան, հարավային և արևմտյան սահմանների երկայնքով: Սակայն կուտակված հրկրաբանա-երկրաֆիզիկական, երկրաշարժաբանական հետազոտությունների արդյունքների և անցյալում տեղի ունեցած ուժեղ երկրաշարժերի վերաբերյալ պատմական տվյալների նախնական վերլուծությունը, ինչպես նաև Կովկասում իր նմանը չունեցող 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ին տեղի ունեցած Սպիտակի 10 բալանոց կործանիչ երկրաշարժը անհրաժեշտ դարձրին սեյսմիկ շրջանացման նոր քարտեզի կազմումը: Այն լայնորեն կօգտագործվի երկրաշարժից տուժած շրջաններում շինարարական աշխատանքների նախագծման ժամանակ: Սեյսմիկ շրջանացման նոր քարտեզի կազմմանը, հեղինակներից բացի, մասնակցել են նաև Հ. Գ. Բաբաջանյանը, Մ. Ս. Բադալյանը, Ս. Ն. Նազարեթյանը:

Քարտեզի կազմման հիմքում դրված են կառուցվածքային, պատմա-երկրաբանական, երկրաֆիզիկական և ինժեներա-երկրաբանական մի շարք ցուցանիշներ, այդ թվում ժամանակակից ու նորագույն տեկտոնական շարժումների ամպլիտուդը և դրանց սուրբհրակված բնույթը, ժալքավորման հասակը, տեկտոնական կառույցների հնագույն ու նորագույն պլանների փոխհարաբերությունը, սարաուղղություն (համա- և հակակովկասյան), խորքային ու ռեգիոնալ բեկվածքների առկայությունը, երկրաֆիզիկական դաշտերի և սեյսմիկության բնույթը և այլն:

ՀԽՍՀ տարածքը մասնատվում է երեք կառուցվածքային-ֆորմացիոն կամ հրկրատեկտոնական զոնաների (մեգաբեկորների)՝ Ալավերդի-Ղափանի, Թաղում-Ջանգեղուրի և Մերձարաքսյանի, որոնք միմյանցից բաժանված են խորքային բեկվածքների զոնաներով և համապատասխանում են ռելիեֆի հիմնական մեգաձևերին: Հոգվածում համառոտակիորեն տրվում են նշված զոնաների կառուցվածքային առանձնահատկությունները, նորագույն տեկտոնական

շարժումների ամպլիտուդան ու տարրերակված բնույթը, երկրաֆիզիկական բնութագիրն ու սեյսմիկ վարքագիծը, որոնք կարևոր նշանակություն ունեն սեյսմիկ շրջանացման համար:

Սեյսմատեկտոնական նախառնշաններից բացառիկ մեծ է խղումնային խախտումների դերը, որոնցով էլ պայմանավորված է հանրապետության տարածքի սեյսմաակտիվությունը: Սեյսմիկ շրջանացման քարտեզի վրա անջատված են երեք համակովկասյան (Բազում-Սևանի, Հանքավան-Զոնգեղուրի, Երևանյան) և երեք հակակովկասյան (Տրանսկովկասյան, Ախուրյանի, Արարատ-Սևանի) սեյսմածին զոնաները (ԵՀՈ զոնաներ), որոնց հետ են կապված ՀԽՍՀ տարածքում տեղի ունեցած երկրաշարժերի ճնշող մեծամասնությունը:

Հանրապետության տարածքի մեծ մասն առանձնացված է 9-բալայնության տակ, որի մեջ մտնում են Արարատյան և Շիրակի գոգավորությունները, Կենտրոնական և Հյուսիսային Հայաստանի զգալի մասը, Վայոց-ձորն ու Արևմտյան Զոնգեղուրը՝ հիմնականում ընդգրկելով միջին ու վերին ալպյան ժալրավոր մարզերը: 8-բալայնության տակ են անջատված ՀԽՍՀ տարածքի հյուսիս-արևելյան և հարավ-արևելյան հատվածները, որոնք ընդգրկում են Ալավերդի—Ղափանի վաղ ալպյան ժալրավոր մարզը:

ՍՇ—89 նոր սխեման առավել ստույգ է համապատասխանում մեր ժամանակակից պատկերացումներին և ավելի ճիշտ է արտացոլում հանրապետության տարածքի սեյսմիկ վտանգի պատկերը:

A. H. GABRIELIAN, G. P. SIMONIAN, S. A. PIRUZIAN, E. G. GUEODAKIAN

THE ARMENIAN SSR TERRITORY SEISMIC ZONING NEW SCHEME

A b s t r a c t

In the light of new data obtained as a result of the Spitak earthquake, December 7, 1988, consequences analysis, as well as the ancient strong earthquakes historical data critical analysis, the Armenian SSR territory seismic zoning new scheme is worked out. The earthquakes intensity 9 and 8 areas as well as the earthquakes foci formation the most probable zones are distinguished.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габриелян А. А., Пирюзян С. А. Сейсмоструктурная схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, № 4, с. 29—32.
2. Габриелян А. А., Пирюзян С. А., Чартарян Э. А. О сейсмичности транскавказской зоны дислокаций. — ДАН АН АрмССР, 1985, т. 40, № 1, с. 41—44.
3. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктурная Арммянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 270 с.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, 535 с.
5. Сейсмическое районирование территории СССР. гл. 17, Армения. М.: Наука, 1980, с. 131—137.

Г. П. СИМОНЯН

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЕ УСЛОВИЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ
СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 7 ДЕКАБРЯ 1988 г.

В статье рассматриваются некоторые факторы регионального и локального характера, обусловившие Спитакское землетрясение 1988 г. интенсивностью более 10 баллов в эпицентре и магнитудой $M=7,0$. Приводятся некоторые данные о морфологии новообразованного разрыва (сбросо-сдвига на поверхности и взбросо-сдвига на глубине) в зоне Памбак-Севанского разлома.

7 декабря 1988 г. в 11 часов 41 минуту, по местному времени, произошло опустошительное землетрясение, эпицентр которого находился в Спитакском районе Северной Армении. Интенсивность землетрясения в эпицентре превзошла 10 баллов, магнитуда— $M=7,0$. Спитакская катастрофа является самым сильным из сейсмических событий, имевших место на территории Армянской ССР, принесшим несколько десятков тысяч человеческих жертв. Оно привело к полному разрушению г. Спитака и значительному разрушению городов Ленинакана, Кировакана и Степанавана. Вследствие землетрясения разрушены и приведены в аварийное состояние тысячи домов в городах Дилижане, Иджеване, Алаверди, Калинин, Гукасяне, Амасии, Артике, Ахуряне, Севане, Раздане, Чаренцаване, Аштараке, Апаране, Талине и более 350 селений, а также в столицах Армении—Ереване и Грузии—Тбилиси. Землетрясение потрясло почти весь Кавказ. Его сила достигла в Ереване 6,5 балла, в Тбилиси—6 баллов, в Боржоме—6 баллов, в Гори—5 баллов, в Махачкале—3—4 балла и т. д. Приведенные сведения, во-первых, дают представление о масштабах распространения воздействия землетрясения, а во-вторых, они будут использованы при некоторых наших суждениях, когда речь пойдет о сейсмогенных зонах региона.

Вопреки исследователям, которые считают, что макросейсмический эпицентр Спитакского землетрясения находился в районе с. Ширакамут (вернее на ж. д. ст. Налбанд), наши полевые наблюдения показали, что эпицентр землетрясения находился в районе города Спитак, вернее между последним и селом Гехасар (на правом берегу р. Памбак—на северном подножье стыка Памбакского и Цахкунуцкого хребтов).

В результате землетрясения в зоне Памбак-Севанского глубинного разлома на земной поверхности образовался разрыв (сейсмотектоническая деформация) протяженностью более 10 км. Прослеживается он вдоль р. Памбак (в 3 км южнее русла реки) с юго-востока на северо-запад с азимутом простирания $300-310^\circ$. Начинается он у кладбища г. Спитака и в северо-западном направлении, пересекая седловину небольшой горки и два лога, доходит до восточного окончания с. Гехасар. Падает разлом на юго-запад под углом $80-85^\circ$ в центральной его части (т. е. в эпицентре), выходясь на флангах до 60° . На поверхности разрыв правостороннего сбросо-сдвигового типа с амплитудой вертикального перемещения до 1,5 м в эпицентре и 50—60 см на флангах (рис. 1). Большое скопление афтершоков на северо-восточном крыле разлома позволяет сделать предположение, что на глубине сбросо-сдвиг переходит в взбросо-сдвиг с падением на СВ под углом 45° . Амплитуда горизонтального смещения оценивается в несколько десятков сантиметров. На всяком боку разрыва образовалась зона трещиноватости (зияющая трещина), которая шириной 25—30 м сопровождает основной сейсмический шов (рис. 2). Эпицентр расположен в зоне Памбак-Севанского глубинного разлома, в гидротермально-измененных туфогенных породах среднего эоцена. Кроме указанного, большое количество зияющих трещин субширотного и ре-

же субмеридионального простирания зафиксировано по дороге г. Спитак—г. Ленинакан до западного борта Джаджурского перевала. Их особенно много не доезжая до с. Ширакамут, т. е. ближе к району расположения основного сеймотектонического разрыва. Они в основном сбросового и, реже, сбросо-сдвигового типа с амплитудой верти-

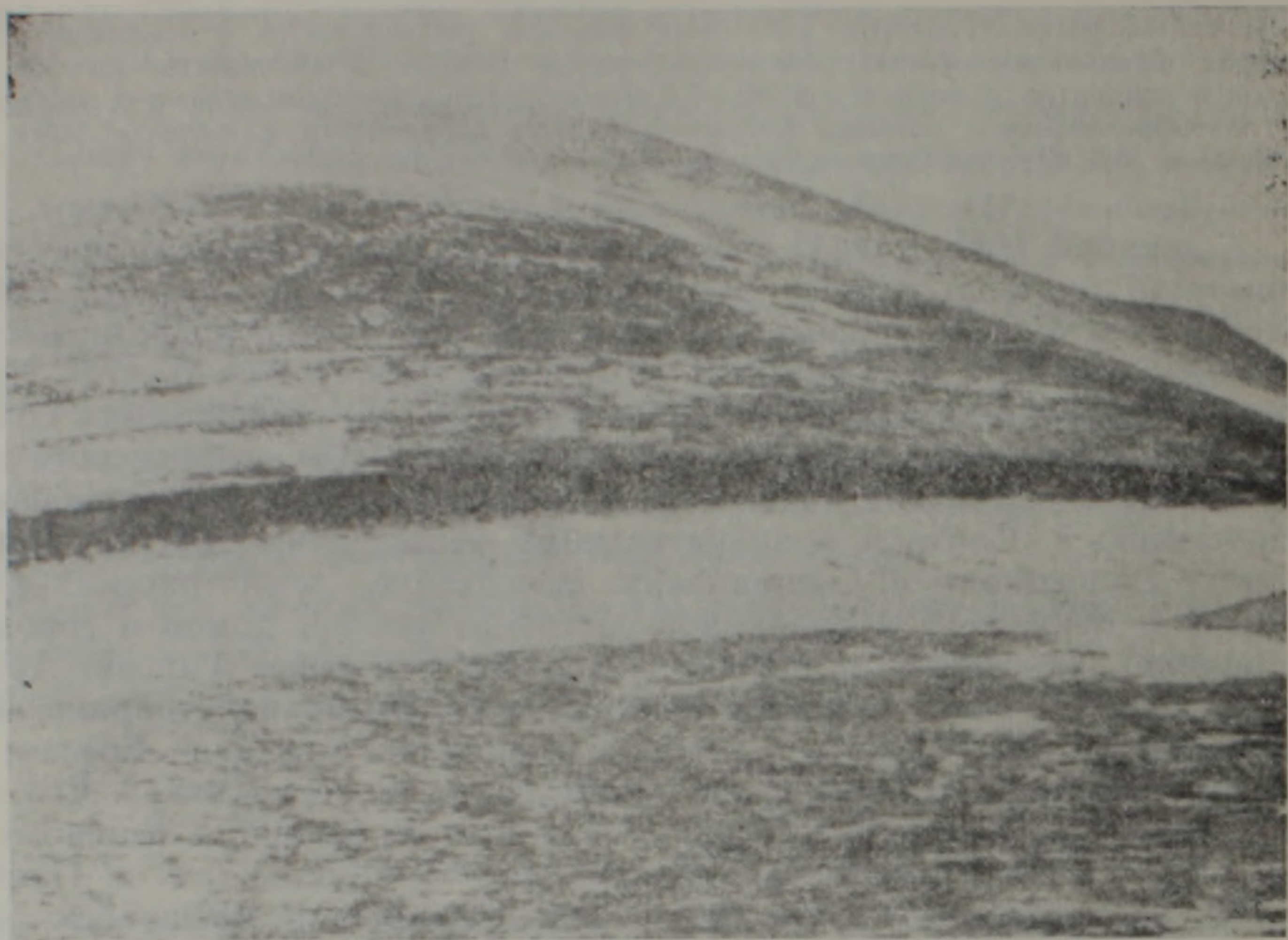


Рис. 1. Сбросо-сдвиговая и вертикальнопадающая сеймотектоническая деформация в эпицентре Спитакского землетрясения.



Рис. 2. Зона зияющих трещин на височном боку основной сеймотектонической деформации.

кального и горизонтального смещений от 10 до 30 и, реже, 50 см. На ж. д. станции Налбанд имело место сдвиговое перемещение рельсов и опрокидывание вагонов. Между городом Кироваканом и Джаджурским перевалом, вдоль линии Памбак-Спитакского разлома на протяжении 35—40 км, из-за обвалов железная дорога вышла из строя. Кроме того, вдоль северного борта шоссе, южнее сел Сараарт, Гогаран, Мусахюр и др. происходили отрыв и падение по склону крупных глыб черного туфа налбандского типа (рис. 3). Отметим также о наличии полуаварийных дорожных мостов в центральной части и западном окончании г. Спитака, у с. Ширакамут и в других местах.

По сообщению Н. В. Шебалина, длина очага Спитакского землетрясения оценивается в 30—40 км и протягивается вдоль новообразованного сейсмотектонического разрыва в северо-западном направлении, глубина очага оценивается порядка 15 км*.

Теперь остановимся на некоторых региональных и локальных факторах, обусловивших Спитакское землетрясение 1988 г.



Рис. 3. Обвал крупных обломков туфов по дороге ж. д. ст. Налбанд—с. Сараарт.

Первый региональный фактор исходит из положения Армении в системе Тавро-Кавказской области. Армения является составной частью Альпийского складчато-блокового сооружения Кавказа и одновременно — одним из наиболее сейсмоактивных районов региона.

Малый Кавказ входит в состав Тавро-Кавказской зоны Альпийской складчатой области Евразии, являясь одновременно частью Средиземноморского сейсмического пояса.

Долгое время большинство исследователей разделяли мнение о том, что землетрясения в Турции и чаще, и сильнее, чем на Кавказе. Но Спитакское землетрясение показало, что и на Кавказе происходят и происходят сильные толчки. Просто при оценке балльности зем-

* Доклад, сделанный на Всесоюзной конференции по геологии Кавказа. Москва, январь—февраль, 1989 года.

летрясений прошлых лет на территории Армении историческим данным не были даны должные оценки и зачастую сила их была занижена. В частности, интенсивность некоторых землетрясений, происшедших в историческое время (Вайоцзорское—735 г., Двинское—893 г., Гарнийское—1679 г., Араратское—1840 г., Ленинанское—1926 г. и Зангезурское 1931 г.), по всей вероятности, достигала 10 баллов, о чем свидетельствует большой масштаб разрушений и человеческих жертв, а также образование сейсмостектонических деформаций и разрывов на дневной поверхности [6].

В литературе зарубежными и отечественными учеными неоднократно указывалось на то, что объяснение тектонической активности в Тавро-Кавказской области связано с сближением Русской и Аравийской платформ [12, 13, 1, 4, 7, 2 и др.]. Литосфера в этой области представляется в виде системы блоков (плит), разделенных разломами и способных взаимно перемещаться в ходе сближения упомянутых древних платформ. Следовательно, сближение Русской и Аравийской платформ обуславливает накопление тектонических напряжений на границах этих блоков, мгновенное разряжение которых проявляется землетрясениями. Однако, согласно историческим данным, сейсмическая активность этой территории характеризуется своеобразной ритмичностью. Число разрушительных землетрясений то нарастает, то спадает, т. е. имеет прерывисто-непрерывный характер. Это заставляет думать также о существовании связи между сейсмической активностью и колебательными (вертикальными) тектоническими движениями земной коры. Следовательно, землетрясения Тавро-Кавказской зоны и Армении в частности, обусловлены воздействием как горизонтальных, так и вертикальных движений, о чем свидетельствуют образованные разрывы сбросового и взбросово-сдвигового типа при Спитакском землетрясении.

Для позднеорогенного этапа развития Армении такое суждение подтверждается ступенчатым строением поверхности рельефа Армении. Таких ступеней установлено три [9]. К такому заключению, для территории Армении в региональном плане пришел А. А. Габриелян [5], основываясь на данные перерывов и несогласий внутри структурных комплексов и этажей.

Второй региональный фактор—это структурный. В настоящее время большинство сейсмостектонистов едины в мнении, что даже единичные землетрясения фиксируют их связь с развитием зон разломов. Если же таких землетрясений несколько, они позволяют более полно охарактеризовать связь между сейсмичностью и тектоникой.

Сейсмическая активность района связана с крупнейшими разломами, и в том числе с Памбак-Спитакским (рис. 4). Последний является ветвью известного Северо-Анатолийского глубинного сбросо-сдвига [5], с которым было связано катастрофическое Эрзинджанское землетрясение 26 декабря 1939 года с магнитудой порядка 7,5—8,0, интенсивностью более 10 баллов. Это самое сильное землетрясение этого региона и всей территории Армянского нагорья за все историческое время, при котором в Турции погибло 30 000 человек. Землетрясение породило в Северо-Анатолийской зоне 300-километровый разлом и несколько меньших, параллельных ему. Основной разлом протянулся в направлении запад-северо-запад., т. е. от Эрзинджана до Амасии. Местами он был выражен в виде зияющей трещины шириной до 1—2 м, а иногда в виде сбросово-сдвига с горизонтальной амплитудой 2—3 м, а вертикальной—1—1,5 м (северный блок по отношению к южному опущен и смещен на восток) [8].

Следовательно в Армении надо было ожидать землетрясение с такой же силой, о чем говорили специалисты в частной беседе, но конкретных шагов не было предпринято. Отметим также, что второй ветвью Северо-Анатолийского разлома является Ереванский глубинный разлом, с которым были связаны землетрясения Ереванского района, Двина и др. [5].

Из локальных факторов, первым можно отметить тектоническое положение Спитакского района в системе мегантиклинория Малого Кавказа. Район находится в зоне среднесальнийского складчатого геосинклинального комплекса Армении [6]. Приурочен к группе Памбакских впадин, расположенных между восточным окончанием Базумского горста и места стыковки Цахкуняцкого и Памбакского хребтов. Базумский горст сложен верхнеюрско-нижнемеловым и верхнемел-среднеэоценовым структурными этажами. Памбакское поднятие сложено средне-верхнеэоценовым структурным этажом, а Цахкуняцкое поднятие—эопалеозойским метаморфическим комплексом. Собственно Памбакская впадина заполнена ниже-средне четвертичными озерно-речными образованиями, залегающими на вулканогенно-осадочных и тифогенных породах среднего эоцена. Из приведенного следует, что региональные тектонические процессы привели к раздавливанию Памбакской впадины со стороны Базумского горста с севера и Памбак-Цахкуняцкого—с юга, тем самым способствуя накоплению тектонических напряжений.

Вторым локальным фактором является наличие многочисленных глубинных и региональных разломов общекавказского (Базум-Севанского, Мармарикского, Памбак-Севанского и др.) и антикавказского (Раздан-Агстевского, Арагац-Спитак-Степанаванского, Касах-Дебедского, Арагац-Джавахетского, Талин-Гукасянского и др.) простираний, придающих региону мозаично-блоковое строение (рис. 4). Эти блоки в неотектоническом этапе испытывают вертикальные и горизонтальные движения по разломам. Следовательно, эти разломы являются сейсмогенерирующими структурами, с которыми связаны сейсмические проявления района (рис. 4). Как было сказано, генетически Спитакское землетрясение 1988 г. было связано с Памбак-Севанским разломом, который является ветвью Базум-Севанского глубинного разлома (офиолитовый пояс). Последний в виде парного взбросо-надвигового разлома (Северо- и Южно-Базумский) ограничивает Базумский горст с севера и юга, который на восточном продолжении состоит из сети разломов и прослеживается по северо-восточному обрамлению оз. Севан. Следующий, Мармарикский глубинный разлом (северо-западный отрезок Анкаван-Зангезурского глубинного разлома) сбросового типа прослеживается вдоль р. Мармарик, верховья реки Касах и, ограничивая Ленинанканскую впадину с юга, продолжается на территории Турции. Антикавказские разломы охарактеризованы в монографии [6].

Собственно Памбак-Севанский разлом прослеживается вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, а в западном направлении проходит по долине р. Дзкнагет и через Севанский перевал доходит до южного окончания г. Дилижана. Далее, через с.с. Фиолетово, Маргаовит и верховья р. Агстев доходит до г. Кировакана, затем вдоль р. Памбак и через Джаджурский перевал протягивается к южному подножью Ширакского хребта (несколько километров севернее г. Ленинанкана) до р. Ахурян и продолжается на территории Турции.

Как было отмечено, эпицентр Спитакского землетрясения находился между г. Спитак и с. Гехасар и связан с Памбак-Севанским глубинным разломом, в зоне которого образовался сейсмотектонический разрыв. Полевое наблюдение и первый анализ имеющихся материалов позволяет сделать вывод, что при Спитакском землетрясении, вместе с основными продольными разломами, сработали также поперечные разломы антикавказского направления. В частности через западное окончание оз. Севан проходит Раздан-Агстевский—с которым, по видимому, связаны разрушения и аварийные дома в городах Ереване, Раздане, Чаренцаване, Севане, Дилижане и Иджеване, куда он тянется. С Арагац-Спитак-Степанаванским разломом связаны разрушения в селениях Алагез, Гехарот, Цилкар, пос. Арагац на юге, г. Спитак в центре и с. Гергер, г. Степанаван, пос. Калинин и др. на севере разлома. С Касах-Дебедским разломом связаны аварийные дома в

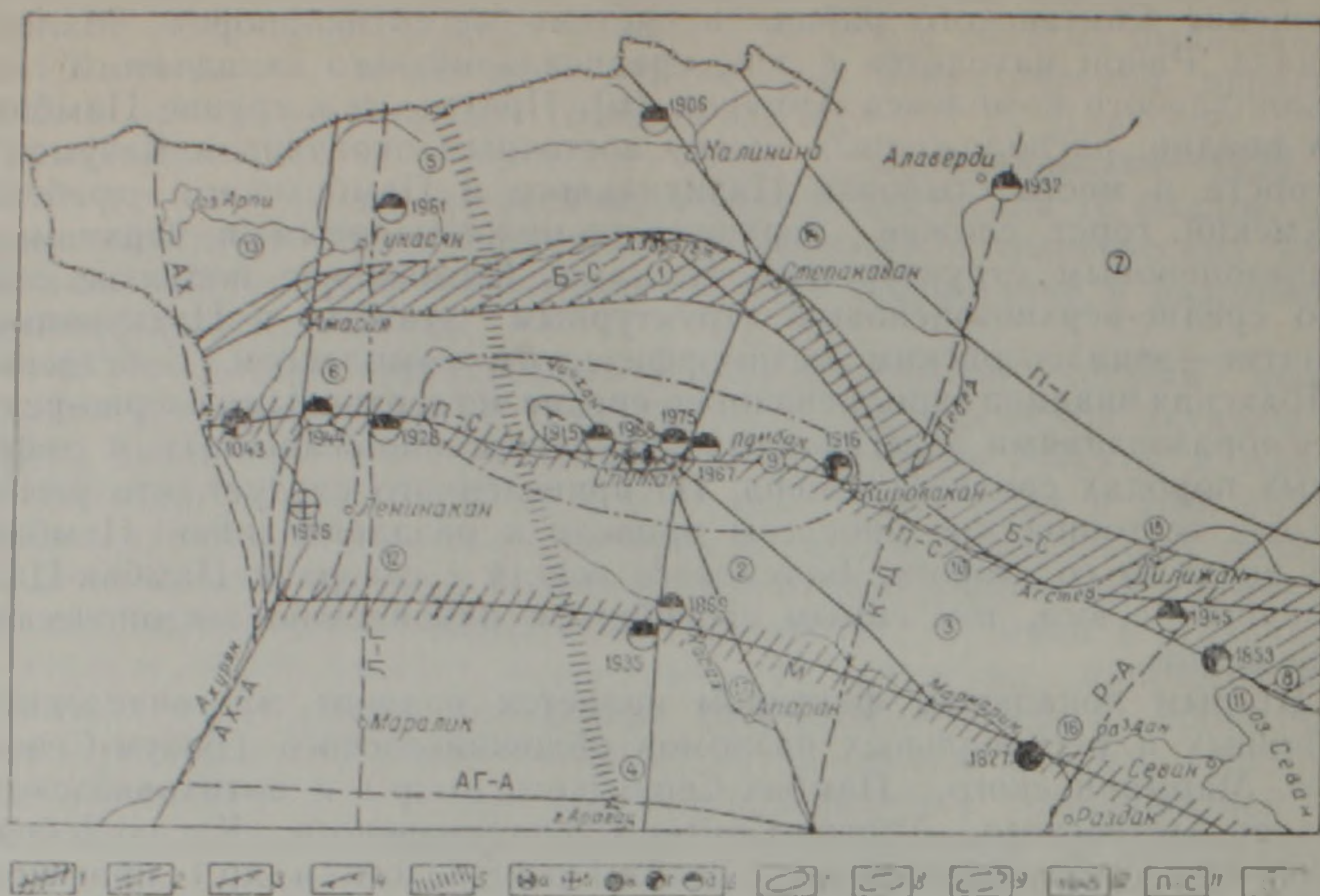


Рис. 4. Сеймотектоническая схема района Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г.

Разрывные нарушения: 1—глубинные разломы; 2—региональные разломы (сбросы, сбросо-сдвиги, вбросы и др.), установленные и предполагаемые; 3—надвиги; 4—сеймотектоническая деформация (сбросо-сдвиг), образовавшаяся при Спитакском землетрясении; 5—Транскавказское поперечное поднятие; 6—макросейсмические эпицентры землетрясений: а—десятибалльного; б—девятибалльного; в—восьмибалльного; г—семибалльного; д—шестибалльного; 7—эпицентральная область Спитакского землетрясения 1988 г.; 8—очаговая зона того же землетрясения; 9—очаговая зона Ленинаканского землетрясения 1926 г.; 10—дата землетрясений; 11—наименование глубинных и региональных разломов. а—глубинные. Б—С—Базум-Севанский; П—С—Памбак-Севанский; М—Мармарикский; б—региональные. П—Г—Привольное-Гетикский; АГ—А—Арагац-Аранлерский; Р—А—Раздан-Агстевский; К—Д—Касах-Дебедский; А—С—Арагац-Спитакский; Л—Г—Ленинакан-Гукасянский; АХ—А—Ахурян-Амасийский; АХ—Ахурянский. 12—Наименование крупных морфоструктурных элементов. Поднятия: 1—Базумское; 2—Цахкуняцкое; 3—Памбакское; 4—Арагацкое; 5—Джавахетское; 6—Ширакское; 7—Алавердское; 8—Арегунийское. Впадины: 9—Памбакская группа; 10—Маргаовитская; 11—Малосеванская; 12—Ленинаканская; 13—Верхнеахурянская; 14—Дзорагетская; 15—Дилижанская; 16—Верхне-разданская; 17—Касахская.

Аштараке, Алаверди и др. С Талин-Гукасянским разломом связаны разрушения в Талинском районе, пос. Гукасян и селениях этого района. С Ахурянским разломом связаны разрушения г. Ленинакана, пос. Амасия и близлежащих селений, т. е. работала целая система разломов. Отметим, что разрушения в указанных пунктах связаны также с инженерно-геологическими условиями местности, качеством строительства и другими факторами.

Аналогичное явление имело место при Карабахском землетрясении 1308 г., когда частично пострадало известное далеко расположенное средневековое архитектурное сооружение Татева, при Зангезурском землетрясении 1931 г. на карте изосейст которого в разных частях выделены 9-балльные зоны, а также при Араратском землетрясении 1840 г., сотрясшем весь Кавказ и др. Такое явление еще 45—50 лет назад Л. А. Варданянц назвал «сейсмическим концертом» [3], а японский сейсмолог Токихико Мацуда «цепной реакцией», и, как пример, приводит Северо-Анатолийскую систему разломов [12]. Данное суждение подтверждается также сообщением американских сейсмологов (Симпсон и др.), по данным которых, при Спитакском землетрясении в течение

ние 20 секунд сработали три сейсмических очага. Первый это собственно Спитакский очаг, второй находился в районе г. Ленинакана, а третий—в районе г. Степанавана.

Памбакская впадина состоит из четырех узких впадин (грабен-ов): Верхне-Памбакская (Ширакамутский), Средне-Памбакская (Спитакский), Нижне-Памбакская (Кироваканский) и Маргаовитская, разделенные соответствующими поперечными перемычками. Длина этих впадин 10—15 км, ширина—2—3 км. Южный и западный склоны долины р. Памбак в основном крутые и представлены как террасами, так и разломами. Абсолютное значение новейших поднятий для Ширакамутской впадины оценивается порядка 1600 м, для Спитакской—1500 м, а для Кироваканской и Маргаовитской не более 1400 м. Поверхности, расположенные к северу и югу от впадины Базумской и Памбакской поднятий, характеризуются трехкилометровыми высотами. Амплитуда неотектонических движений западных трех впадин определяется гипсометрическими отметками подошвы аллювиально-озерных отложений, заполняющих эти впадины, положение верхнечетвертичных туфов, прослаивающих и перекрывающих эти отложения, а также террас [9].

Как правило, на перемычках, отделяющих эти впадины, обнажаются средне-верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные породы, которые во впадинах являются ложами озерно-речных отложений, мощностью от 100 до 250 м. Что касается туфовых покровов, то они на перемычках занимают гипсометрически высокое положение (до 100—150 м. от уровня реки) и периклинально, а часто и флексурно опускаются в сторону соседних впадин. На перемычках высокое положение занимают и террасы р. Памбак, которые моноклинально (под углом 7—10°) падают к впадинам, и иногда осложнены рядом мелких флексур.

Маргаовитская впадина расположена между селениями Лермонтово и Фиолетово, фундамент которой опущен на 100—150 м. что соответствует мощности рыхлых отложений. Она на западе разделяется от Кироваканской впадины Тандзутским, а от Малосеванской—Севанским поперечными поднятиями на востоке с отметкой более 2000 м. На северо-западе Верхнепамбакская впадина отделена от Ленинаканской Джаджурским поперечным поднятием с гипсометрической отметкой порядка 1500 м.

Для полного представления о неотектонической перестройке отметим, что в позднем плиocene-раннем антропогене Памбакская группа впадин представляла единую долину (Палеопамбак), связывающую Ширакское озеро с Севанским. В среднем антропогене, в результате дифференцированных блоковых движений возникает ряд горстовых поднятий, которые и обуславливают расчленение ее на впадины второго порядка. Эти же движения продолжаются в современной эпохе, о чем свидетельствуют геоморфологические данные [6]. Наконец, отметим, что Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. не случайное явление в зоне Памбак-Севанского глубинного разлома. Первое сейсмическое событие на западном окончании зоны, на южном подножье Ширакского хребта отмечается 6—7-балльным землетрясением 1043 г., а затем 6-балльными толчками 1928 и 1948 гг. [10]. На восточном продолжении зоны известны 6-балльные землетрясения 1853 и 1945 гг. с эпицентром в районе с. с. Семеновка и Цовагюх. Наконец, в 1967—1975 гг. произошло Спитакское 6—7-балльное землетрясение с магнитудой $M=4,5$, при котором в городах Спитаке и Кировакане во многих зданиях появились трещины.

Кроме всего приведенного отметим, что в области среднеальпийской складчатости, в юго-восточном окончании Базум-Зангезурской зоны известны 9-балльное Вайоцзорское землетрясение 735 г., а также многочисленные сейсмические толчки в юго-восточной Армении, из

которых наиболее сильными являются Зангезурские; 9-балльное 1931 г. и 8-балльное 1968 г. с $M=6$ и эпицентром в верховьях бассейна р. Гехи [11]. Это тоже свидетельствует о возможности возникновения сильных землетрясений в северо-западной части Базум-Зангезурской зоны, связанных с крупными и активными сейсмогенными разломами.

Суммируя приведенные данные, приходим к выводу, что в совокупности все факторы, взятые вместе, обусловили Спитакское землетрясение. Если такой анализ был бы сделан своевременно, то потенциальная максимальная сейсмичность Памбак-Севанской сейсмогенной зоны была бы оценена намного выше по сравнению с прежней оценкой.

Ереванский государственный университет

Поступила 22 III 1989.

Գ. Պ. ՍՐԻՐՈՅԱՆ

1988 թ. ԳԵԿՏԵՄԲԵՐԻ 7-Ի ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ԱՌԱՋԱՅԻՄԱՆ ՍԵՅՍՄԱՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում դիտարկվում են 1988 թ. դեկտեմբերի 7-ին տեղի ունեցած 10-ից ավելի բալ ուժգնություն և 7,0 մագնիտուդա ունեցող Սպիտակի երկրաշարժի առաջացումը պայմանավորող ռեգիոնալ և տեղական բնույթի որոշ գործոնները: Բերվում են երկրաշարժի հետևանքով Փամբակ—Սևանի խզումնային խախտման զոնայում առաջացած վարնետք-կողաշարժային բնույթի սեյսմատեկտոնական խզմանը վերաբերվող որոշ ձևաբանական տվյալներ:

Սպիտակի երկրաշարժը հանդիսանում է Հայաստանի տարածքում մինչ այժմ տեղի ունեցած երկրաշարժերից ամենաուժգինն ու ավերիչը: Երկրաշարժի հետևանքով Սպիտակ քաղաքի ու Գեղասար գյուղի միջև գոյացել է մոտ 10 կմ երկարությամբ հյուսիս-արևմտյան ուղղությամբ ձգվող վարնետք-կողաշարժային մի սեյսմատեկտոնական խզում, որի կենտրոնական մասում գտնվում է երկրաշարժի էպիկենտրոնը:

Երկրաշարժի առաջացումը պայմանավորող ռեգիոնալ գործոններից առաջինը դա Տավրոս-Կովկասի վրա հյուսիսից և հարավից Ռուսական և Արարական պլատֆորմների մերձեցման հետևանքով առաջացած ուժերն են, իսկ երկրորդը՝ Փամբակ-Սևանի խզումնային խախտման զոնայի Հյուսիս-Անատոլիական հանրահայտ վարնետք-կողաշարժային խզումնային խախտման զոնայի հյուղերից մեկը հանդիսանալու: Վերջինիս հետ կապված է եղել Տավրոս-Կովկասյան մարզում 1939 թ. նոյեմբերի 10—10,5 բալ ուժգնություն և 7,5—8,0 մագնիտուդա ունեցող երկրաշարժը: Տեղական գործոններից առաջինը կովկասյան և հակակովկասյան տարածման ափսիս խզումնային խախտումների առկայությունն է, որոնցով տեղի են ունենում տարբերակված շարժումներ: Երկրորդն այն է, որ Փամբակ-Սևանի խզումնային խախտման զոնու հրկայնքով տեղի են ունենում ինտենսիվ տեկտոնական շարժումներ: Իվ վերջապես, այդ խախտման զոնայում, Սևանա լճից մինչև Ախուրյան գետն րնկած տարածքում ժամանակ առ ժամանակ տեղի են ունեցել երկրաշարժեր:

THE SEISMOTECTONIC CONDITIONS OF THE SPITAK EARTHQUAKE, DECEMBER 7, 1988. ORIGIN

A b s t r a c t

Some regional and local factors are considered, which stipulate the Spitak earthquake with an intensity of 10 in the epicenter and a magnitude of 7. Some morphological data of the neogenetic rupture (a strike-slip fault on the surface and a strike-slip reversed fault at the depth) in the Pambak-Sevan fracture are brought.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
2. Асланян А. Т. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 160 с.
3. Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. — Тр. СИ АН СССР, 1935, № 64, 87 с.
4. Вардапетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского реигона, Океанология 1979, т. XIX, № 6, с. 1066—1074.
5. Габриелян А. А. Тектоническое районирование Кавказа и сопредельных частей Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т. XXXVIII, № 3, с. 11—23.
6. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 270 с.
7. Гамкрелидзе И. П. Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докладов). Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1980, с. 20—22.
8. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 227 с.
9. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья: — В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 430—472.
10. Сейсмологические данные по регионам Кавказа. — В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 69—170.
11. Симонян Г. П. Сейсмогенные зоны юго-восточной Армении. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 41—48.
12. Токихико Мацуда. Сейсмические швы. — В кн.: Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра, 1984, с. 39—66.
13. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984, 343 с.
14. Novrooz A. A. Seismotectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindi-Kush regions: Seism. Soc. Amer. Bull. v. 61. 1971 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 4, 19—29

УДК 551.242.1(479.25)

А. А. ГАБРИЕЛЯН

СЕЙСМОТЕКТОНИКА АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

В статье дана общая характеристика новейшей тектоники и сейсмичности Армянского нагорья и прилегающих районов Кавказа, Анатолии и Ирана.

Выделены наиболее сейсмоактивные структуры—сейсмогенные разломы, намечены задачи дальнейших исследований в области прогноза землетрясений, указана важность сейсмостойкого строительства.

Армянское нагорье и Армянско-Анатолийско-Иранский сегмент Средиземноморского альпийского орогенического пояса в целом, начиная с олигоцена—начала орогенного подэтапа альпийского этапа геологического развития Земли,—испытывают дифференциального ха-

THE SEISMOTECTONIC CONDITIONS OF THE SPITAK EARTHQUAKE, DECEMBER 7, 1988. ORIGIN

A b s t r a c t

Some regional and local factors are considered, which stipulate the Spitak earthquake with an intensity of 10 in the epicenter and a magnitude of 7. Some morphological data of the neogenetic rupture (a strike-slip fault on the surface and a strike-slip reversed fault at the depth) in the Pambak-Sevan fracture are brought.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
2. Асланян А. Т. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 160 с.
3. Варданянц Л. А. Сейсмоструктура Кавказа. — Тр. СИ АН СССР, 1935, № 64, 87 с.
4. Вардапетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского реигона, Океанология 1979, т. XIX, № 6, с. 1066—1074.
5. Габриелян А. А. Тектоническое районирование Кавказа и сопредельных частей Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, т. XXXVIII, № 3, с. 11—23.
6. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 270 с.
7. Гамкрелидзе И. П. Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа (тезисы докладов). Тбилиси: Изд. Мецниереба, 1980, с. 20—22.
8. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, 227 с.
9. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья: — В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, с. 430—472.
10. Сейсмологические данные по регионам Кавказа. — В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 69—170.
11. Симонян Г. П. Сейсмогенные зоны юго-восточной Армении. — В кн.: Сейсмоструктура некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 41—48.
12. Токихико Мацуда. Сейсмические швы. — В кн.: Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра, 1984, с. 39—66.
13. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984, 343 с.
14. Novrozi A. A. Seismotectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindi-Kush regions: Seism. Soc. Amer. Bull. v. 61. 1971 p.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 4, 19—29

УДК 551.242.1(479.25)

А. А. ГАБРИЕЛЯН

СЕЙСМОТЕКТОНИКА АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

В статье дана общая характеристика новейшей тектоники и сейсмичности Армянского нагорья и прилегающих районов Кавказа, Анатолии и Ирана.

Выделены наиболее сейсмоактивные структуры—сейсмогенные разломы, намечены задачи дальнейших исследований в области прогноза землетрясений, указана важность сейсмостойкого строительства.

Армянское нагорье и Армянско-Анатолийско-Иранский сегмент Средиземноморского альпийского орогенического пояса в целом, начиная с олигоцена—начала орогенного подэтапа альпийского этапа геологического развития Земли,—испытывают дифференциального ха-

рактера поднятие и горообразование. Именно в это время зарождаются ячейки современных горных сооружений—Кавказа, Таврид, Анатолид, системы Загроса и Альбурза.

Процесс орогенеза усиливается в позднем олигоцене—раннем миоцене, в результате чего указанные горные сооружения окончательно вступают в континентальную фазу развития, а между ними формируются межгорные и внутригорные наложенные впадины—Рионо-Куринская, между поднятиями Б. Кавказа и Антикавказа, Среднеараксинская, Центрально-Анатолийские и Центрально-Иранские. В указанных впадинах и в дальнейшем происходит накопление ранних морских моласс (в раннем-среднем олигоцене), поздних континентальных и соленосных моласс в позднем олигоцене—раннем миоцене. Молассообразование во впадинах продолжается в дальнейшем в течение всего миоцена и палеоцена в указанных депрессиях, которые в течение всего орогенного подэтапа испытывали относительное прогибание. Горообразование сопровождается внедрением в формирующихся горных сооружениях каменных гранитоидов в олигоцене-миоцене.

Амплитуда общего поднятия в орогенном подэтапе (олигоцен—современная эпоха) составляет на Армянском нагорье 3—3,5 км, на Б. Кавказе—4—5 (а по некоторым исследователям и до 5—6 км), за постсарматское время—соответственно на М. Кавказе 2 км, на Б. Кавказе—3—3,5 км, а за четвертичный период—1000—1500 м.

Орогенические движения дифференциального характера на Армянском нагорье продолжаются и в современную геологическую эпоху, отголосками, одной из форм проявления которых и являются землетрясения.

Более конкретно, выражаясь материально, землетрясение—это разрыв сплошности, образование разрывов, высвобождение накопленной энергии, спад напряженного состояния земной коры данного участка. Однако, причина накопления энергии, источник энергии, физика процесса образования разрывов сложна и недостаточно изучена. Поэтому физическая основа для прогнозирования землетрясения пока еще не разработана.

Современные движения хорошо фиксируются также данными высокоточных повторных нивелировок и археологическими данными. Некоторые участки Араратской котловины, в частности ее северо-восточного склона, а также СЗ части АрмССР (район Ленинакан-Спитак, Гукасян-Степанаван) испытывают поднятие в среднем 10—15 мм в год. Столица исторической Армении гор. Армавир, который был построен ок. 3000 лет тому назад на берегу р. Аракс, ныне удален от указанной реки на север на 5—6 км и расположен ок. 5 м выше уровня реки. Таким образом, участок города за прошедшие 3000 лет испытывал поднятие в среднем 1,5 см в год, а поднятие СВ склона долины сопровождалось смещением осевой части реки к югу.

В историческом прошлом на Армянском нагорье и на Кавказе неоднократно имели место сильные, катастрофические землетрясения, вызвавшие разрушения городов и гибель сотен тысяч людей. Отметим некоторые из них: Дагестанское (1970), Шемахинское (1828, 1902), Ганджинское (1139), в результате которого произошли крупные обвалы и оползни, запрудившие долину реки, с образованием оз. Гёк-гёль, Анийские (1132, 1319), Двинское (893), Гарнийское (1679), Араратское (1840), Вайоцзорское (735), Цахкадзорское (1827), Ленинаканское (1926), Зангезурское (1939, 1968) и др.

Огромный провал (щель), наблюдаемый издали на северном склоне горы Арарат,—результат мгновенной геологической катастрофы, т. е. землетрясения, имевшего место, по данным наших историков и летописцев, до нашей эры и в 139 г. нашей эры.

Причиной орогенеза, по нашему мнению, является сжатие земной коры, вызванное общим сжатием Земли. Теоретической основой для нас, при объяснении важнейших геологических процессов, в том числе землетрясений, является «гипотеза пульсации». Именно в ре-

в результате пульсации Земли (периодическое сжатие и расширение) происходит раздвижение и сближение литосферных плит и, соответственно, возникновение геосинклинальных прогибов, осадконакопление, складчатость, метаморфизм, магматизм, горообразование, вулканизм, сейсмичность. Альпийский тектонический период (ок. 200 млн. лет) делится, как и другие предыдущие тектонические периоды (варисский, каледонский), на две эпохи, на более длительную собственно-геосинклинальную (170 млн. лет) и более короткую орогенную эпоху (ок. 30 млн. лет).

В орогенную стадию развития, соответствующую эпохе сжатия Земли и скучивания коры, происходило встречное движение и сближение Евразийской и Гондванской плит и микроплит—Скифской и Армянско-Центрально-Анатолийско-Иранской. Их движения вызывают сдвиговые деформации по межплитным швам, пододвигание одной плиты под другую, в данном случае Закавказской (Рионо-Куринской) под Скифскую по шовной зоне Большого Кавказа (рис. 1).

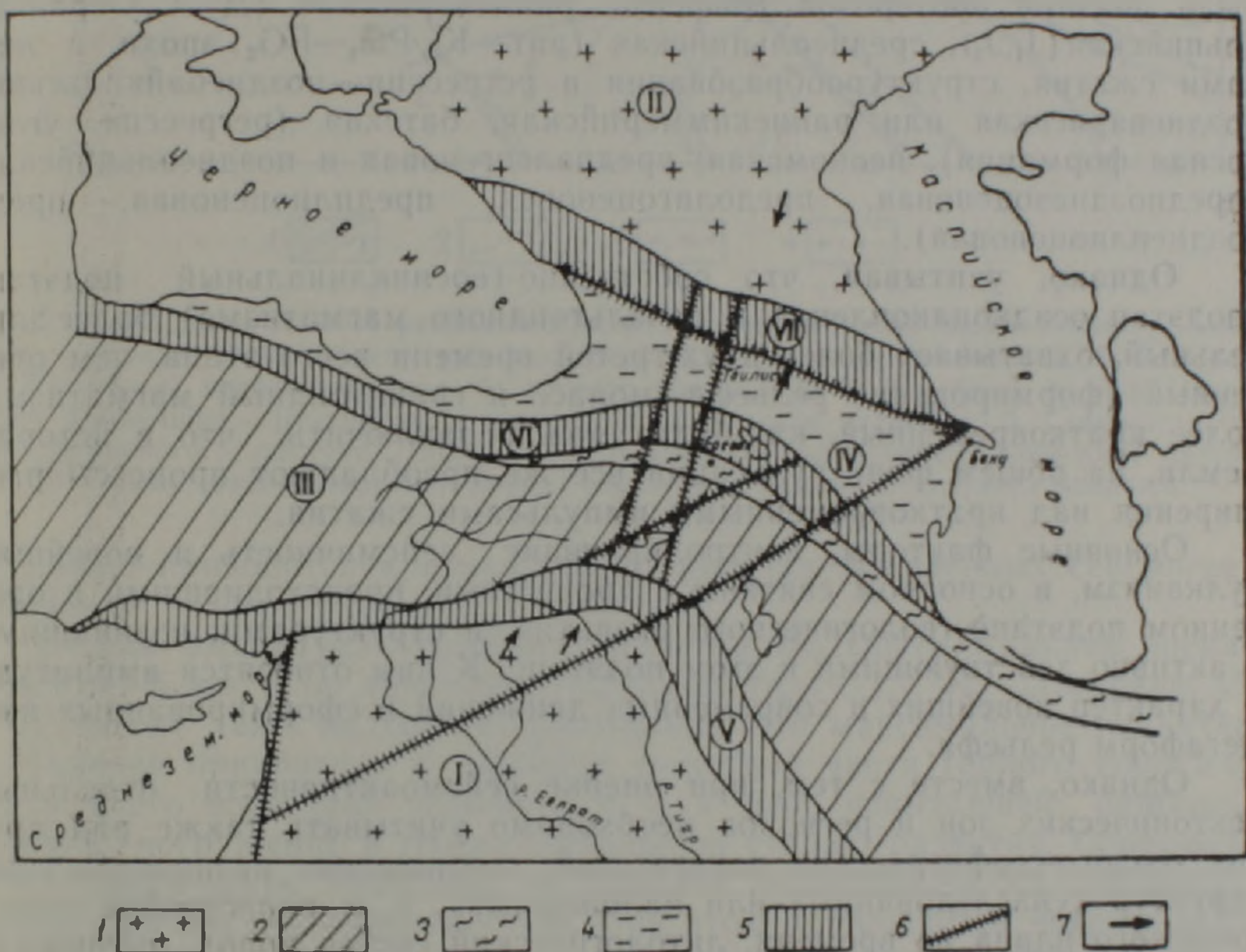


Рис. 1. Некоторые важнейшие элементы тектоники Армянского нагорья и сопредельных регионов. 1. Литосферные плиты первого порядка: Аравийский выступ Гондваны (I), Скифская плита (II). 2. Центрально-Армянско-Анатолийско-Иранская микроплита (III). 3. Переработанные альпийскими движениями части Ан-Ир микроплиты. 4. Черноморско-Каспийская микроплита (IV). 5. Шовные зоны—зоны надвигов, шарьяжей офиолитов: Тавро-Загросская (V), Северо-Анатолийско-Севанская (VI), Большого Кавказа (VII). 6. Некоторые важнейшие сейсмогенные разломы. 7. Направление движения плит.

Движение Аравийской плиты к северу вызывает геосинклинальную складчатость отложений Тавро-Загросской шовной зоны и надвигание и шарьирование складок на Армянско-Анатолийско-Иранскую микроплиту. На последних отголоски этих движений выражались в глыбовых дислокациях орогенных молассовых формаций пород.

Движение Аравийской плиты на север сопровождалось отрывом ее от континента Гондваны и возникновением Красноморско-Сирийской рифтовой зоны. Начало заложения этой рифтовой зоны датируется олигоценом, т. е. началом орогенного этапа геологического развития Средиземноморского геосинклинального складчатого пояса. Таким образом, можно полагать, что континентальные рифтовые системы и складчато-глыбовые горные системы являются синхронными геоло-

гическими телами и тектонопарны. Пододвигание Армянско-Анатолийско-Иранской микроплиты под Закавказскую происходило по Северо-Анатолийско-Севанскому подвижному шву.

Мы полагаем, что главными силами при формировании континентальной коры Армянского нагорья и сопредельных частей—Тавро-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса были перманентные раздвижения и сближения Аравийского и Евразийского континентальных блоков—плит. Их раздвижение, имевшее место в эпоху растяжения и утонения коры, обусловило деструкцию последней, заложение геосинклинальных зон, а сближение и столкновение, соответствующие эпохам сжатия Земли и скучиванию коры (орогенез).—формирование гранитно-метаморфического слоя. Наиболее вероятной причиной такого рода движений коры является чередование фаз расширения и сжатия, т. е. пульсация Земли.

В неогее на рассматриваемом сегменте альпийского складчатого пояса эпохами растяжения, геосинклиналеобразования и трансгрессии были поздний протерозой (рифей), ранневарисская ($D-C_1$), раннеальпийская (J_1, J_3), среднеальпийская (апт— K_2 , PG_1-PG_2) эпохи, а эпохами сжатия, структурообразования и регрессии—позднебайкальская, поздневарисская или раннекиммерийская, батская (регрессия, угленосная формация), неокомская, предпалеогеновая и позднеальпийская (предпозднеэоценовая, предолигоценная, предплиоценовая, предпозднеплиоценовая).

Однако, учитывая, что собственно-геосинклинальный подэтап (подэтап осадконакопления и базальтоидного магматизма) более длительный, охватывает более двух-третей времени всего этапа, чем орогенный (формирование рельефа, моласс и гранитоидный магматизм), более кратковременный, как-будто можно заключить, что в истории Земли, на общем фоне пульсации все же преобладают процессы расширения над кратковременными импульсами сжатия.

Основные факторы, контролирующие сейсмичность и новейший вулканизм, в основном связаны с процессами, происходившими в орогенном подэтапе геологического развития, и структурами, возникшими и активно действующими в этом подэтапе. К ним относятся амплитуда и характер новейших и современных движений и сформированных ими мегаформ рельефа.

Однако, вместе с тем, при оценке сейсмоактивности отдельных тектонических зон и регионов необходимо учитывать также ряд других геолого-геофизических показателей: соотношение разновозрастных структур (унаследованных или наложенных), т. е. перестройка тектонического плана во времени, литологический состав пород, активность глубинных разломов, соотношение мегаформ рельефа с тектоническими структурами (прямое или обратное), характер геофизических полей.

Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений на Армянском нагорье и сопредельных регионах Тавро-Кавказского сегмента показывает, что сейсмоактивность в различных частях земной коры на этом отрезке альпийского орогенного пояса разная, что обусловлено разным сочетанием вышеуказанных факторов, контролирующих сейсмичность.

Выделяются наиболее сейсмоактивные зоны—сейсмогенные зоны, зоны сейсмогенных разломов. Это Северо-Анатолийская, Южно-Анатолийская, Загросская, Северо-Иранская, Восточно-Иранская (Лутская) (рис. 2).

На территории Армянской ССР сейсмогенными зонами являются Араратская (Среднеараксинская) и Севано-Ширакская близширотные и Зангезурская и Транскавказская северо-западного и близмеридионального направления.

На Большом Кавказе сейсмогенные зоны приурочены к бортовым частям Рионо-Куринской впадины (плиты) и швам поднятия Большого Кавказа.

Одной из крупных продольных разломов, контролирующих сейсмичность, является Тырныаузская шовная зона, разграничивающая Предкавказскую плиту (Лабинно-Малкинская моноклиналь) от мегантиклинория Б. Кавказа. Можно полагать, что парные межзональные глубинные разломы, тянущиеся от района Баксана на западе через города Грозный (южный разлом) и Гудермес (северный разлом) к Каспийскому морю, являются восточным продолжением Тырныаузской шовной зоны. С этими парными разломами, отчетливо выраженными в рельефе в виде вытянутых холмистых возвышенностей и дислоцированностью плиоценовых и четвертичных отложений, вероятно, связаны очаги Дагестанских землетрясений (Махачкала, 1974 и др.).

Крупная сейсмоактивная зона разломов разграничивает мегантиклинорий Б. Кавказа от Рионо-Куринской впадины и тянется от районов городов Гагра и Сухуми на побережье Черного моря на восток (Кахетино-Лечхумская шовная зона) и по северному борту Алазано-Агричайской впадины прослеживается на восток к акватории Каспийского моря. К этому тектоническому шву приурочены группы сильных землетрясений в районах Закатала, Нухи, Варташена, Шемахи.

Другой продольный сейсмоактивный разлом прослеживается по южному борту Куринской впадины и разграничивает последнюю от расположенного южнее складчатого комплекса Малого Кавказа. Вдоль этого сейсмического шва расположены очаги землетрясений района Кировабада и др. На территории Малого Кавказа, в частности АрмССР, по геологическим и геофизическим данным, выделяются три продольных (близширотные и северо-западные) сейсмоактивных разлома, вернее зон разломов, шириной в среднем ок. 10—15 км, каждый из которых состоит из ряда разрывных нарушений. Первая из них—это Анкавано-Зангезурская (Ширакско-Зангезурская), тянущаяся от района Ширакского хребта на северо-запад и юго-запад—в Зангезур до р. Аракс, и затем переходит в Иранский Карадаг.

В Зангезуре эта зона выражена двумя главными субпараллельными разломами (типа взбросов)—Хуступ-Гиратахским и Каджаранским (Дебаклинским), между которыми расположен целый ряд разрывных нарушений разного порядка и различной кинематической формы, главным образом типа сбросов, взбросов, сдвигов. Зангезурская зона—это типичная зона шириной в 10—15 км смятия, дробления, катаклаза, динамометаморфизма горных пород, широкого развития сланцеватости, кливажа и будинажа. Эта зона разломов контролирует палеогеновый и неогеновый магматизм и связанную с ним эндогенную минерализацию и разграничивает Кафанский тектонический блок от расположенного западнее Ереванско-Ордубадского блока, отличающегося своим геологическим строением и историей геологического развития.

Таким образом, это типичная шовная зона, глубина проникновения которой, по данным станции «Земля», составляет 40—42 км, т. е. она мантийная. Активность ее в современную геологическую эпоху выражается резко расчлененным характером рельефа, прямолинейным расположением горных хребтов, выходами минеральных источников.

На северо-западе Каджаранский разлом прослеживается в районе Памбакского хребта и сочленяется с крупным разломом р. Мармарик. Разлом этот разграничивает Севано-Ширакский поздний мел-палеогеновый синклинорий от Цахкуняцкого блок-антиклинория, где выступает докембрийский консолидированный фундамент. Амплитуда вертикального смещения разлома ок. 5 км. Плоскость падения этого разлома, как и других глубинных разломов Армении, по сейсмическим данным, близвертикальная ($70-80^\circ$), т. е. они представляют сбросы, взбросы, местами крутые надвиги. Хуступ-Гиратахский разлом, вероятно, соединяется на северо-западе с Севанским разломом одноименным офиолитовым швом.

В целом, на наш взгляд, Зангезурская зона разломов на северо-западе сочленяется с Севано-Ширакской офиолитовой зоной. По нашим представлениям, Севано-Ширакский (Севано-Акеринский) син-

клинорий (офиолитовая зона), в широком смысле представляет шовную зону между Армянско-Центрально-Анатолийско-Иранской и Закавказской (Каспийско-Черноморской) микроплитами. Эта шовная зона раздроблена целым рядом разрывов (сбросы, взбросы, надвиги) на мелкие структуры, подзоны и сегменты. На наш взгляд, южная структурная линия, разграничивающая ее от Армяно-Анатолийско-Иранской плиты, является Мармарикским разломом, а северная, граничащая с Закавказской плитой,—Севанской надвиговой зоной.

Вся эта полоса разломов—Севанская шовная (офиолитовая) зона, является одной из ветвей северо-восточного продолжения Северо-Анатолийской зоны разломов—одной из самых сейсмоактивных в мире. Она прослеживается от района г. Измит на Мраморном море и прослеживается несколькими ветвями на восток на расстоянии более 2500 км до Эльбурса и Иранского Копет-дага. Как в Анатолии, так и здесь, в Армении, на этой разломной линии расположена цепь молодых, средне-позднечетвертичных наложенных впадин (Спитакская, Верхнепамбакская, Кироваканская, Гамзачиманская). Сейсмоактивность этой полосы впадин—Ленинакан-Спитак-Кировакан-Дилижан контролируется их наложенным типом (она налегает на мел-палеогеновую антиклинальную зону, а местами на заполняющие впадины дислоцированные средне-верхнечетвертичные отложения и прослаивающие их туфы). По данным турецких геологов, четвертичные отложения, заполняющие небольшие впадины над и вблизи Северо-Анатолийского разлома, дислоцированы, а местами даже наблюдаются явления надвигания и сдвиговые деформации.

Восточным продолжением Северо-Анатолийской зоны разломов на территории АрмССР является Среднеараксинская субширотная зона разломов, состоящая из двух главных разломов—Ереванского и Эчмиадзинского, которые хотя скрыты под четвертичными озерно-речными отложениями, однако тем не менее выражены в рельефе и более четко устанавливаются буровыми и геофизическими (в частности, гравиметрическими) данными.

Тектонический блок между этими двумя разломами горстообразно поднят—докембрийский кристаллический фундамент (Паракар-Енгиджинское погруженное горстообразное поднятие, одноименный гравитационный максимум). Южнее и севернее указанных разломов расположены Араксинский и Ереванский прогибы, выполненные молассовой серией отложений неогена-антропогена, мощностью в 5—6 км. Если учесть, что докембрийский фундамент на Паракар-Енгиджинском поднятии вскрыт на глубине 500—600 м, то можно полагать, что амплитуда поднятия этого блока составит ок. 10 км.

Еще один разлом прослеживается по р. Аракс. Из поперечных, близмеридионального, северо-восточного простирания разломов наиболее крупной и сейсмоактивной является транскавказская зона разломов и поднятий, тянущаяся от главного Кавказского хребта на севере на юг-юго-запад до оз. Ван, где она упирается в Таврическую систему разломов близширотного простирания. Зона эта более активно проявлялась в неотектоническом, орогенном этапе развития и, в частности, в плиocene и четвертичном периоде, обуславливая мощнейший вулканизм мантийного происхождения—базальт-андезит-дацитовая формация. На Малом Кавказе она выражена двумя крупными разломами, на которые насажены многочисленные центры вулканических извержений и излияний. На северном сегменте этой зоны разломов расположены вулканические массивы Казбек и Эльбрус на Большом Кавказе и, вероятно, трахилипаритовые экстрוזии Ставропольского свода.

Из других поперечных (северо-восточных и близмеридиональных) разрывных сейсмогенных нарушений следует отметить Разданский, Азатский, Касахский (по одноименным рекам), разлом, тянущийся по линии Варденисский вулканический хребет—стратовулканы Арарат-Тондурак-Сипан-Немрут.

Более региональным (надрегиональным) является Пальмиро-Апшеронский линеймент, тянущийся от Апшеронского полуострова на северо-востоке на юго-запад до Сирийского грабена на юго-западе на расстоянии свыше 2000 км.

Таким образом, вся территория Малого Кавказа расчленена разломами диагонально и ортогонально широтного и меридионального простирания и имеет мозаично-блоковое строение. Конечно, не все разломы сейсмоактивны. Контролируют сейсмичность лишь глубинные, поныне живущие разломы, при этом более сейсмоактивны узлы их пересечения.

На территории Армянской ССР наиболее сейсмоактивными являются Араратская котловина и прилегающие районы Анкаван-Зангезурской разломной зоны, районы пересечения субширотных и субмеридиональных разломов Ленинакан-Спитак-Кировакан-Севан, и районы, примыкающие к транскавказской зоне разломов (Гукасян, Амасия, Степанаван). Статистические данные полностью подтверждают это (землетрясения Арарат—1840, 139; Двин—893; Гарни—1679; Ани—1139, 139 гг. и др.; Ленинакан—1926; Спитак—1988; Зангезур—1931, 1968 гг. и др.).

Вопросы сейсмотектоники Турции и Ирана освещены в работах И. Штёклина, А. Зиберга, Н. А. Новрузи, М. Берберяна, Р. Бринкмана, Н. Эгерана, Е. Лана, Н. Пинара, П. Амбрасенса, М. Набави и многих других местных и западноевропейских ученых.

В Анатолии выделяются три сейсмоактивные зоны: Западно-Анатолийская меридиональная зона вдоль восточного побережья Средиземного и Эгейского морей, Северо-Анатолийская, которая тянется по линии от г. Измит (на Мраморном море) и через города Эрзинджан, Эрзерум, Кагызван, Араратскую долину до городов Тебриз и Тегеран в Иране на расстоянии более чем 2500 км—одна из самых сейсмоактивных зон в мире. Третья сейсмическая зона прослеживается от района Аданасской долины у Средиземного моря, через районы Малатия, бассейн р. Мурат и гор. Битлис, оз. Ван—до городов Ханадана и Исфахана в Иране.

К ним и приурочены все катастрофические землетрясения (8 и более баллов), происходившие на территории Турции (Эрзинджан, Измир, Киршехир, Ван, Малатия, Гедиз и др.). Анализ сейсмостатистических данных показывает, что здесь, на территории исторической Армении очаги наиболее сильных землетрясений, как и на Кавказе, локализованы в поперечных поднятиях, на участках пересечения продольных и поперечных разломов. Показательно, что если разломы Северо-Анатолийской и Южно-Анатолийской зон (Понтиды, Тавриды) имеют преимущественно взбросо-надвиговый характер, то в Центральной Анатолии (Анатолиды) сейсмогенные разломы в основном представлены в виде сдвигов—Центрально-Анатолийско-Ванский правосторонний сдвиг, Бингёльский левосторонний сдвиг.

В Иране наиболее сейсмоактивные зоны расположены вдоль южных подножий Альбурза и Копетдага (взбросы и надвиги), Загросской надвиговой зоны и по восточным и западным швам Лутского массива на востоке страны.

Спитакское землетрясение 1988 года не было для нас неожиданностью, ибо этот участок Ленинакан-Спитак всегда считался одним из самых сейсмически активных на Кавказе, о чем свидетельствуют помимо сейсмотектонических данных, также статистические. Однако, признаться, никто из нас не мог предположить, что сила сотрясений здесь может достигнуть 10 баллов. Ну что же, ведь не все «секреты» природы раскрыты. Несомненно, оно связано с активизацией Северо-Анатолийско-Севанской зоны разломов и частично спровоцированной этими оживлениями Транскавказской сейсмоактивной зоны на участке их пересечения. Об этом могут свидетельствовать афтершоки в районе райцентра Гукасян и недавно имевшие место землетрясения в южной Грузии.

Источником энергии Спитакского землетрясения, по-видимому, послужило столкновение литосферных микроплит Армянско-Центрально-Анатолийско-Иранской и Рионо-Куринской при движении первой к северу и пододвиганию ее под вторую. Шовную зону между ними—Севано-Ширакскую, таким образом, можно считать энергогенерирующей и одновременно путем высвобождения этой энергии.

Спитакское землетрясение заставляет нас—геологов, геофизиков, сейсмологов, пересмотреть наши представления о глубинном строении данного региона, в частности, карты сейсмического районирования и микрорайонирования.

Необходимо также пересмотреть существующие нормативы сейсмостойкого строительства с учетом последствий Спитакского землетрясения. Низкое качество стройматериалов, строительных работ, нарушение строительных норм приводят к тяжелейшим последствиям при сейсмических толчках, и по существу в ряде случаев приравнивают к нулю все научно-обоснованные предложения по антисейсмическому строительству. Примером может служить в данном случае землетрясение в Спитаке, Ленинакане, Кировакане. Иначе трудно объяснить тот факт, что все высотные здания, построенные в Ленинакане за последние годы, были разрушены, а старые одно-двухэтажные, построенные без всяких строительных норм, но добросовестно, пострадали меньше или вовсе не пострадали.

В заключение хочу еще раз подчеркнуть, что вся территория Армянского нагорья, как Советская Армения, так и Западная, сейсмоактивна, поэтому избежать землетрясения мы не можем.

Следовательно, задача наших научных и строительных организаций—разработка новых, для условий Армении, нормативов сейсмостойкого строительства, повысить качество строительных материалов и осуществлять строительные работы по строго установленным порядкам. Очень важна также бережная эксплуатация сооружений. По-видимому, есть необходимость для контроля над указанными мероприятиями создать специальную службу. Если наука еще не в состоянии прогнозировать время (дни, часы) наступающих бедствий, то мы в состоянии с достаточной точностью прогнозировать место и силу землетрясения и вести строительные работы соответственно этим показателям, что в значительной степени уменьшит материальный ущерб и сократит число человеческих жертв.

Академия наук
Армянской ССР

Поступила 8.IV.1989

Ա. Հ. ԳԱՐՐԻՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԼԵՌՆԱՇԽԱՐՀԻ ՈՒ ՀԱՐԱԿԻՅ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ՍԵՅՍՄԱՏԵԿՏՈՆԻԿԱ

Ա մ փ ո փ ու մ

1. Գլխավոր երկրաբանական պրոցեսները մեկնաբանելիս մեզ համարելակետային տեսական հիմք է համարվում «բարախման» վարկածը: Մեր կարծիքով, երկրագնդի բարախման (ընդարձակման և կծկման) հետևանքով է տեղի ունենում քարոլորտի սալերի և միկրոսալերի միմյանցից հեռացումն ու նրանց մոտեցումը, ինչը և վերահսկում է կարևորագույն երկրաբանական պրոցեսները՝ երկրակեղևի ճկում և գեոսինկլինալային դոտինների կազմավորում, նստվածքակուտակում, ծալքավորություն, բարձրացում, մետամորֆիզմ, մագմատիզմ, հրաբխականություն, սեյսմաակտիվություն:

2. Միջերկրածովային օրոգեն գոտու Հայաստան-Անատոլիա-Իրանական սեղմենտը և նրա բաղկացուցիչ մասը կազմող Հայկական լեռնաշխարհը օրի-

դոցենից սկսած տարբերակված բնույթի ուժգին բարձրացում է ապրում՝ լեռնակազմություն, օրոգեն կալիումական գրանիտների ներդրում, վաղ և ուշ մոլասային՝ օրոգեն մոլասային ֆորմացիաների կուտակում, հրաբխականություն, սեյսմաակտիվություն: Ընդհանուր բարձրացման միջին լայնույթը Հայկական լեռնաշխարհում 3,5 կմ է, Մեծ Կովկասում՝ 4—5 կմ և ավելի, սարմատից հետո ընկած ժամանակահատվածում այդ բարձրացումը կազմում է մոտ 2 կմ, իսկ շորրորդականում՝ 1—1,5 կմ: Որոգենների պատճառը, մեր կարծիքով, երկրակեղևի կծկումն է՝ որպես հիտեանք երկրագնդի սեղմման: Այդ պրոցեսն առաջ է բերում նվրասիայի և Գոնդվանայի սալերի ու միկրոսալերի հանդիպական շարժում, մերձեցում, ինչը և պատճառ է հանդիսանում նրանց շփման զոնայում ձևափոխումների ու մեկը մյուսի տակ տեղաշարժման: Լեռն-Կուրի կոշտ զանգվածի տեղաշարժը դեպի հյուսիս կատարվում է Մեծ Կովկասի կարածայրի (դյուրաշարժ զոնայի) միջոցով: Արարական սալի շարժվելը դեպի հյուսիս-արևելք առաջ է բերում Տավրոս-Ջազրոսյան դյուրաշարժ գեոսինկլինալային զոնայի ծալքավորումը, վրաշարժերի ու շարժանների առաջացումը:

Այդ շարժումների արձագանքները միկրոսալերում ու կոշտ զանգվածներում արտահայտվում են մոլասային ֆորմացիաների բեկորային ծալքավորմամբ: Հայաստան-Անատոլիա-Իրանական սալի տեղաշարժը դեպի հյուսիս կատարվում է Հյուսիս-Անատոլիական-Սևանի դյուրաշարժ զոնայով (համանման կարով): Բազմաթիվ ուժեղ երկրաշարժերի էպիկենտրոնները գտնվում են այդ կարերի վրա:

3. Օրոգեն փուլի սկզբում (օլիգոցենում) Արարական սալը պոկվում է Գոնդվանայից և տեղաշարժվում դեպի հյուսիս-արևելք, իսկ պոկման տեղում սկսվում է կազմավորվել Կարմիր ծով-Սիրիական ուֆտը:

4. Վերը նշված սալերի հանդիպական շարժումը և նրանց հպվելը բարձրացման պատճառ է հանդիսանում Ստավրոպոլյան բեկոր-Մեծ Կովկաս-Փոքր Կովկաս-Վանա լիճ միջօրեականի ուղղությամբ, որն ուղեկցվում է գերձրգմամբ, խորը՝ մինչև երկրի պատյանը թափանցող բեկվածքների առաջացմամբ, ուժգին հրաբխականությամբ, բարձրացման, խորքային բեկվածքների և հրաբխականության, սեյսմաակտիվ Տրանսկովկասյան զոնայի առաջացմամբ:

5. 1988 թ. Սպիտակի երկրաշարժը Հյուսիս-Անատոլիական-Սևանի և Տրանսկովկասյան բեկվածքների հաստման մասում տեկտոնական շարժումների աշխուժացման արդյունք է: Շարժման էներգիայի աղբյուրը, հավանաբար, հանդիսանում է այն ջերմային էներգիան, որն անջատվում է քարոլորտի սալերի և միկրոսալերի մերձեցման ու շփման հետևանքով: Այսպիսով, այդ սալերի կարերը, հպման գոլաները՝ բեկվածքները, համարվում են և էներգիայի կուտակման վայրեր և միաժամանակ ազատման ուղիներ (երկրաշարժեր):

6. ՀիՍՀ տարածքում առավել սեյսմաակտիվ են Արարատյան իջվածքն ու նրան հարակից շրջանները, Հանքավան-Ջանգեղուրի բեկվածքային զոնան, Լեւինական—Սպիտակ—Սևանի ավազան հատվածը, Տրանսկովկասյան բեկվածքային զոնան, որոնցում պատմական անցյալում բազմիցս տեղի են ունեցել 9 և ավելի բարձր բալայնությամբ կործանարար երկրաշարժեր (Արարատ՝ 1840, Դառնի՝ 1679, Դվին՝ 893, Անի՝ 1139 և այլն): Արարատ լեռան հյուսիս-արևմտյան լանջի խոր ճեղքվածքը՝ վիհը, առաջացել է 139 թ. մեծ երկրաշարժի ժամանակ, որն առնվազն 10 բալ ուժգնություն է ունեցել: Մեծ Կովկասում ուժեղ երկրաշարժերի օջախները հարում են Մեծ ու Փոքր Կովկասների ու նրանց բաժանող Լեռն-Կասպիական սալի (միջադիր զանգված) կցվածքներին: Անատոլիայում առավել սեյսմաակտիվ են Հյուսիս-Անատո-

լիակա՛ն (8,1 մագնիտուդայով), Կենտրոնական Անատոլիա—Վանի (աջ տեղաշարժ), Բինգյուլի (ձախ տեղաշարժ), Հարավ—Անատոլիական—Սիրիական կարմիր ծովի ռիֆտային զոնայի հյուսիս-արևմտյան շարունակության բեկվածքները: Իրանում առավել սեյսմաակտիվ են Ալբուրդ և Կոպետդաղ բարձրալեռների և Զագրոսի Իրանական սալի կցվածքները, ինչպես նաև Լուրի գանգվածի արևմտյան և արևելյան սահմանային կարերը:

A. H. GABRIELIAN

THE SEISMOTECTONICS OF THE ARMENIAN HIGHLAND AND ADJACENT REGIONS

A b s t r a c t

The general characteristic of the Armenian highland and adjacent regions of the Caucasus, Anatolia and Iran recent tectonics and seismicity is brought.

The most seismoactive structures i. e. seismogenetic fractures are distinguished, the earthquakes prediction subsequent investigation problems are outlined, the importance of antiseismic building is emphasized.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XCII, № 4, 29—35

УДК 550.348.436(479.25)

С. Н. НАЗАРЕТЯН

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ПРОГНОЗ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 г.

Сделана попытка путем анализа существующего материала оценить возможность прогнозирования места, силы и времени возникновения Спитакского землетрясения ретроспективно. Указываются причины неточной оценки сейсмической опасности эпицентральной зоны землетрясения. Поднимаются некоторые актуальные задачи, от решения которых во многом зависит надежность общего сейсмического районирования территории Армении и долгосрочного сейсмопрогноза.

Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в определенной степени явилось неожиданностью для специалистов. Имеются в виду все три основных параметра землетрясения: место, сила и время возникновения. Никто из специалистов не предполагал, что в Спитаке (и не только в Спитаке) возможно землетрясение интенсивностью 10 баллов (по карте сейсмического районирования 1978 г. опасность оценивалась 7 баллами). Поэтому имеет смысл еще раз проанализировать имеющиеся данные по разломной тектонике и сейсмичности района с учетом новых данных, чтобы ответить на вопрос: возможно ли было прогнозировать эти параметры землетрясения?

Место возникновения. Землетрясение приурочено к зоне пересечения трех разломов разного простирания (рис. 1), т. е. к сложному дизъюнктивному узлу. На основе комплекса геофизических методов были установлены диагональные разломы, а что касается широтного разлома, то его наличие в этом районе нами не предполагалось [9]. Вкратце рассмотрим эти разломы. Образованный на земной поверхности во время землетрясения разлом (взбросо-сдвиг), длиной минимум 10 км, почти совпадает с осью северо-западного ответвления Ле-

լիակա՛ն (8,1 մագնիտուդայով), Կենտրոնական Անատոլիա—Վանի (աջ տեղաշարժ), Բինգյուլի (ձախ տեղաշարժ), Հարավ—Անատոլիական—Սիրիական կարմիր ծովի ռիֆտային զոնայի հյուսիս-արևմտյան շարունակության բեկվածքները: Իրանում առավել սեյսմաակտիվ են Ալբուրդ և Կոպետդաղ բարձրալեռների և Զագրոսի Իրանական սալի կցվածքները, ինչպես նաև Լուրի պանգվածի արևմտյան և արևելյան սահմանային կարերը:

A. H. GABRIELIAN

THE SEISMOTECTONICS OF THE ARMENIAN HIGHLAND AND ADJACENT REGIONS

A b s t r a c t

The general characteristic of the Armenian highland and adjacent regions of the Caucasus, Anatolia and Iran recent tectonics and seismicity is brought.

The most seismoactive structures i. e. seismogenetic fractures are distinguished, the earthquakes prediction subsequent investigation problems are outlined, the importance of antiseismic building is emphasized.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XCII, № 4, 29—35

УДК 550.348.436(479.25)

С. Н. НАЗАРЕТЯН

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ПРОГНОЗ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 г.

Сделана попытка путем анализа существующего материала оценить возможность прогнозирования места, силы и времени возникновения Спитакского землетрясения ретроспективно. Указываются причины неточной оценки сейсмической опасности эпицентральной зоны землетрясения. Поднимаются некоторые актуальные задачи, от решения которых во многом зависит надежность общего сейсмического районирования территории Армении и долгосрочного сейсмопрогноза.

Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в определенной степени явилось неожиданностью для специалистов. Имеются в виду все три основных параметра землетрясения: место, сила и время возникновения. Никто из специалистов не предполагал, что в Спитаке (и не только в Спитаке) возможно землетрясение интенсивностью 10 баллов (по карте сейсмического районирования 1978 г. опасность оценивалась 7 баллами). Поэтому имеет смысл еще раз проанализировать имеющиеся данные по разломной тектонике и сейсмичности района с учетом новых данных, чтобы ответить на вопрос: возможно ли было прогнозировать эти параметры землетрясения?

Место возникновения. Землетрясение приурочено к зоне пересечения трех разломов разного простирания (рис. 1), т. е. к сложному дизъюнктивному узлу. На основе комплекса геофизических методов были установлены диагональные разломы, а что касается широтного разлома, то его наличие в этом районе нами не предполагалось [9]. Вкратце рассмотрим эти разломы. Образованный на земной поверхности во время землетрясения разлом (взбросо-сдвиг), длиной минимум 10 км, почти совпадает с осью северо-западного ответвления Ле-

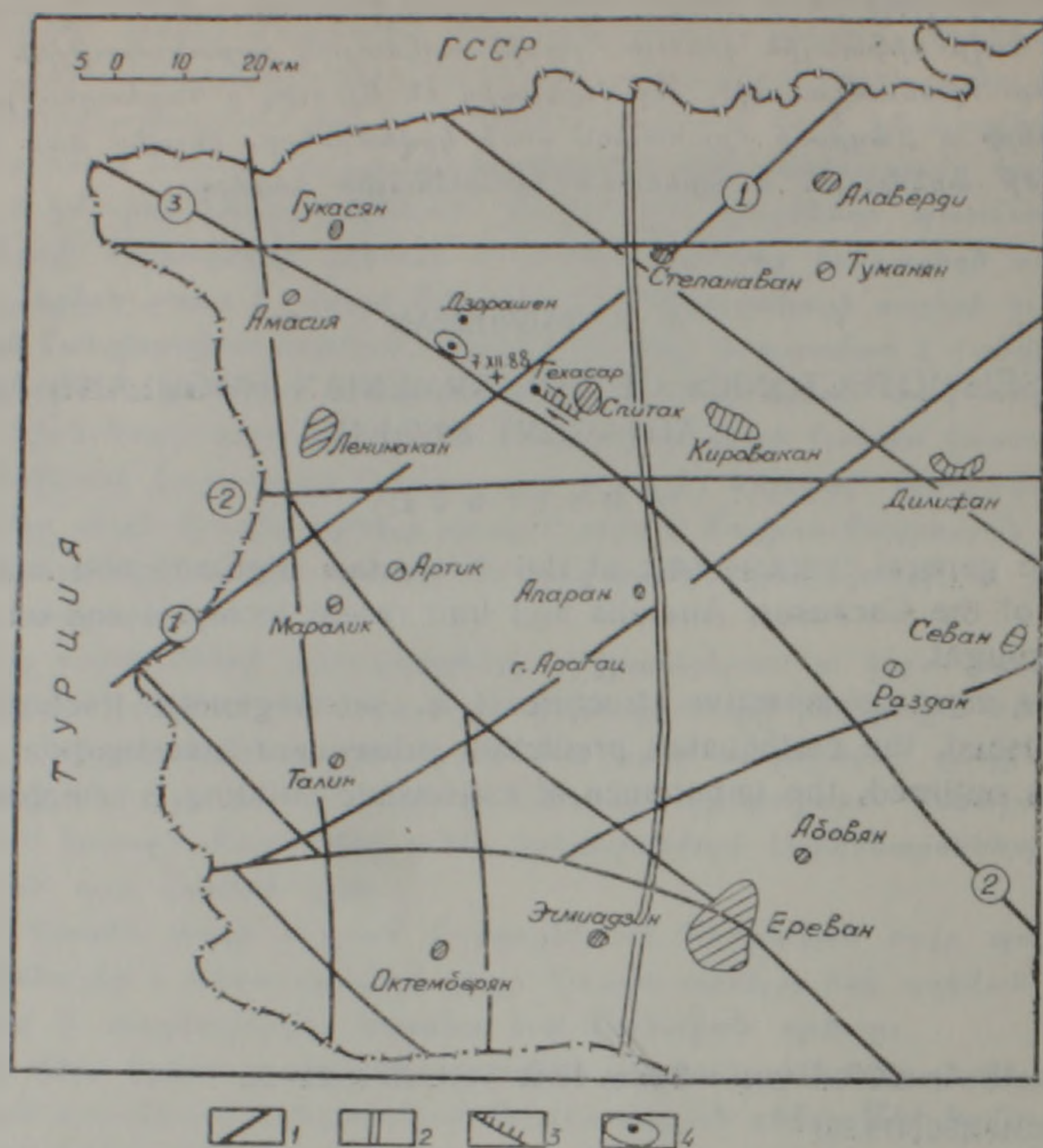


Рис. 1. Карта глубинных разломов [9] и крупных дислокаций, образованных во время Спитакского землетрясения 1988 года. 1. Ось разломов по комплексу геофизических методов; 2—Арарат-Спитак-Калининский разлом, по которому меняется направление альпийской активизации от северо-западного на широтное; Дислокации: 4—разлом (сбросо-сдвиг); 5—сейсмогравитационная дислокация. На рисунке арабскими цифрами указаны разломы: 1—Дигор Степанаванский; 2—Ленинакан-Ордубадский; 3—северо-западное ответвление Ленинакан-Ордубадского разлома.

нинакан-Ордубадского глубинного разлома [9]. В зоне указанного разлома на северо-западе (у с. Дзоришен) образовалась крупная сейсмогравитационная дислокация, которая также свидетельствует о его наличии. Эта дислокация имеет большие размеры (около 350×150 м), охватывает глубину до 10—20 м и переброшена по склону горы (при наклоне $\sim 10^\circ$) на 30—50 м, причем поверхность скольжения проходит, в основном, по раздробленным скальным породам. Она также свидетельствует о десятибалльной интенсивности землетрясения в этом (эпицентральной) районе. Вышеотмеченные дислокации являются поверхностными выражениями сейсмоактивного глубинного разлома и могут служить реперами для его выделения. Северо-западное ответвление Ленинакан-Ордубадского разлома выделяется также по оси миграции афтершоков Спитакского землетрясения (рис. 2). Заметно, что ось миграции афтершоков смещена от оси указанного глубинного разлома на северо-восток. Это естественно, т. к. зона разлома наклонена на северо-восток под углом $60-70^\circ$, и проекции гипоцентров (эпицентры) будут располагаться северо-восточнее от его выхода на поверхность. О наличии указанного фрагмента разлома свидетельствуют также результаты дешифровки аэрокосмических снимков [8].

Второй, также сейсмоактивный разлом, образующий дизъюнктивный узел, протягивается в северо-восточном направлении и выделен нами под названием Дигор-Степанаванского глубинного разлома. К его зоне приурочены известные Дигорские, Анийские, Ленинаканские землетрясения [9]. Этот разлом особую сейсмическую активность (имеются в виду сильные толчки) во время Спитакского землетрясения не проявил, хотя достаточно четко выделяется направление миграции афтершоков по зоне разлома (рис. 2).

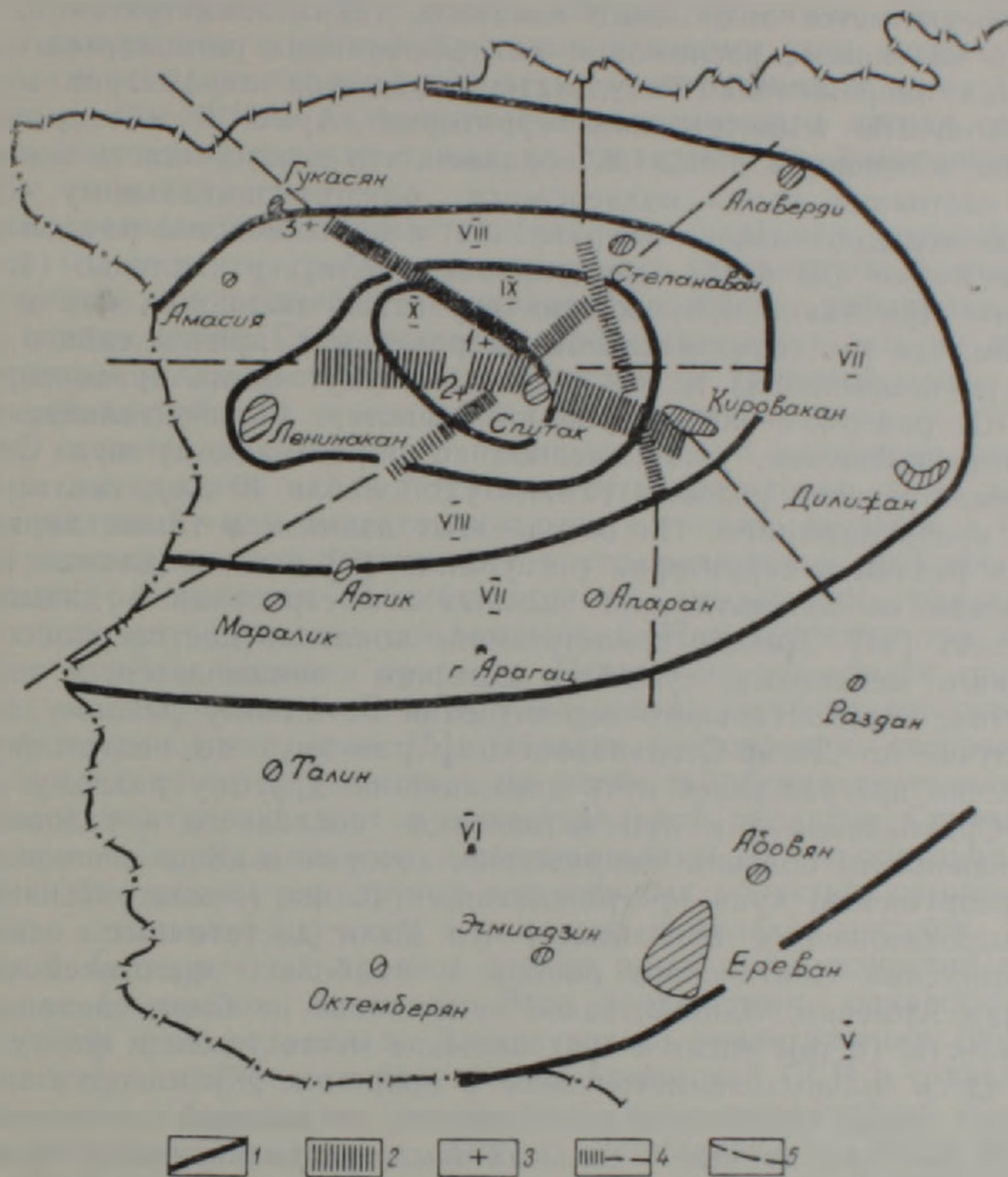


Рис. 2. Карта изосейст Спитакского землетрясения 1988 г. и направления миграции афтершоков. 1. Изосейсты балльности (составил С. Н. Назаретян по материалам сотрудников ИГИС АН АрмССР); 2. Направления (оси) миграции эпицентров афтершоков с $K \geq 10$ за 7/XII—1988 г.—15/IV—1989 г. (по данным сети наблюдений французских специалистов [18] и сети сейсмических станций ОМСЭ ИГИС АН АрмССР); 3. Эпицентры наиболее значительных событий (указаны арабскими цифрами на карте): 1—первого толчка 7 декабря 1988 г.; 2—второго (через около 4 минут после первого) толчка 7 декабря 1988 г.; землетрясение 30 апреля 1989 г. интенсивностью 7,5 баллов; 4—глубинные разломы, проявившие сейсмическую активность во время и после основного события; 5—вероятные фрагменты сейсмической активизации глубинных разломов в ближайшее время.

Многочисленные толчки образовали широтную полосу. Она соответствует одному из ответвлений высокосейсмичного Северо-Анатолийского разлома [1, 2]. Из рис. 2 следует, что разломы всех четырех направлений проявили сейсмическую активность, но в разной степени. Важно отметить, что имелись веские данные, свидетельствующие о тектонической активности всех отмеченных разломов. В первую очередь к этим данным относятся результаты обобщения параметров механизма очагов землетрясений района, происходящих за 1953—1978 гг.

Они показывают, что во время этих землетрясений активными были разломы СВ и СЗ направлений [7]. Многочисленные геологические и геоморфологические данные также свидетельствуют о неотектонической активности Спитакского района [3, 16]. Таким образом, в свое время имелись достаточно надежные данные, свидетельствующие о том, что эпицентральная зона Спитакского землетрясения представляла собой активный дизъюнктивный узел. Как известно, тектонически активные дизъюнктивные узлы считаются наиболее вероятными участками возникновения сильных землетрясений [2, 3, 9, 11, 15]. В работе [11] предлагается возможный механизм таких землетрясений, основанный на системе разломов и на действующих региональных тектонических напряжениях. Результаты обобщения параметров механизма очагов 165 землетрясений территории АрмССР и сопредельных районов, в основном с $M \geq 4,0$, показали, что верхняя часть земной коры в настоящее время подвергается близгоризонтальному ($0-50^\circ$) сжатию меридионального направления, а образованные разломы в основном имеют СВ и СЗ простирание и близвертикальное ($40-90^\circ$) падение. При таких напряжениях вероятны подвижки как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, причем сдвиги (более точно их комбинации) по СЗ разломам будут иметь правосторонний, а по СВ разломам—левосторонний характер. Горизонтальное правостороннее смещение, установленное по образованному при Спитакском землетрясении разлому (амплитудой около 40 см), согласуется с таким предположением. На основе этих данных, а также карты глубинных разломов территории республики [9] был предложен вероятный механизм возникновения сильных землетрясений в дизъюнктивных узлах [11]. Данное землетрясение показало достоверность предложенного механизма, сущность которого заключается в том, что вследствие горизонтального перемещения по одному разлому (в данном случае по Дигор-Степанаванскому разлому) до подготовки землетрясения преграждался путь движения по другому разлому (Ленинакан-Ордубадскому) и при активизации последнего в узловой зоне были накоплены большие напряжения, которые в конце концов привели к разрушению края преграждающего блока (землетрясению).

Вышеизложенное показывает, что были достаточные основания для отнесения Спитакского района к наиболее высокосейсмичным участкам Армении. Однако, такое заключение не было сделано, т. к. специалисты (в том числе и мы) большое место уделили факту отсутствия здесь сильных землетрясений в прошлом. Жизнь показала, что даже для такой территории как Армения, по которой имеются богатые исторические данные о сильных землетрясениях, нельзя проводить сейсмического районирования на основе сейсмостатистических данных. Сейсмичность во времени очень непостоянна.

Следует отметить также следующее важное обстоятельство. Хотя считалось, что Анкаван-Зангезурский (по А. А. Габриеляну [2]) или Ширакско-Зангезурский (по А. Т. Асланяну [1]) глубинные разломы являются одним из ответвлений Северо-Анатолийского разлома, в зоне которого произошли катастрофические землетрясения (например, одиннадцатибалльное Эрзинджанское землетрясение 1939 г.), но никто на этот факт особого внимания не обратил.

Интенсивность землетрясения. На территории Советской Армении вообще исключалась вероятность возникновения землетрясений интенсивностью 10 баллов. Но для такого заключения не давали основания ни каталоги [13, 15], ни расчеты максимально возможных землетрясений [4, 6, 12], а также результаты предварительного исследования палеосейсмодислокации (В. П. Солоненко, Г. П. Симонян, А. С. Караханян и др.). После Спитакского землетрясения многие специалисты (А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, Г. П. Симонян и др.), пересмотрев исторические сведения, признали, что в каталогах была занижена интенсивность ряда землетрясений прошлого. Мы полностью солидарны с таким выводом. Прочитав описания последствий ряда землетрясе-

ний, можно установить признаки, свидетельствующие об их 9—10-балльной интенсивности (Вайоцзорского 906 г., Двинского 893 г., Анийского 1232 г., Гарнийского 1679 г., Араратского 1840 г. и др.). К числу этих признаков в первую очередь необходимо отнести изменения в рельефе (дислокации) и разрушение церквей, построенных по требованиям сейсмостойкого строительства.

Что касается конкретной интенсивности Спитакского землетрясения (10 баллов), то на фоне отмеченного невозможно было прогнозировать ее интенсивность. В лучшем случае, принимая, что землетрясение приурочено к активному дизъюнктивному узлу, можно было говорить о 8—9-балльной интенсивности землетрясения, т. е. на 1—1,5 балла ниже. Отсутствие надежного сейсмологического метода оценки интенсивности землетрясения также не позволило прогнозировать его силу.

Время возникновения землетрясения. Это наиболее трудный вопрос, т. к. его решение требует высокоточного, детального, режимного геофизического, геодезического, гидродинамического, деформационного и др. наблюдений. Существующая наблюдательная сеть не позволяет надежно заниматься вопросами средне- и краткосрочного прогноза землетрясений. Да и методики такого прогноза пока не существует. Что касается долгосрочного прогноза, то для выявления нужных признаков имеющаяся наблюдательная сеть достаточна, т. к. землетрясения большой силы подготавливаются в течение десятков и более лет, а признаки, свидетельствующие о его подготовке, наблюдаются на больших расстояниях. И действительно, имелся ряд признаков, указывающих на подготовку землетрясения. Нам известны три более или менее удачные попытки прогноза. Первый из них сделан группой специалистов (Егоркина Г. В. и др.) на основе изучения анизотропии скоростей сейсмических волн [5]. Область анизотропии, которая, по мнению исследователей, указывает на место скопления тектонических напряжений, почти совпадает с эпицентральной областью Спитакского землетрясения. Указанными исследователями на территории Армянской ССР выделен ряд других аналогичных областей, которые заслуживают детального изучения с помощью комплекса методов.

Второй долгосрочный прогноз сделан нами путем изучения предвестника «сейсмическое затишье». Этот предвестник однажды уже оправдал себя (наблюдался до Зангезурского землетрясения 1968 г.). Изучая сейсмический режим территории Армянской ССР и сопредельных районов, мы выделили только одну, ярко выраженную область затишья. Ширакская полоса—г. Ани—г. Ленинакан—г. Спитак шириной 15—20 км считалась «...наивероятным районом возникновения сильного землетрясения в ближайшем будущем» ([9], стр. 125). Землетрясение произошло на северо-востоке выделенной зоны.

Третий прогноз был сделан большой группой специалистов из ИФЗ АН СССР, ИГ АН ГССР, ИГИС АН АрмССР и др. (Соболев Г. А., Челидзе Т. Л. и др.), которыми было составлено несколько карт Кавказа, с выделением участков возникновения землетрясений с $K \geq 12$ с разной вероятностью. Для этого они использовали метод распознавания образов на основе ряда параметров сейсмичности, изменения скоростей волн во времени и др. Землетрясение произошло не в пределах выделенного района, а недалеко от него.

Таким образом, до Спитакского землетрясения были установлены элементы долгосрочного прогноза. Наряду со многими причинами того, что не был сделан более точный прогноз, опять приходится упоминать, что район считался невысокосейсмичным, и здесь не была организована густая сеть режимных наблюдений.

Предвестники средне- и краткосрочного прогноза возможно и были, но утверждать их однозначность нельзя.

В конце хотелось бы сделать ряд выводов, вытекающих из результатов предварительного изучения Спитакского землетрясения:

1. Сейсмичность во времени очень непостоянна и при сейсмическом районировании опираться лишь на сеймостатистические данные, даже для богатых такими сведениями территорий, нельзя. Особое место надо уделять изучению палеосейсмодислокаций.

2. Особое внимание надо уделять тем дизъюнктивным узлам, которые образуются при пересечении поперечных разломов с разломами, являющимися ответвлениями Северо-Анатолийского сейсмоактивного разлома: Ереванского, Ширакско-Зангезурского и Севанского (в частности, следующим дизъюнктивным узлам: Двинскому, Дигорскому, Вайоцзорскому, Севанскому, Зангезурскому и др.).

3. Необходимо пересмотреть данные Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР [6], касающиеся исторических землетрясений территории Армении с целью уточнения их интенсивности.

4. Горький опыт показывает, что при оценке сейсмической опасности территории Армении (и не только Армении) специалисты при отсутствии необходимых данных и совершенной методики больше рисковали, чем проявили осторожность (застраховались), что послужило одной из причин больших человеческих жертв и огромных материальных потерь. Поэтому логично и даже экономически целесообразно при аналогичной ситуации применять более осторожный подход, а потом по мере накопления новых данных и разработке надежной методики уменьшить уровень оценки сейсмической опасности.

5. Существующая сеть режимных наблюдений нуждается в коренном улучшении, как по части автоматической регистрации сейсмических, геофизических, деформационных, геохимических, гидродинамических и др. наблюдений, передачи этой информации в центр обработки, так и их оперативной, машинной обработки. Без этого невозможно серьезно заниматься средне- и краткосрочным сейсмопрогнозом.

6. Записи сильного толчка и миграция афтершоков во времени показывают, что землетрясение надо фиксировать не только как точку (эпицентр, гипоцентр) или объем (очаг). Оно в первую очередь процесс, развивающийся в пространстве и во времени. Для понимания сущности землетрясения учет этого вопроса очень важен.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 26.IV.1989.

Ս. Ն. ՆԱԶԱՐԵԱՆ

1988 թ. ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՀԵՏԱԴԱՐՉ ԿԱՆԽԱԳՈՒՇԱԿՈՒՄԸ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Երկրաշարժը որոշակիորեն անսպասելի էր մասնագետների համար։ Ոչ որ չէր սպասում, որ Սպիտակի շրջանում (և ոչ միայն այնտեղ) հնարավոր է 10 բալանոց երկրաշարժ. և դա այն դեպքում, երբ սեյսմիկ շրջանացման գոյություն ունեցող քարտեզի համաձայն Սպիտակի գտնվում էր 7 բալանոց գոտում։

Փորձ է արված, ելնելով եղած սեյսմարանական, տեկտոնական նյութերից, հաշվի առնելով դեկտեմբերի 7-ի երկրաշարժի հետևանքները, կատարելու հետադարձ կանխագուշակում և պատասխանելու համար այն հարցին, թե հնարավոր էր արդյոք պարզել երկրաշարժի տեղը, ուժգնությունը և ժամանակը։ Վերլուծելով եղած նյութերը հանգում ենք այն եզրակացության, որ նման կանխագուշակման հնարավորությունները սահմանափակ են եղել։

Հաշվի առնելով երկրաշարժի դառն դասերը, արվում են մի շարք եզրակացություններ հանրապետության տարածքի հուսալի սեյսմիկ շրջանացման և սեյսմական խաղուղակման աշխատանքներն ավելի լավ կազմակերպելու համար:

S. N. NAZARETIAN

A RETROSPECTIVE PROGNOSTICATION OF THE SPITAK EARTHQUAKE, 1988

Abstract

By means of available data analysis an attempt is made to evaluate the possibility of a retrospective prognostication of the place, time and magnitude of the Spitak earthquake. The reasons of the epicentral zone seismic danger inaccurate estimation are shown. Some actual problems are raised, from the solution of which it depends to a large extent the reliability of the Armentian SSR territory general seismic zoning and extended-period seismic prognostication.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 340 с.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 185 с.
3. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 284 с.
4. Джибладзе Э. А. Энергия землетрясений, сейсмический режим и сейсмотектонические движения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 220 с.
5. Егоркина Г. В., Ракитов В. А., Гаретовская И. В., Егорова Л. М. Анизотропия скоростей сейсмических волн и напряженное состояние земной коры на территории Армении. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 8, с. 43—56.
6. Карапетян Н. К. Параметры сейсмического режима Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 4, с. 71—81.
7. Киракосян А. А., Назаретян С. Н. Определение возможных направлений сейсмической активизации разломов территории Армянской ССР на основе региональных напряжений. — ДАН АрмССР, т. LXXXIV, 1987, № 3, с. 131—137.
8. Караханян А. С., Саргсян Х. О., Бальян Р. О. Некоторые закономерности распределения линейментов на территории Армянской ССР и сопредельных районов. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1986, № 6, с. 3—8.
9. Назаретян С. Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР по геофизическим данным. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 134 с.
10. Назаретян С. Н. Некоторые вопросы разломной территории АрмССР. Геофизический журнал, Киев: «Наукова думка», т. 9, № 3, 1987, с. 29—34.
11. Назаретян С. Н. Возможный механизм возникновения сильных землетрясений в дизъюнктивных узлах территории Армянской ССР. — ДАН АрмССР, т. LXXXIV, 1987, № 5, с. 203—207.
12. Назаретян С. Н., Асланян С. Р., Киракосян А. А. Долговременные средние показатели сейсмичности территории Армянской ССР и сопредельных районов. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, № 1, с. 61—68.
13. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, 237 с.
14. Пирузян С. А., Бабаджанян А. Г., Донабедов А. Т. и др. Блоковое строение территории Армянской ССР и сопредельных районов в связи с сейсмическим районированием. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1978, № 4, с. 69—78.
15. Пирузян С. А. Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Ереван: Изд. Айастан, 1969, 91 с.
16. Саркисян О. А. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория (Малый Кавказ). — Ереван: Изд. ЕГУ, 1973, 286 с.
17. Храмовских В. С., Никонов А. А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984, 145 с.
18. Clsteras A., Phillip H., Bousquet J. C., Cara M. The Spitak (Armenia) Earthquake of December 7, 1988: Field observations, Seismology and Tectonics. Sub. in Nature, Feb., 1989, 12 p.

Н. К. КАРАПЕТЯН

МЕХАНИЗМ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОЧАГОВ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 7 ДЕКАБРЯ 1988 ГОДА, ЕГО ФОРШОКА И АФТЕРШОКОВ

Определены механизмы очагов Спитакского землетрясения, его форшока и его афтершоков. Рассмотрен вопрос о связи между напряжениями и плоскостями разрывов в очагах главного толчка и афтершоков. Исследовано изменение динамических параметров очага Спитакского землетрясения.

На основании механизма форшока установлен прогностический признак для Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года.

7 декабря 1988 года в 7 ч 41 мин по Гринвичскому времени в Армении в районе Спитака произошло разрушительное землетрясение с магнитудой порядка 7. Положение эпицентра и глубина залегания очага Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года нами определены по палетке годографов сейсмических волн для территории Армянского нагорья, а также по методам, не зависящим от годографа. Получены следующие координаты эпицентра землетрясения: $\varphi = 40^{\circ}54'$ и $\lambda = 44^{\circ}08,4'$. Глубина залегания очага получилась равной 12 км.

Изучение сейсмических условий Армянского нагорья нами было завершено до Спитакского землетрясения 7.XII.1988 г. и опубликовано в виде монографии в 1986 г. [1].

В результате проведенного исследования сейсмических условий отдельных регионов, на которые была разделена вся территория Армянского нагорья, было установлено неодинаковое проявление сейсмичности в этих регионах, выявлены разные периоды сейсмической активизации в регионах и в то же время их сейсмическая взаимосвязь.

Всего за период с 550 г. до н. э. по 1980 г. произошло 1158 землетрясений с силой 5 и выше баллов. При этом 802 являлись основными толчками, а 356—афтершоками. 144 основных землетрясения имели магнитуду от 5—до 6-ти, 42 землетрясения—магнитуду от 6 до 8-ми, а остальные 616—меньше 5-ти.

За период с 550 г. до н. э. по 1900 г. произошло 237 землетрясений (из них 13 являлись афтершоками), за период 1901—1930 гг.—231 землетрясение (из них 64—афтершоки), а основная масса, 690 землетрясений (из них 279—афтершоки),—за последние 50 лет (с 1931 по 1980 гг.).

Распределение количества землетрясений по отдельным регионам за указанные периоды неодинаковое. Так, до 1900 г. наибольшее количество землетрясений произошло в Эрзинджан-Бингёльском, затем в Зангезурском регионах; в Ленинаканском регионе произошло незначительное количество землетрясений.

В период с 1901 по 1930 гг. наибольшее количество землетрясений отмечается в Ленинаканском, затем в Аджаро-Триалетском регионе. В период с 1931 по 1980 гг. произошла активизация сейсмичности (по количеству землетрясений) всей исследуемой территории. При этом наиболее сейсмоактивными были Эрзинджан-Бингёльский регион, затем Ленинаканский.

Согласно нашим подсчетам, на всей исследуемой территории Армянского нагорья при землетрясениях силой 5 и более баллов за время с 550 г. до н. э. по 1980 г. выделилось всего $1351646,3 \cdot 10^{11}$ Дж энергии. При этом 21,1% этой энергии, т. е. $285653,3 \cdot 10^{11}$ Дж выделилось за время с 550 г. до н. э. по 1900 г., 15,2% ($205674 \cdot 10^{11}$ Дж)—за 1901—1930 гг. и 63,7% ($860319 \cdot 10^{11}$ Дж)—за 1931—1980 гг.

Таким образом, за последние 50 лет на территории Армянского нагорья в целом наблюдается значительное увеличение выделенной сейсмической энергии.

При рассмотрении распределения этой энергии по годам в течение 50 лет (с 1931 по 1980 гг.) установлено, что через каждые 5 ± 2 года имеются пики сейсмической энергии величиной $E > 4000 \cdot 10^{11}$ Дж. Эти пики имеют место в 1931, 1935, 1939, 1946, 1954, 1960, 1966, 1971 и 1976 гг. Следовательно, следующего максимального пика сейсмической энергии на исследуемой территории следовало ожидать в 1981 ± 2 года. Действительно, в 1983 г. в районе Эрзурума произошло одно из крупнейших землетрясений Армянского нагорья в XX столетии. Следующий пик приходится на 1988 ± 2 года. Действительно, 7 декабря 1988 г. имело место Спитакское землетрясение.

На территории Армянского нагорья за период с 1981 по 1985 гг. произошло 122 землетрясения. При этом 73 землетрясения были основными толчками, а 49 (т. е. 40% всего числа)—форшоками или афтершоками, 36 землетрясений имели силу 4—5 баллов, а 86—силу 5 и более баллов. Распределение этих землетрясений по магнитуде в отдельные годы и в течение всего времени дано в табл. 1. Как следует из этой таблицы, в период с 1981 по 1985 гг. более одной трети (35%) землетрясений имели магнитуду $4,6$, все землетрясения были с магнитудой $4^{1/4}$, а примерно 26% имели магнитуду $3^{3/4}$. Следовательно, основная масса землетрясений имела магнитуду в пределах от $3^{3/4}$ до $4^{1/4}$. Такое распределение землетрясений по магнитуде имеет место не только в случае основных толчков, но и для форшоков и афтершоков, а также общего числа землетрясений.

На исследуемой территории за период с 1981 по 1985 гг. произошли только три землетрясения с $M \geq 5$.

Следует отметить также одинаковое количество основных толчков (16) в 1982, 1983, и 1984 гг. и примерно такое же количество их в 1985 г. (17 землетрясений). Только в 1981 г. число основных толчков было в два раза меньше, а именно, на исследуемой территории произошло всего 8 землетрясений, причем магнитуда этих землетрясений не превышала $4^{1/4}$.

Таблица 1
Распределение землетрясений Армянского нагорья по магнитуде за 1981—1985 гг.

Магнитуда землетрясений		$3^{1/4}$	$3^{1/2}$	$3^{3/4}$	4	$4^{1/4}$	$4^{1/2}$	$4^{3/4}$	5	$5^{1/4}$	$6^{3/4}$	Всего
Число землетрясений за годы	1981	о	—	3	—	3	2	—	—	—	—	8
		а	—	—	3	—	—	—	—	—	—	3
	1982	о	1	1	3	5	4	1	—	—	1	16
		а	1	—	—	4	1	—	—	—	—	6
	1983	о	1	—	5	3	2	3	1	—	—	16
		а	—	4	3	8	4	4	—	—	1	24
	1984	о	—	—	4	9	2	—	—	—	1	16
		а	—	—	6	4	3	—	—	1	—	14
	1985	о	—	—	7	6	2	1	1	—	—	17
		а	—	1	—	1	—	—	—	—	—	2
	1981—1985	о	2	4	19	26	12	5	2	—	2	73
		а	1	5	12	17	8	4	—	1	1	49
В с е г о			3	9	31	43	20	9	2	1	3	122

о—основные толчки, а—афтершоки (или форшоки).

В отдельных регионах территории Армянского нагорья в период с 1981 по 1985 гг. произошло неодинаковое количество землетрясений силой 4—5 и более баллов. Наибольшее количество основных толчков, по 15 землетрясений, произошло в Ванском и Зангезурском регионах, затем в Ардахан-Карс-Хорасанском (11 землетрясений), далее в Эрзинджан-Бингельском и Ленинанканском регионах (по 10 землетрясе-

ний). Наибольшее количество афтершоков имело место в Ардахан-Карс-Хорасанском регионе, что является вполне естественным, так как здесь произошло самое сильное в период 1981—1985 гг. Эрзурум-Карское землетрясение с магнитудой порядка $6^{3/4}$.

Нами подсчитано, что на территории Армянского нагорья при землетрясениях силой 4—5 и более баллов за время с 1981 по 1985 гг. выделилось всего $28178 \cdot 10^{11}$ Дж. В табл. 2 дано распределение этой энергии по отдельным годам. Как и следовало ожидать, наибольшее количество (97,3%) энергии на исследуемой территории выделилось в 1983 г., когда произошло разрушительное Эрзурум-Карское землетрясение.

Наименьшее количество (0,05% всей энергии) выделилось при землетрясении 1981 г. Затем в 1982 г. произошло увеличение энергии (1,2% всей энергии) и в 1983 г. наступил максимум, затем начался спад выделившейся энергии при землетрясениях. В 1982 и 1984 гг. выделилось примерно одинаковое количество энергии. Спад энергии продолжался в 1985 г., когда при землетрясениях было выделено лишь 0,23% всей энергии.

Проведенный анализ распределения землетрясений по магнитуде, графика хода сейсмического процесса во времени, пространственно-временных диаграмм развития сейсмического процесса, распределений энергий и высвобожденных деформаций по годам показывает, что наименьшая сейсмическая активность на исследуемой территории наблюдалась в 1981 г., а наибольшая—в 1983 г., после чего начался спад сейсмической активности, который, по-видимому, продолжается и после 1985 г. Следует также отметить, что в рассматриваемый период времени эпицентры всех землетрясений с $M \geq 4^{3/4}$ расположены в зарубежной части исследуемой территории Армянского нагорья.

Таблица 2

Значение энергии землетрясений

Г о д ы	Энергия землетрясений 10^{11} Дж.		
	без афтершоков	афтершоков	всего
1981	12.5	1.7	14.2
1982	316.6	8.5	325.1
1983	27000.3	350.1	27350.4
1984	302.0	120.8	422.8
1985	64.3	1.2	65.5
1981—1985	27695.7	482.3	28178.0

За рубежом расположены эпицентры не только самых сильных из имевших место землетрясений, но и наибольшее их количество, а именно—из 73 основных толчков 52 землетрясения, т. е. свыше 70% всего числа, произошли за рубежом, и только 21—в советской части исследуемой территории.

В последние три года—с 1986 по 1988 гг. в Ленинаканском регионе наблюдается дальнейший спад сейсмической активности, а именно—в 1986 г. имели место только четыре землетрясения с энергетическим классом $K \geq 10$, в 1987 г. такой силы землетрясения не наблюдались, а в 1988 г. произошли только два землетрясения. При этом лишь два землетрясения в период с 1986 по 1988 гг. имели энергетический класс $K \geq 11$ и оба произошли на Ахалкалакском нагорье.

Таким образом, в очаговой зоне Спитакского землетрясения в течение нескольких лет перед катастрофой имело место затишье сейсмической активности.

В результате изучения механизма очагов свыше 160 землетрясений, происшедших в период с 1951 по 1985 гг., выявлены особенности механизма и напряженного состояния в очагах землетрясений Армянского нагорья [3].

Изучены механизмы очагов 32 землетрясений Ленинаканского ре-

гнона. При этом рассмотрены все значительные сейсмические события, имевшие место в регионе, начиная с 1958 г., в числе которых Шахназарское, Спитакское, Параванское, а также Гукасянские и Дманисские землетрясения [2].

Рассмотрим результаты изучения механизма очагов Кироваканского ($M=4$) и Спитакского ($M=5$) землетрясений. По данным макросейсмических обследований нами построена изосейста 5—6 баллов при Спитакском землетрясении 30 января 1967 г., согласно которой азимут направления вытянутости изосейсты (что соответствует направлению разрыва) равен 110° . При исследовании механизма очага нами были использованы знаки первых смещений на 53 сейсмических станциях. Азимут разрыва в очаге получился равным 124° . На карте линеаментов эпицентр землетрясения расположен в Присеванской и Северосеванской линеаментной зоне, которая на этом участке имеет близширотное простирание с азимутом 110° . К этому же линеаменту приурочен очаг землетрясения в районе г. Кировакана 17 января 1978 г., эпицентр которого расположен в 22 км юго-восточнее от эпицентра Спитакского землетрясения. Азимут простирания разрыва в очаге этого землетрясения составляет 110° .

Согласно простиранию плоскостей разрывов в очагах Кироваканского и Спитакского землетрясений, очаги этих землетрясений приурочены к Ширако-Зангезурскому глубинному разлому. К этому же разлому приурочен и очаг II Спитакского землетрясения 21 марта 1975 г. с магнитудой $M=3\frac{3}{4}$. Плоскость разрыва в очаге этого землетрясения определена нами на основании макросейсмических данных и имеет азимут простирания $A=114^\circ$.

Таким образом, два сильных землетрясения с $M \geq 4$ произошли вдоль одного и того же разрыва (линеамента) в разных его частях с интервалом в 11 лет.

Углы падения плоскости разрыва в очагах Спитакского и Кироваканского землетрясений равны соответственно 64° и 44° . При обоих землетрясениях оси напряжений сжатия ориентированы в меридиональном направлении, горизонтально (угол с горизонтальной плоскостью при обоих землетрясениях равен 12°), оси напряжения растяжения ориентированы в широтном направлении, близвертикально (угол оси с горизонтальной плоскостью в обоих случаях составляет 55°). Характер подвижки: при Спитакском землетрясении—взброс со значительной долей правостороннего сдвига, а при Кироваканском—правосторонний сдвиг с очень большой долей надвига.

Ранее, используя полученные результаты изучения сейсмических условий и механизма очагов землетрясений, нами было установлено, что земная кора исследуемой территории Армянского нагорья имеет блоковое строение. Выявлены преимущественные характерные линейные и площадные размеры блоков земной коры Армянского нагорья [4]. Эпицентральная область Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. расположена на границе двух блоков.

Проведено исследование механизма очага Спитакского землетрясения. При проведении подальных линий для основного толчка использованы знаки первых смещений в продольных волнах на сейсмограммах 160 станций сейсмической сети мира.

Направление одной из определенных нами возможных плоскостей разрывов в очаге Спитакского землетрясения получилось субширотным и примерно совпадающим с направлением афтершоковой области (рис. 1). Простирание этой плоскости разрыва примерно совпадает с плоскостями разрывов в очагах Спитакских землетрясений 30 января 1967 г. и 21 марта 1975 г. Азимут простирания этой плоскости разрыва равен 101° . Плоскость разрыва падает к северо-востоку под углом 50° к горизонтальной плоскости. В очаге преобладала компонента подвижки по падению плоскости разрыва. В очаге землетрясения произошел взброс с правосторонним сдвигом. Это находится в хоро-

шем соответствии с данными, полученными геологами при обследовании эпицентральной области Спитакского землетрясения.

Определены направления осей главных напряжений в очаге Спитакского землетрясения. Ось сжатия ориентирована в близмеридиональном направлении и имеет горизонтальное падение, а именно — азимут оси равен 342° , а угол падения — $3,5^\circ$. Такую ориентацию напряжений сжатия можно объяснить с позиций теории глобальной тектоники плит территориальным положением очаговой зоны Спитакского землетрясения, а именно — территория Армянского нагорья находится в сжатом состоянии между двумя движущимися навстречу друг другу в близмеридиональном направлении, Евразийской и Аравийской, плитами.

Ось напряжений растяжения направлена близширотно ($\Lambda = 78^\circ$) под углом 59° к горизонтальной плоскости. Ось промежуточных напряжений ориентирована также в близширотном направлении ($\Lambda = 250^\circ$) и имеет угол падения 31° .

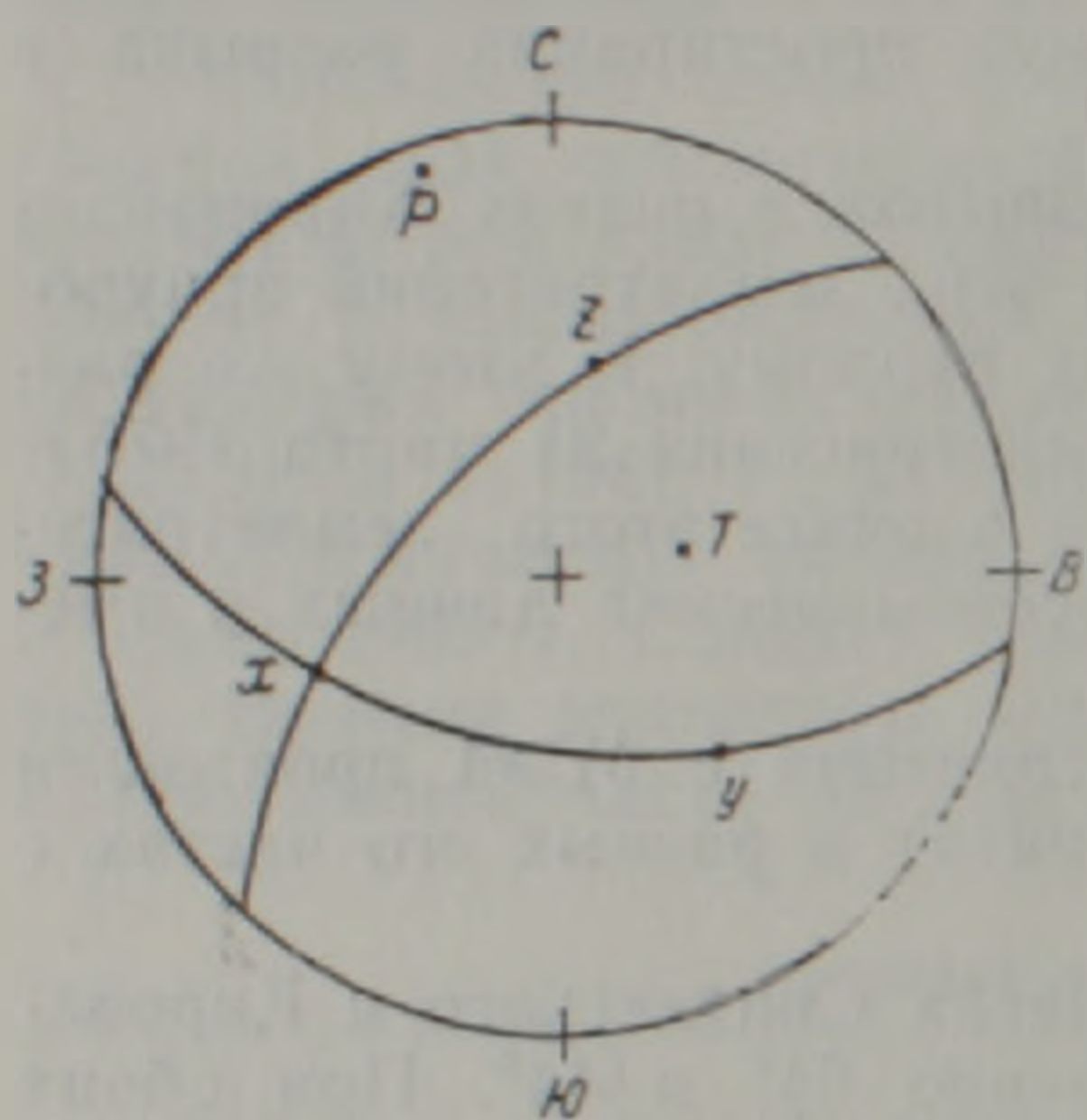


Рис. 1. Стереографические построения при изучении ориентаций плоскостей разрывов и напряжений в очаге Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года.

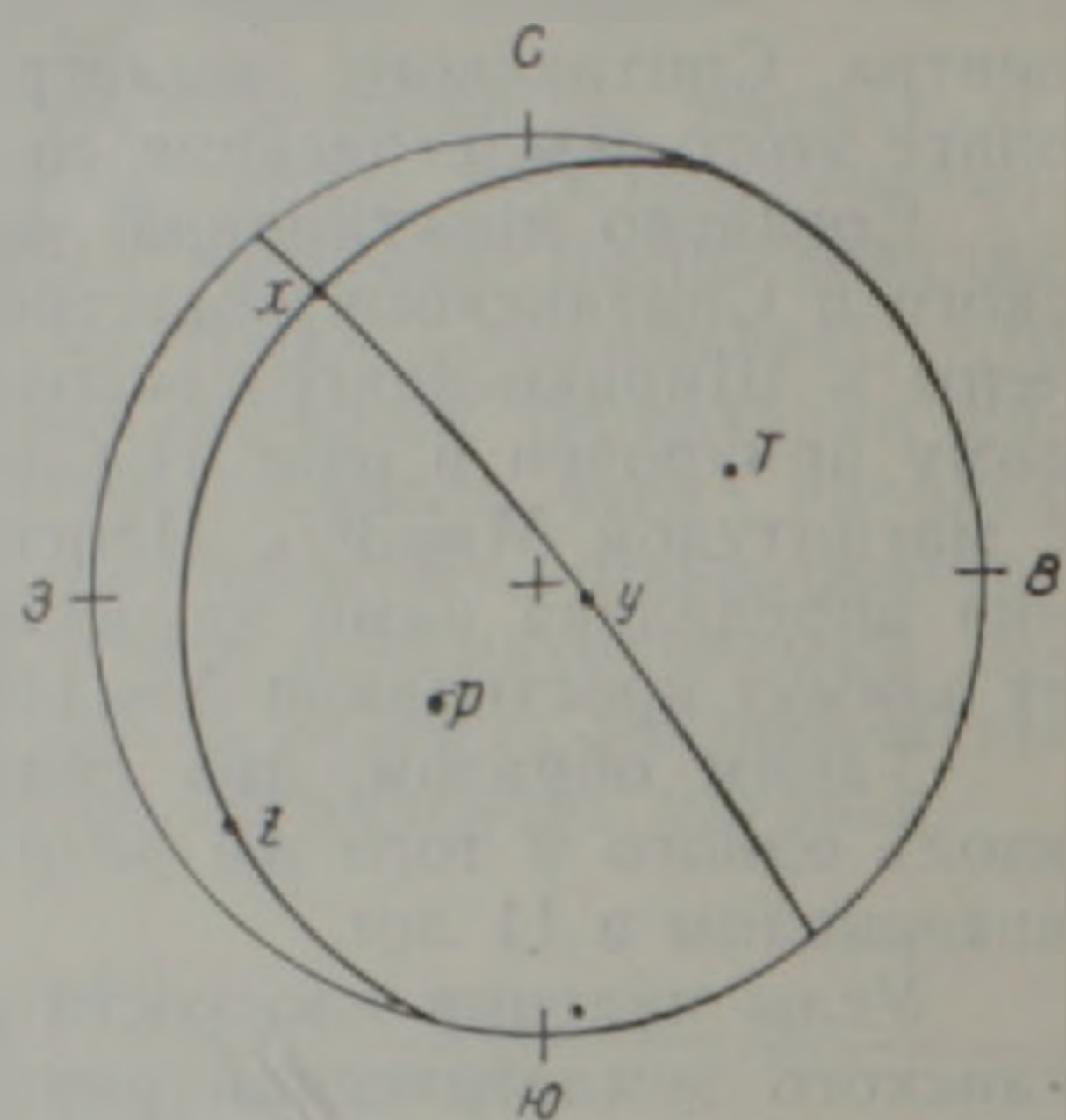


Рис. 2. Стереографические построения при изучении ориентаций плоскостей разрывов и напряжений в очаге форшока Спитакского землетрясения.

Нами исследован также механизм очага форшока Спитакского землетрясения, происшедшего 6 декабря 1988 г. Обе возможные плоскости разрыва в очаге форшока не совпадают по простиранию с ранее установленными для этой территории направлениями (рис. 2). Оси главных напряжений также отличаются. Характер механизма форшока сильно отличается от механизма основного толчка.

Нами ранее были исследованы механизмы очагов десяти наиболее крупных землетрясений Армянского нагорья, которые имели форшоки с магнитудой $M \geq 3\frac{1}{2}$, и показано, что несовпадение плоскостей разрывов в очагах форшока и основного толчка может служить прогностическим признаком для появления сильного землетрясения [5]. В данном случае несовпадение плоскости разрыва в очаге форшока с направлением разрывов в очагах I Спитакского землетрясения 1967 г. и II Спитакского землетрясения 1975 г. подсказывает, что следует ожидать землетрясение большей силы, что на самом деле и имело место 7 декабря 1988 г.

Изучены также механизмы очагов афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года. При этом исследованы не все афтершоки, а только те, которые имели место в период с 7 по 31 декабря 1988 г. и координаты эпицентров которых находятся в интервалах $\varphi = 40^\circ 52' - 40^\circ 56'$ и $\lambda = 44^\circ 06' - 44^\circ 10'$, то есть координаты эпицентров афтершоков отличаются от координат эпицентра основного толчка

лишь на $\pm 2'$ и, следовательно, можно считать, что очаги этих афтершоков практически совпадают с очагом основного толчка.

Основные параметры Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г., его форшока и исследованных 15 афтершоков даны в табл. 3. Установление энергетических классов, приведенных в этой таблице, было проведено по следующей схеме:

при $9,3 \leq K \leq 9,7$	принято $K = 9 - 10$
при $9,8 \leq K \leq 10,2$	принято $K = 10$
при $10,3 \leq K \leq 10,7$	принято $K = 10 - 11$
при $10,8 \leq K \leq 11,2$	принято $K = 11$
при $11,3 \leq K \leq 11,7$	принято $K = 11 - 12$.

Таблица 3
Основные параметры Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года, его форшока и афтершоков

№№ п/п	Дата и время возникновения землетрясения числ., месяц, год, ч. мин	Координаты эпицентра		Глубина	Энергетический класс	Название землетрясения
		φ N ° '	λ E ° '			
1	6/XII 1988 15 27	40 56	44 12	10	9	Форшок Спитакского землетрясения
2	7/XII 1988 07 41	40 54	44 08	12	16	Спитакское землетрясение
3	7/XII 1988 08 06	40 52	44 07	10	13	Афтершок Спитакского землетрясения
4	7/XII 1988 12 47	40 54	44 10	10	10	—
5	7/XII 1988 14 10	40 52	44 06	10	11—12	—
6	7/XII 1988 15 38	40 54	44 10	5	9—10	—
7	8/XII 1988 05 36	40 55	44 10	15	11	—
8	8/XII 1988 10 14	40 43	44 09	5	10—11	—
9	8/XII 198 12 09	40 56	44 10	10	10	—
10	8/XII 1988 17 59	40 52	44 09	5	9—10	—
11	9/XII 1988 14 01	40 53	44 07	10	11	—
12	9/XII 1988 14 48	40 56	44 08	10	9—10	—
13	14/XII 1984 00 59	40 56	44 08	10	9—10	—
14	14/XII 1988 20 49	40 56	44 10	10	10	—
15	15/XII 1988 15 43	40 55	44 09	10	10—11	—
16	17/XII 1988 23 33	40 54	44 10	10	9—10	—
17	27/XII 1988 07 45	40 55	44 07	10	10	—

В табл. 4 даны определенные нами азимуты вектора падения двух возможных плоскостей разрыва в очагах землетрясений, углы их падения и компоненты подвижки в этих плоскостях. При этом за плоскость разрыва в очаге землетрясения принята плоскость 1.

Как следует из табл. 4, азимут простираания плоскости разрыва в очагах афтершоков меняется в интервале от 100° до 137° , то есть направление простираания плоскости разрыва в очагах афтершоков более или менее сохраняется. Углы падения плоскости разрыва в очагах афтершоков имеют значения от 50° до 82° . Следовательно, плоскости разрыва в очагах имеют ближе к крутому или крутое падение. Исключением является афтершок 7.XII.1988 г. в 08 ч 06 мин с $K=13$, угол падения плоскости разрыва в очаге которого составляет 42° . Падение плоскости разрыва в очагах афтершоков, как и в случае основного толчка, направлено к северо-востоку. Исключением являются два афтершока, происшедшие 7 декабря в 12 ч. 47 мин и 17 декабря в 23 ч 33 мин, плоскость разрыва в очагах которых круто падает к юго-западу.

Подвижки в очагах исследованных афтершоков имеют различный характер: в шести случаях имели место взбросо-сдвиги, как и при основном толчке, в двух случаях—взброс, в трех—сброс, а в четырех случаях произошли сдвиго-взбросы. При этом, как в случае взбросо-сдвигов, так и сдвиго-взбросов, сдвиги были правосторонними.

В табл. 4 даны также азимуты и углы падения осей главных напряжений в очагах землетрясений. Как следует из этой таблицы, оси

Таблица 1

Ориентация разрывов и осей главных напряжений в очагах Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года, его форшока и афтершоков

№ п.п.	Дата и время возникновения землетрясения, число, месяц, год, ч, мин	Плоскость разрыва I				Плоскость разрыва II				Напряжения						
		Вектор падения		Компоненты подвижки		Вектор падения		Компоненты подвижки		сжатия		промежуточное		растяжения		
		Λ°	ϵ°	по простиранию	по падению	Λ°	ϵ°	по простиранию	по падению	Λ°	ϵ°	Λ°	ϵ°	Λ°	ϵ°	
1	6 XII 1988	15 27	233	82	+0.21	-0.98	106	14	-0.79	-0.62	220	51	325	11	63	36
2	7 XII 1988	07 41	11	50	+0.67	+0.74	136	55	-0.62	+0.78	342	3.5	250	31	78	59
3	7 XII 1988	08 06	11	42	+0.81	+0.58	130	67	-0.60	+0.80	336	14	237	33	85	54
4	7 XII 1988	12 47	206	84	-0.16	+0.99	79	10	+0.80	+0.60	32	39	298	8	197	51
5	7 XII 1988	14 10	47	70	+0.68	+0.74	158	46	-0.89	+0.45	198	14	310	40	92	47
6	7 XII 1988	15 38	47	76	+0.93	+0.36	143	70	-0.97	+0.25	186	4	286	64	94	24
7	8 XII 1988	05 36	47	80	-0.03	-1.00	216	10	+0.18	-0.98	50	55	317	1	225	35
8	8 XII 1988	10 14	43	70	+0.81	+0.59	148	56	-0.91	+0.41	188	8	288	49	91	40
9	8 XII 1988	12 09	47	78	+0.86	+0.51	144	60	-0.97	+0.23	188	12	299	57	91	30
10	8 XII 1988	17 59	28	82	-0.11	-0.19	166	10	+0.16	-0.75	35	53	298	7	202	37
11	9 XII 1988	14 01	21	50	+0.59	+0.80	152	52	-0.59	+0.81	357	1	267	27	89	63
12	9 XII 1988	14 49	47	80	+0.17	+0.98	181	14	-0.71	+0.70	218	34	316	9	59	54
13	14 XII 1988	00 59	42	80	+0.30	+0.95	161	20	-0.87	+0.50	207	33	309	17	62	52
14	14 XII 1988	20 49	42	80	+0.62	+0.78	145	40	-0.96	+0.28	194	25	306	38	78	42
15	15 XII 1988	15 43	10	80	+0.63	+0.78	112	40	-0.96	+0.27	160	26	272	38	45	42
16	17 XII 1988	23 33	224	64	+0.28	-0.96	79	30	-0.48	-0.87	195	67	322	14	56	18
17	27 XII 1988	07 45	10	80	+0.63	+0.78	112	40	-0.95	+0.27	160	26	272	38	45	42

напряжений сжатия направлены или меридионально или ближе к меридиональному. При этом из рассмотренных 15 афтершоков в 9 случаях угол падения оси напряжений сжатия $e \leq 30^\circ$, в 5 случаях $30^\circ < e < 60^\circ$ и только в одном случае (афтершок 17.XII.1988 г. в 23 ч 33 мин) $e > 60^\circ$.

Оси напряжений растяжения в основном имеют широтное или близширотное направление. Исключением являются пять афтершоков, в очагах которых в трех случаях оси напряжений растяжения имеют направление среднее между широтным и меридиональным, а в двух случаях — близмеридиональное. Оси напряжений растяжения с горизонтальной плоскостью составляют в основном угол $30^\circ \leq e < 60^\circ$. Только в двух случаях $e < 30^\circ$ и в одном — $e > 60^\circ$.

Оси нулевых (промежуточных) напряжений ориентированы в широтном, близширотном или в среднем между широтным и меридиональным направлениях. Оси нулевых напряжений с горизонтальной плоскостью составляют углы от 1 до 64° .

Работы по исследованию механизма очагов афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года в настоящее время нами продолжаются. Рассматриваются все имевшие место афтершоки с энергетическим классом $K \geq 9-10$, происшедшие на всей территории в течение всего времени, начиная с 7 декабря 1988 года.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 20. VI 1989.

Ն. Կ. ՊԱՐԱՊԵՏՏԱՆ

1988 թ. ԳԵԿՏԵՄԲԵՐԻ 7-Ի ՍՊԻՏԱԿԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ, ՆՐԱ ՖՈՐՇՈՎԻ ԵՎ ԱՖՏԵՐՇՈՎՆԵՐԻ ՕՋԱԽՆԵՐԻ ՄԵԽԱՆԻԶՄԸ ԵՎ ԼԱՐՎԱԾ ՎԻՃԱԿԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

1988 թ. դեկտեմբերի 7-ին, Գրինվիչի ժամանակով ժամը 7 անց 41 րոպեին Սպիտակի շրջանում տեղի ունեցավ ավերիչ երկրաշարժ, որի մագնիտուդան 7-ի է հավասար:

Սպիտակի երկրաշարժի էպիկենտրոնի դիրքը և օջախի խորությունը մեր կողմից որոշված են Հայկական լեռնաշխարհի տարածքի համար կազմված սեյսմիկ ակտիվների գոգոգրաֆիների պալեոկայի միջոցով, նաև գոգոգրաֆից անկախ մեթոդներով:

Երկրաշարժի էպիկենտրոնի համար ստացված են հետևյալ կոորդինատները՝ $\varphi = 40^\circ 54'$ և $\lambda = 44^\circ 08,4'$: Օջախի խորությունը ստացվել է 12 կմ:

Հոգվածում բերված են Սպիտակի երկրաշարժի, նրա ֆորշովի և աֆտերշովների օջախների մեխանիզմի ուսումնասիրման արդյունքները:

Հիմնական երկրաշարժի համար նոգալ գծերը որոշելիս օգտագործված են աշխարհի 160 սեյսմիկ կայանների սեյսմոգրամները: Տվյալներ են ստացված օջախում խզումների երկու հնարավոր հարթությունների կողմնորոշման և այդ հարթություններում շարժման ուղղության վերաբերյալ: Ստացված տրվյալների համաձայն, օջախում խզման երկու հնարավոր հարթություններից մեկի ուղղությունը մոտավորապես համընկնում է աֆտերշովների շրջանի ուղղության հետ: Այդ հարթության ուղղությունը մոտ է լայնակին: Խզման հարթության ադիմուտը կազմում է 101° , իսկ անկման անկյունը 50° է: Երկրաշարժի օջախում տեղի է ունեցել վերնետք, աջակողմյան կողաշարժի հետ համատեղ: Դա համապատասխանում է երկրաբանների կողմից ստացված տվյալներին: Որոշված է Սպիտակի երկրաշարժի օջախում գլխա-

վոր լարումների առանցքների ուղղությունը: Սեղմման լարումներն ունեն միջօրեականին մոտ ուղղություն և հորիզոնական անկում: Այդ լարումների առանցքի ազիմուտը հավասար է 342° , իսկ անկման անկյունը՝ $3,5^\circ$: Սեղմման լարումների առանցքի նման կողմնորոշումը կարելի է բացատրել Հայկական լեռնաշխարհի տարածքի դիրքով: Այն գտնվում է միջօրեականի ուղղությամբ սեղմված վիճակում եվրասիական և Արաբական սալերի միջև: Երկրաշարժի օջախում ձգման լարումների առանցքի ուղղվածությունը լայնակիին մոտ է (առանցքի ազիմուտը հավասար է 78°): Այդ առանցքը հորիզոնի նկատմամբ ուղղված է 59° տակ: Երկրաշարժի օջախում միջանկյալ լարումների առանցքը նույնպես լայնակիին մոտ է ուղղված՝ ազիմուտը 250° է, իսկ անկման անկյունը՝ 31° է:

Մեր կողմից ուսումնասիրված է նաև Սպիտակի երկրաշարժի ֆորշոկի օջախի մեխանիզմը: Ֆորշոկի օջախում խզման երկու հնարավոր հարթությունների ուղղությունները չեն համընկնում այդ տարածքի համար նախապես որոշված ուղղության հետ: Ֆորշոկի օջախի մեխանիզմը խիստ տարբեր է հիմնական երկրաշարժի օջախի մեխանիզմից: Յույց է տրված, որ Հայկական լեռնաշխարհի տարածքի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմների ուսումնասիրման ընթացքում ի հայտ բերված ուժեղ երկրաշարժերի կանխագուշակման հատկանիշը հաստատվում է նաև Սպիտակի երկրաշարժի և նրա ֆորշոկի օջախների մեխանիզմների դիտարկման ժամանակ:

Որոշված են Սպիտակի երկրաշարժի աֆտերշոկների օջախների մեխանիզմը: Դիտարկված է հիմնական երկրաշարժի և աֆտերշոկների օջախներում գլխավոր լարումների և խզումների հարթությունների միջև եղած կապը:

N. K. KARAPETIAN

THE SPITAK EARTHQUAKE, DECEMBER 7, 1988, ITS FORESHOCK AND AFTERSHOCKS FOCI MECHANISM AND STRESSED CONDITION

A b s t r a c t

The Spitak earthquake, December 7, 1988, its foreshock and aftershocks foci mechanisms are determined. The problem of connection between stresses and fractures planes in the main shock and aftershocks foci is considered. The temporal-spatial changes of the Spitak earthquake focus dynamical parameters are investigated.

On the basis of the foreshock focus mechanism the prognostic indication of the Spitak earthquake, December 7, 1988, is established.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986, 228 с.
2. Карапетян Н. К. Механизм очагов землетрясений Ленинканского региона. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, XLI, № 1, с. 33—39.
3. Карапетян Н. К. Особенности механизма и напряженного состояния в очагах землетрясений Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 5, с. 31—39.
4. Карапетян Н. К. Блоковое строение земной коры Армянского нагорья. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 6, с. 19—28.
5. Карапетян Н. К. Прогностический признак сильных землетрясений. — ДАН АрмССР, 1988, т. XXXVI, № 1, с. 27—31.

А. С. КАРАХАНИЯН, Э. Х. ХАРАЗЯН, С. А. АВЕТИСЯН

ХОНАРАСАР-ЦХУКСКАЯ РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОНА АКТИВНЫХ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Описывается региональная активная зона молодых сдвиговых дислокаций, протягивающаяся от вулкана Хонарасар (Варденисское нагорье) до вулканического массива Цхук. По трассе нарушения отмечаются правосдвиговые смещения, наиболее отчетливо проявленные в районе вулкана Хонарасар, восточная половина которого, ранее описанная как отдельный вулкан, является смещенной вправо на 800 м частью вулкана Хонарасар. Дешифрирование аэрокосмической информации и полевые исследования позволяют не только определить морфологические и кинематические характеристики разлома, но и установить возраст его активности, а также приуроченность к его зоне центров молодых лавовых излияний и предполагаемых сейсмодислокаций.

Разрывные нарушения территории Армянской ССР довольно хорошо изучены, в особенности это касается долгоживущих зон глубинных разломов общекавказского простираения. Вместе с тем вопросы выделения и изучения протяженных сдвиговых дислокаций, несмотря на значительный научный и практический интерес, еще не получили у нас должного освещения. Геологические исследования последних лет показывают, что сдвиговые дислокации относятся к одному из наиболее распространенных морфогенетических типов разрывов литосферы. Форма их проявления очень широкая—от сколовых трещин в обнажениях до протяженных в несколько тысяч километров сдвиговых систем, секущих континентальные и океанические блоки [1,2].

Дешифрирование аэрокосмической информации и полевые исследования, проведенные авторами независимо друг от друга и в разное время, позволили впервые выявить в пределах Варденисского и Сюникского (Карабахского) вулканических нагорий зону разрывных нарушений, протягивающуюся в северо-западном направлении от с. Карчахпюр и вулкана Хонарасар (Варденисское нагорье) до верховьев реки Бугур и вулканического массива Цхук (Сюникское нагорье) (рис. 1). Протяженность зоны разлома более 60 км, азимут простира-

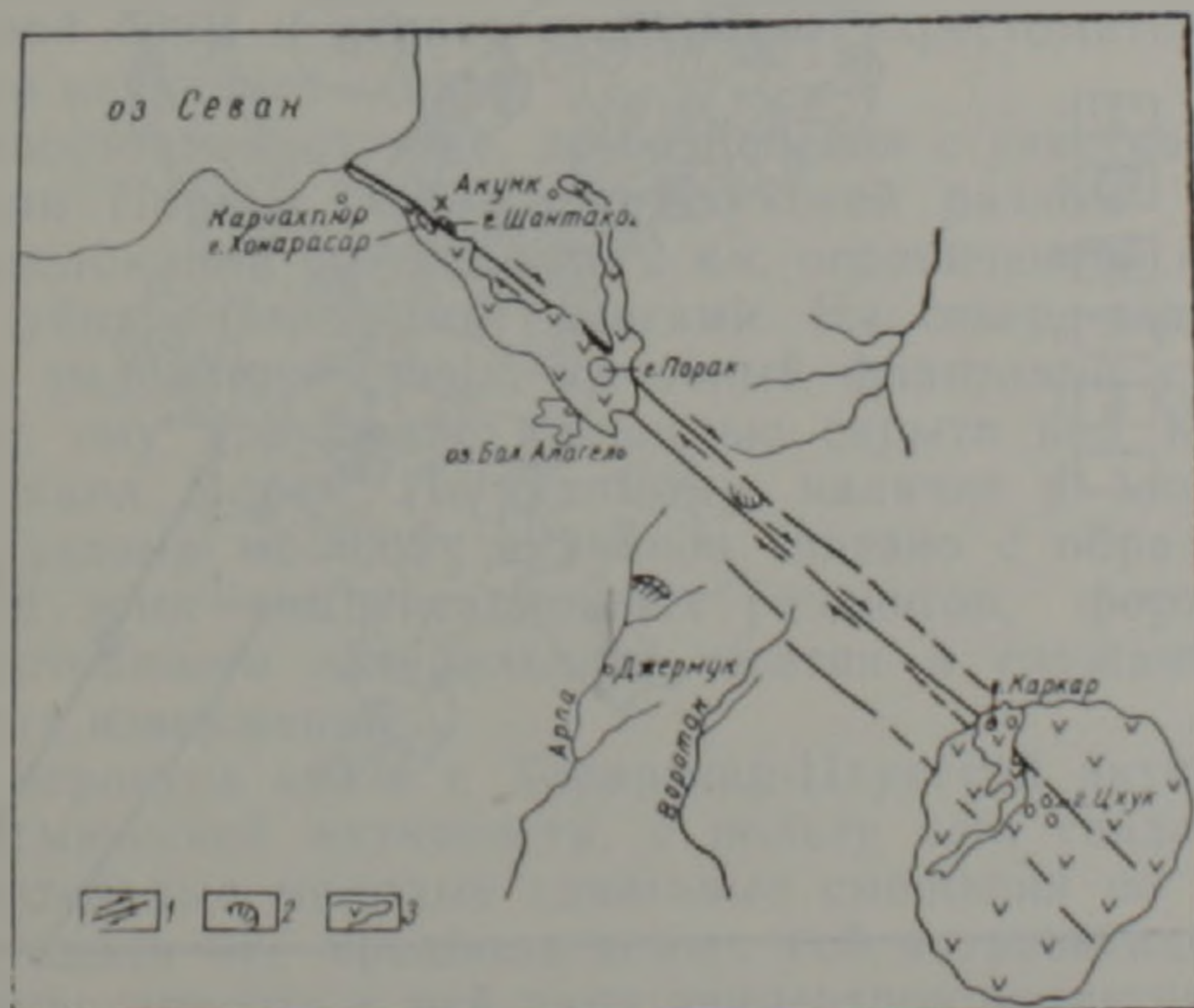


Рис. 1. Хонарасар-Цхукская зона региональных сдвиговых дислокаций. 1. Хонарасар-Цхукский разлом. 2. Предполагаемые сейсмогравитационные дислокации. 3. Лавовые потоки и поля.

ния северо-запад 325° , падение плоскости разрыва близвертикальное, а форма проявления на поверхности весьма отчетливая. К выделенной зоне пространственно приурочены центры молодых вулканических извержений, такие как среднечетвертичные вулканы Хонарасар, Шантаког, Аргилер, Тамик, позднечетвертичные Порак и Астерон, а также ряд вулканов Сюникской вулканической области. Среди последних выделяются вулканы Каркарской группы (Перечингиль), являющиеся наиболее молодыми на территории Армянской ССР. Кроме того, к разлому приурочены крупные гравитационные образования предполагаемой сейсмогенной природы.

Значительный интерес представляет участок пересечения зоной разлома вулканов Хонарасарской группы, описанных в геологической литературе как два отдельных вулкана — собственно Хонарасар и Шантаког (Карапетян К. И., 1978). Дешифрирование аэрокосмической

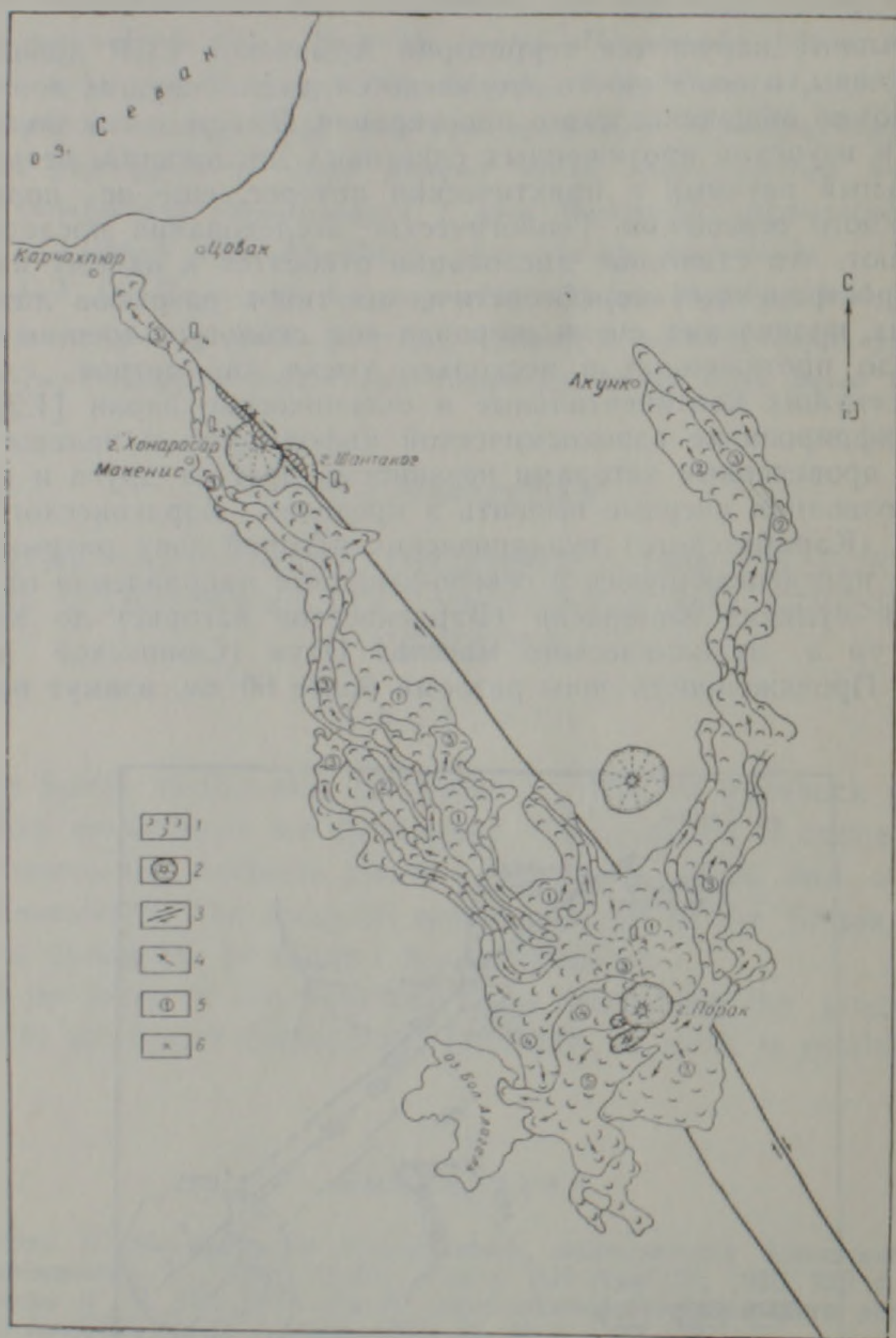


Рис. 2. Северо-западный отрезок Хонарасар-Цхукской зоны региональных сдвиговых дислокаций. 1. Лавовые поля и потоки. 2. Вулканические конусы. 3. Зона Хонарасарских сдвиговых дислокаций. 4. Направление течения лав. 5. Относительный возраст лав, от более древних к более молодым. 6. Зеркала скольжения.

информации и полевые исследования показывают, что в данном случае мы имеем дело с одним вулканом Хонарасар, восточная половина которого—Шантаког, смещена по описанному выше разлому, имеющему отчетливую правостороннюю составляющую амплитудой в 800 м (рис. 2). Доказательством правостороннего смещения части вулкана Хонарасар являются, в первую очередь, отчетливые смещения форм рельефа, а также обнаружение в основании северо-восточного склона вулкана хорошо сохранившихся поверхностей тектонического смещения. Последние зафиксированы на юго-западном крыле разлома, в месте прорыва из основания вулкана узкого и высокого (до 20 м) потока крупноглыбовой лавы длиной до 350 м. Поверхности смещения обнаружены на трех отдельных участках вдоль трассы разлома, на светло-серой, пористой лавовой породе. Площадь поверхностей смещения составляет $1,5 \times 2$ м; $0,7 \times 0,5$ м и $0,4 \times 0,3$ м, а угол падения плоскости смещения $70-75^\circ$ на северо-восток. Поверхности смещения характеризуются отсутствием зеркальной шлифовки (видимо, за счет пористости пород) и наличием хорошо выраженной тектонической штриховки и отдельных борозд смещения. Азимут простирания борозд и штриховки северо-запад 325° , угол наклона— 15° . Одновременно с тектонической штриховкой на поверхности смещения отчетливо выделяются коренные ступени с средними размерами площадок 3×4 см и глубиной уступов до 3—4 мм. Перечисленные элементы строения поверхности смещения и их пространственная ориентировка позволяют определить кинематику разлома как правый сдвиг с небольшой взбросовой составляющей, взброшено северо-восточное крыло.

К доказательствам правостороннего смещения вулкана Хонарасар по разлому следует отнести и великолепную дешифрируемость указанного смещения на материалах аэрокосмической съемки, его отличную кинематическую реконструированность, а, возможно, и близость химического состава пород вулкана по обе стороны разлома.

Следует отметить и следующую интересную деталь. Сдвиговые нарушения смещают вулкан Хонарасар, возраст которого определен как среднечетвертичный (Карпетян К. И., 1978), однако к северо-западу и юго-востоку от него, а также на своем центральном участке зона сдвиговых дислокаций перекрыта недеформированными лавовыми потоками позднечетвертичного вулкана Порак. Таким образом, создается временная вилка, которая позволяет точно определить возраст сдвиговой зоны и делает последнюю «хрестоматийным» примером молодого активного сдвига.

На юго-восточном отрезке, до сочленения с участком, бронированным потоками Порака, Хонарасар-Цхукский разлом фиксируется в виде зоны дислокаций шириной до 2 км, ограниченной по флангам отчетливыми субпараллельными сдвигами. На северо-западном продолжении зоны выделяется лишь восточный фланговый сдвиг, видимо, параллельное ему нарушение полностью скрыто под Карчахпюрским потоком вулкана Порак. По-видимому, наличие в зоне Хонарасар-Цхукского разлома молодых вулканов связано с образованием внутри сдвиговой зоны компенсационных раздвигов, формирующихся в условиях постоянного латерального сжатия и служащих каналами вулканических извержений.

Весьма вероятна связь с Хонарасар-Цхукской активной зоной и высокой сейсмической активности, в пользу чего свидетельствуют не только значительные молодые сдвиговые смещения по разлому, но и нахождение вдоль нее предполагаемых сейсмогравитационных дислокаций и приуроченность к ней ряда эпицентров землетрясений. В 1989 г., после Спитакского землетрясения, здесь произошло 7 землетрясений силой 3—4 балла: 17 мая с $K=9$; 30 июня с $K=9,5$ и 10, 11, 16, 21 и 25 июля с $K=8-9,5$. Хонарасар-Цхукский разлом является, по-видимому, юго-восточным молодым ответвлением зоны Памбак-Севанского активного разлома, к которому приурочен эпицентр Спитакского

землетрясения, вследствие чего он сейчас находится в активизированном состоянии.

Выделение и изучение крупных активных нарушений сдвиговой природы представляет собой значительный интерес для анализа современной геодинамической ситуации, особенностей проявления новейшего вулканизма, прогноза эндогенного оруденения, сейсмической опасности и является одной из актуальных задач современных геологических исследований территории Армянской ССР.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
ПО «Аргеология»

Поступила 9. i. 1989.

Ա. Ս. ԿԱՐԱՆՅԱՆ, Է. Կ. ԿԱՐԱԶՅԱՆ, Ս. Ա. ԱՎԵՏԻՍՅԱՆ

ԱՎՏԻՎ ԿՈՂԱՇԱՐԺԱՅԻՆ ՏԵՂԱԵԱՆՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԽՈՆԱՐՀԱՍԱՐ-ՄՂՈՒԿԻ ՌԵԴԻՈՆԱԿ ԶՈՆԱՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հեղինակների կողմից միմյանցից անկախ կատարված օդատիեզերական տեղեկատվության վերծանումը և դաշտային հետազոտությունները թույլ են տվել Վարդենիսի և Սյունիքի հրաբխային բարձրավանդակների սահմաններում առաջին անգամ ի հայտ բերելու խզումնային խախտումների մի զոնա, որը հյուսիս-արևմտյան ուղղությամբ ձգվում է Կարճաղբյուր գյուղից և Խոնարհասար հրաբխից մինչև Մղուկի հրաբխային զանգվածը: Խզումը ձգվում է 60 կմ-ից ավելի, տարածման ադիմուտը հյուսիս-արևմուտք 325° է, իսկ նրա հարթության անկումը ուղղաձիգին մոտ է: Խզման զոնային են հարում Խոնարհասար, Շանթակող, Արգիլեռ, Տամիկ, Քարքար երիտասարդ հրաբխային ժայթքումների կենտրոնները, ինչպես նաև հնարավոր սեյսմածին բնույթի խոշոր գրավիտացիոն առաջացումները:

Խզման երկայնքով որոշակիորեն դիտվում են աջ կողաշարժային տեղաշարժեր, որոնք ի առավելագույնս արտահայտված են Խոնարհասար հրաբխի շրջակայքում, որի արևելյան մասը (այն մինչև այժմ համարվում էր մի առանձին հրաբուխ՝ Շանթակողը) 800 մ չափով ենթարկված է աջակողմյան տեղաշարժի: Խոնարհասար հրաբխի մի մասի աջակողմյան ապացույց են հանդիսանում ոչ միայն ռելիեֆի ձևերի պարզորոշ ձևախախտումները, այլ նաև տեկտոնական տեղաշարժի մակերևույթների առկայությունը, որոնց նկարագրությունը բերված է հոգվածում:

Կողաշարժային խախտումները տեղաշարժում են Խոնարհասար միջին չորրորդականի հասակի հրաբուխը, սակայն նրանից դեպի արևմուտք և արևելք խզումը ծածկված է ուշ չորրորդականի հասակի Փորակ հրաբխի շճևախախտված լավային հոսքերով: Այսպիսով, դա հնարավորություն է ստեղծում ճշգրտորեն որոշելու խախտման հասակը և երիտասարդ ակտիվ կողաշարժի ի հայտ բերումը դարձնում է մի «քրեստոմատիական» օրինակ:

Խոնարհասար-Մղուկի կողաշարժի զոնայում երիտասարդ հրաբուխների առկայությունը, հավանաբար, կապված է այդ զոնայի ներսում աղդազերծող տարաշարժերի առաջացման հետ, որոնք առաջացել են աստիճանական կողաշարժի սեղմման պայմաններում և հանդիսացել են հրաբխային ժայթքումների ուղիներ:

Ակտիվ կողաշարժերի առանձնացումը և ուսումնասիրումն իրենից զգալի տեսական և գործնական հետաքրքրություն է ներկայացնում և հանդիսանում է Հայկական ԽՍՀ տարածքում ներկայիս երկրաբանական հետազոտությունների այժմեական խնդիրներից մեկը:

THE KHONARHASAR-TZEGHUK REGIONAL ZONE OF ACTIVE SHIFT DISLOCATIONS

A b s t r a c t

The regional active zone of recent shift dislocations are described, which extends from the Khonarhasar volcano (the Vardenis highland) to the Tzeghuk volcanic massif. The right shifts are marked out along the dislocation, which are the most distinctly revealed in the Khonarhasar volcano area, the eastern part of which, earlier described as a separate volcano, is displaced to the right about 800 meters. The aerial and space imagery deciphering with the field investigations allow not only to determine the morphological and kinematical characteristics of the fracture, but to fix its activity age, as well as its connection with the recent lava flows centres and supposed seismic dislocations zone.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. — Тезисы докладов Первого Всесоюзного совещания по сдвиговой тектонике. Выпуск 1, 2, 3, Л., 1988, 95 с., 108 с., 144 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, XLII, № 4, 49—58

УДК: 550.384

С. Р. ОГАНЕСЯН, А. О. СИМОНЯН, Г. А. АКОПЯН, В. С. ГАСПАРЯН

ОБ ИЗУЧЕНИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В статье на материале трехлетних прямых наблюдений сделана попытка отделить магнитные предвестники землетрясений от природных помех переменного геомагнитного поля.

Сопоставление геомагнитных данных с сейсмичностью изучаемых районов показывает прямую зависимость локальных аномалий геомагнитного поля от состояния сейсмических событий. Проводимый эксперимент показывает перспективность регистрации геомагнитных предвестников.

На настоящем этапе исследований ведется активное изучение динамических процессов земной коры сейсмоактивных районов с помощью прецизионной магнитометрии. Успехи в этой области уже очевидны.

За последние 10 лет нам удалось решить ряд вопросов, позволяющих обнаружить геомагнитные предвестники землетрясений в сейсмоактивных районах Армении, а также при возбужденной сейсмичности районов больших водоемов.

Геомагнитные предвестники землетрясений должны появляться в изменениях постоянного поля. Чтобы выделить их надо из наблюдаемого поля отфильтровать вариации внешних источников, а потом в изменениях постоянного поля искать нужные нам локальные аномалии тектономагнитной природы. Однако существует ряд тонких эффектов, которые по величине и по характеру возникновения не отличаются от локальных аномальных изменений геомагнитного поля, вызванных изменениями напряженного состояния в земной коре [4]. К числу таких

THE KHONARHASAR-TZEGHUK REGIONAL ZONE OF ACTIVE SHIFT DISLOCATIONS

A b s t r a c t

The regional active zone of recent shift dislocations are described, which extends from the Khonarhasar volcano (the Vardenis highland) to the Tzeghuk volcanic massif. The right shifts are marked out along the dislocation, which are the most distinctly revealed in the Khonarhasar volcano area, the eastern part of which, earlier described as a separate volcano, is displaced to the right about 800 meters. The aerial and space imagery deciphering with the field investigations allow not only to determine the morphological and kinematical characteristics of the fracture, but to fix its activity age, as well as its connection with the recent lava flows centres and supposed seismic dislocations zone.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. — Тезисы докладов Первого Всесоюзного совещания по сдвиговой тектонике. Выпуск 1, 2, 3, Л., 1988, 95 с., 108 с., 144 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, XLII, № 4, 49—58

УДК: 550.384

С. Р. ОГАНЕСЯН, А. О. СИМОНЯН, Г. А. АКОПЯН, В. С. ГАСПАРЯН

ОБ ИЗУЧЕНИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В статье на материале трехлетних прямых наблюдений сделана попытка отделить магнитные предвестники землетрясений от природных помех переменного геомагнитного поля.

Сопоставление геомагнитных данных с сейсмичностью изучаемых районов показывает прямую зависимость локальных аномалий геомагнитного поля от состояния сейсмических событий. Проводимый эксперимент показывает перспективность регистрации геомагнитных предвестников.

На настоящем этапе исследований ведется активное изучение динамических процессов земной коры сейсмоактивных районов с помощью прецизионной магнитометрии. Успехи в этой области уже очевидны.

За последние 10 лет нам удалось решить ряд вопросов, позволяющих обнаружить геомагнитные предвестники землетрясений в сейсмоактивных районах Армении, а также при возбужденной сейсмичности районов больших водоемов.

Геомагнитные предвестники землетрясений должны появляться в изменениях постоянного поля. Чтобы выделить их надо из наблюдаемого поля отфильтровать вариации внешних источников, а потом в изменениях постоянного поля искать нужные нам локальные аномалии тектономагнитной природы. Однако существует ряд тонких эффектов, которые по величине и по характеру возникновения не отличаются от локальных аномальных изменений геомагнитного поля, вызванных изменениями напряженного состояния в земной коре [4]. К числу таких

мешающих факторов относятся: эффекты изменения поля за счет электрокинетических явлений [5]; индукционные токи, вызванные переменными токами в ионосфере. Это обстоятельство заставило многих исследователей [1, 3] отрабатывать новые методы регистрации локальных аномалий геомагнитного поля в полигонах, расположенных далеко (более 300 км) от магнитных обсерваторий.

Геомагнитные предвестники землетрясений зарегистрированы в нашей стране и за рубежом многими исследователями [2, 6].

Однако, были случаи, когда до землетрясения непрерывно работающая станция не зарегистрировала изменения в геомагнитном поле [6]. Такие случаи указывают на неоднозначность и сложность характера возникновения и проявления предвестников в пространственно-временной структуре геомагнитного поля.

1. Геологические особенности района пунктов измерений

В образовании локальных аномалий существенную роль играют пьезомагнитные характеристики горных пород, подстилающих районы пунктов наблюдений и тектонические нарушения, создающие аномальные зоны электропроводности и формы накопившихся напряжений. Для учета влияния этих факторов детально изучена геология полигона магнитометрических исследований.

Магнитометрическая станция «Мармашен» находится на расстоянии 6 км к северу от г. Ленинакана. На территории станции залегают вулканогенные туфы ленинаканского типа четвертичного возраста. Значения остаточной намагниченности туфов находятся в пределах 10^{-4} — 10^{-3} ед. СГСМ, а их пьезомагнитный коэффициент составляет 10^{-5} — 10^{-4} см²/кг.

В окрестности пункта наблюдений горизонтальный и вертикальный градиенты геомагнитного поля не превышают 10—15 нТл. Анкаван-Зангезурский глубинный разлом проходит на расстоянии 6—10 км от пункта.

Станция «Кармрашен» находится на породах вулканогенной толщи Армянского нагорья, а точнее, на лавовых образованиях горы Арагац, которые представлены андезитами, андезито-дацитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками и долеритовыми базальтами. Изучение остаточной намагниченности горных пород района пункта показало, что она составляет 10^{-5} — 10^{-3} ед. СГСМ, а пьезомагнитный коэффициент— 10^{-6} — 10^{-4} см²/кг. Разбросом значений остаточной намагниченности объясняется большой пространственный градиент геомагнитного поля на территории пункта. Например, горизонтальный градиент составляет 10—40 нТл/м, а вертикальный—15—50 нТл/м. При такой пространственной структуре поля требуется большая точность фиксации пунктов измерений. В окрестности пункта, по геологическим данным, нет значительных тектонических нарушений.

Пункт «Бюракан» также находится из лавовых образованиях горы Арагац, но здесь преобладают мощные туфовые образования, у которых остаточная намагниченность имеет значение порядка 10^{-4} ед. СГСМ, а пьезомагнитный коэффициент— 10^{-4} см²/кг. Пространственные градиенты невысокие, как вертикальный, так и горизонтальный градиенты не превышают 10 нТл/м, что облегчает выбор пунктов измерений и уменьшает допущенные ошибки за градиентность местности. Южнее пункта находится глубинный разлом, который простирается с запада на восток (от реки Аракс до Гегамского нагорья).

Станция «Нор-Кесария» находится на нерасчлененных образованиях, в состав которых входят пролювиальные, делювиальные, водно-ледниковые глины, пески и галечники. Их остаточная намагниченность имеет очень малые значения— 10^{-7} — 10^{-6} ед. СГСМ, а пьезомагнитные коэффициенты незначительны. Несмотря на такие маленькие значения остаточной намагниченности на территории пункта «Нор-

Кесария» пространственный градиент имеет очень большое значение — от 40 до 200 нТл/м. Исходя из этих данных, можно предполагать, что на большой глубине (до 1 км) залегают сильномагнитные породы, создающие неоднородность в геомагнитном поле. Большие пространственные градиенты создают трудности в изучении пространственно-временной структуры геомагнитного поля.

Вышеуказанный глубинный разлом от реки Аракс до Гегамского нагорья проходит к северу от пункта на территории 10—15 км.

2. Особенности протекания суточной вариации на пунктах измерений

Для изучения особенностей протекания суточной вариации геомагнитного поля на пункте «Мармашен» были организованы круглосуточные наблюдения значений полного вектора поля квантовым магнитометром М—33. Суточные записи геомагнитного поля дали возможность определить благоприятный интервал времени в сутках, когда синхронные записи между пунктами наблюдений согласуются по амплитуде и по частоте изменений. Именно в этом интервале времени в синхронных измерениях отсутствуют существенные изменения геомагнитного поля за счет индукционных эффектов, снижается фоновое значение в пространственных градиентах между пунктами за счет естественных помех.

Для уточнения интервала записей, производимые на пункте «Мармашен» (М) были сопоставлены с записями, производимыми ОМСЭ ИГИС АН АрмССР на пунктах «Джрэдзор» (Дж) и «Товуз» (Т) (рис. 1).

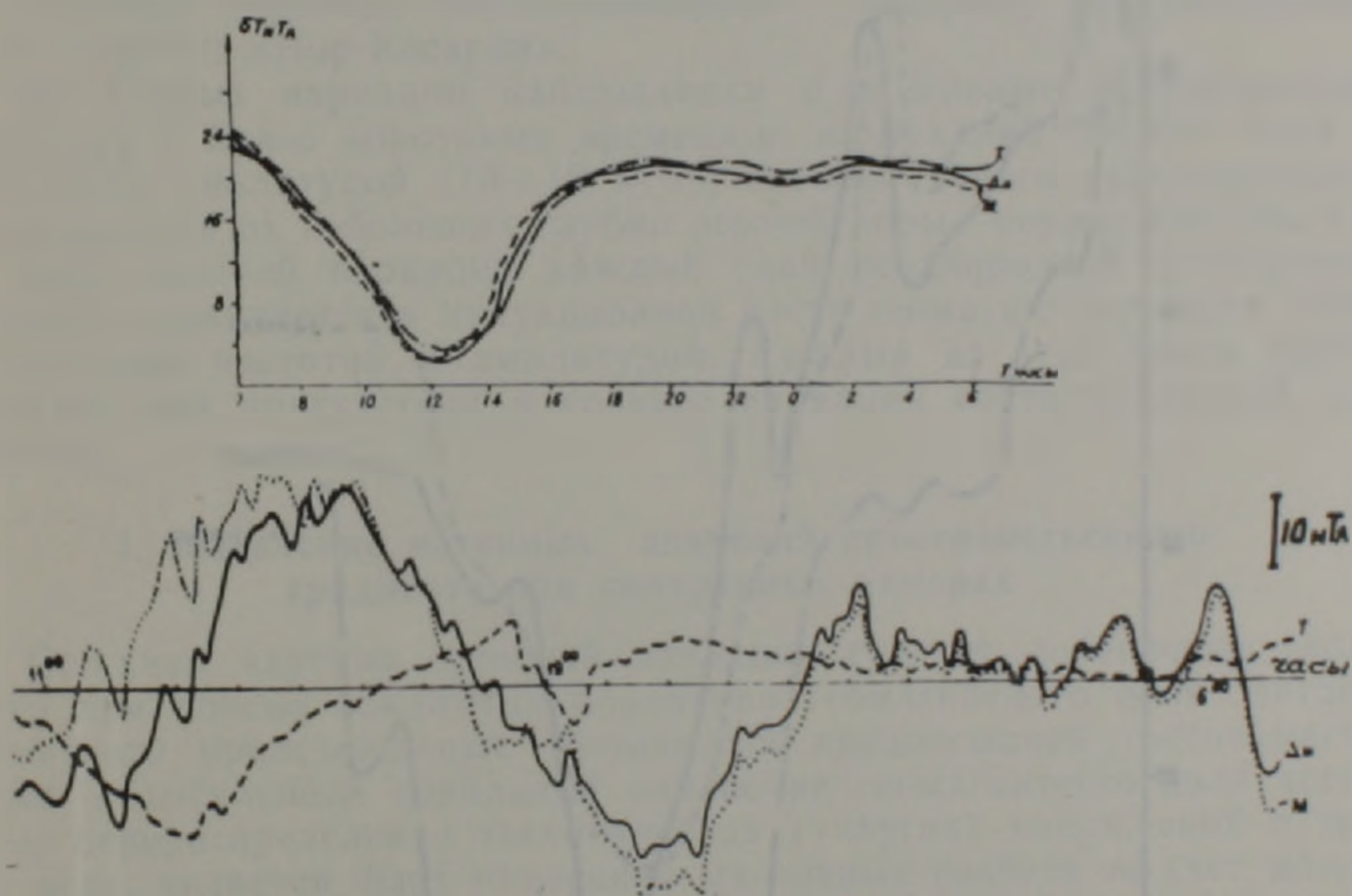


Рис. 1. Запись Sq вариации 7 апреля 1985 г. на станциях «Мармашен», «Джрэдзор» и «Товуз» (верхний) и запись Sd вариации 23 апреля 1985 г. (нижний).

Видно, что записи суточной вариации хорошо коррелируют между собой на указанных трех пунктах при спокойном состоянии поля. Основной ход суточной вариации начинается около 7⁰⁰ часов и кончается около 16⁰⁰ часов местного времени. С 16⁰⁰ ч до следующего утра происходят изменения поля с незначительной амплитудой в виде маленьких бухтообразных вариаций. Минимум значения поля регистрируется в интервале времени 12—14 ч местного времени. Во время спокойного хода разброс в значениях пространственных градиентов может составлять 3—6 нТл. При возмущенном состоянии поля в течение суток наблюдается изменение поля амплитудой порядка 50 нТл.

При этом наблюдается фазовый сдвиг в изменениях поля на разных станциях, что может привести к изменению пространственного градиента между соответствующими пунктами магнитных наблюдений до 24 нТл. Относительно спокойный ход наблюдается в течение нескольких часов среди полуночи, после чего возмущение повторяется. Если фазовый сдвиг изменения поля на разных пунктах близок к нулю, а амплитуды согласуются между собой, то можно считать, что синхронные разности наблюдаемых значений на разных пунктах представляют истинные пространственные градиенты. В противном случае в синхронные разности включаются индукционные эффекты верхних, магнитоактивных слоев земной коры.

Анализ пространственно-временной структуры солнечно-суточной вариации показал, что на территории Армянской ССР она идет существенно по-разному. Особенно сильное отличие в кривых вариаций наблюдается между точками наблюдений, находящимися в разных геологических условиях. При возмущенном состоянии поля разница синхронных значений составляет 10–15 нТл, а при спокойном состоянии поля эта разность находится в пределах ошибки измерений. Так, синхронная запись между временными станциями «Бюракан», «Нор-Кесария» и «Мармашен» показала, что при бухтообразном изменении поля амплитудой 40 нТл продолжительностью 3 ч наблюдается расхождение синхронных значений до 14 нТл между станциями «Бюракан»—«Нор-Кесария» и до 8 нТл между станциями «Бюракан»—

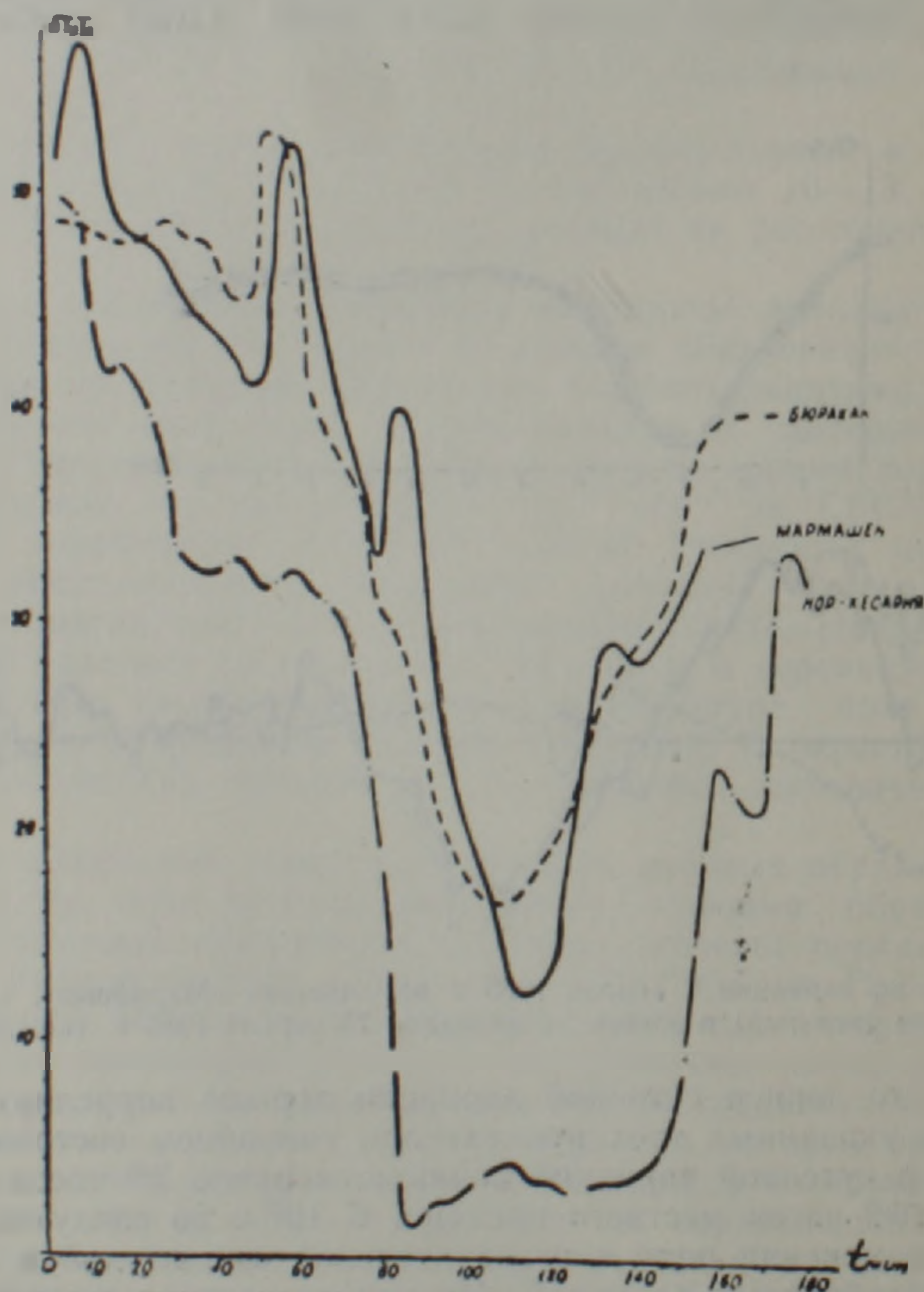


Рис. 2. Запись S_d вариации (14 сентября 1985 г.).

«Мармашен» (рис. 2). Главную роль в формировании таких разниц играет неоднородность электропроводности земной коры, вследствие чего пункты по-разному реагируют на единое внешнее переменное поле (на суточный ход). Чем больше скорость изменения переменного поля, тем больше разниц в индукционных амплитудах. Так, если минимум значений поля на пунктах «Мармашен» и «Бюракан» держится 10 и 15 минут амплитудами 42 и 32 нТл соответственно, то на станции «Нор-Кесария» он держится 70 минут амплитудой 46 нТл. Из рис. 2 видно, что на пункте «Нор-Кесария» наблюдается весьма своеобразный ход геомагнитного поля. Аналогичная закономерность наблюдается почти на всех пунктах.

Сопоставление графиков солнечно-суточной вариации модуля полного вектора геомагнитного поля на пунктах «Бюракан», «Мармашен» и «Нор-Кесария» с графиками вертикальной (H) и горизонтальной (Z) составляющих вариаций на пункте «Джрадзор» показывает, что обнаруженные на станциях синхронные бухты являются откликами возмущенного состояния внешнего источника. На это указывает также большое, около 110 нТл, изменение горизонтальной составляющей геомагнитного поля при сравнительно маленьких изменениях—около 25 нТл вертикальной составляющей. Естественно, что такая большая скорость вариации должна порождать значительный рост индукционных явлений в электропроводящих слоях земной коры. С этой точки зрения благоприятные условия существуют на территории пункта «Нор-Кесария». Араратская котловина богата подземными грунтовыми водами, поэтому надо ожидать, что нижележащие водонасыщенные породы должны обладать большим значением электропроводности, т. е. индукционные явления здесь могут создать относительно мощные токовые системы, обуславливающие задержку восстановления поля на пункте «Нор-Кесария».

На кривых вариации наблюдаются и отдельные бухтообразные изменения с более короткими временами протекания (10—20 мин) и с меньшей амплитудой (10—12 нТл), которые строго индивидуальны и отражаются от небольших глубин земной коры—первые единицы км.

При внешней вариации каждый слой неоднородной электропроводности проявляется в индукционной части геомагнитного поля своей характерной частотой и амплитудой. Каждый из этих слоев может работать при присутствии в спектре вариации соответствующей ему частоты.

3. Выделение истинных значений пространственного градиента при синхронных замерах

Сложная картина суточной вариации создает добавочные сложности при поиске локальных изменений геомагнитного поля тектономагнитного происхождения. Физической предпосылкой тектономагнетизма, объясняющей локальные изменения геомагнитного поля вследствие перераспределения тектонических (упругих) напряжений в земной коре, является факт изменения магнитных свойств за счет магнитоупругого эффекта. При нашей методике измерений локальные изменения поля выявляются в изменениях пространственного градиента между двумя точками синхронных измерений. Поэтому нами отработан новый простой подход для определения истинных значений пространственных градиентов геомагнитного поля как возможных геомагнитных предвестников землетрясений.

Сущность его заключается в следующем: по временному ряду синхронных значений исследуемых пунктов строится график в координатной системе, на оси абсцисс которой ставятся значения наблюдаемого поля по данным первого пункта, а по оси ординат—соответствующее синхронное значение второго из исследуемых двух пунктов. В результате получаем ряд точек, число которых равно числу членов

ряда, и которые располагаются либо по прямой, пересекающей ось координат под 45° (рис. 3), если вариации геомагнитного поля на двух пунктах одинаковы, т. е. на обоих пунктах отсутствуют индукционные явления, либо рассеиваются по полосе шириной Δ , в плоскости, которой присущи индукционные явления. При этом учитывается, что за период, в течение которого построен график, отсутствуют тектономагнитные явления из-за его краткости (не более суток) (рис. 3). При поиске предвестников целесообразно воспользоваться данными при малых Δ , которые наблюдаются в магнитоспокойные дни. На территории Армении должно соблюдаться соотношение $\Delta \leq 3 \text{ нТл}$, так как эффект составляет 10—15 нТл.

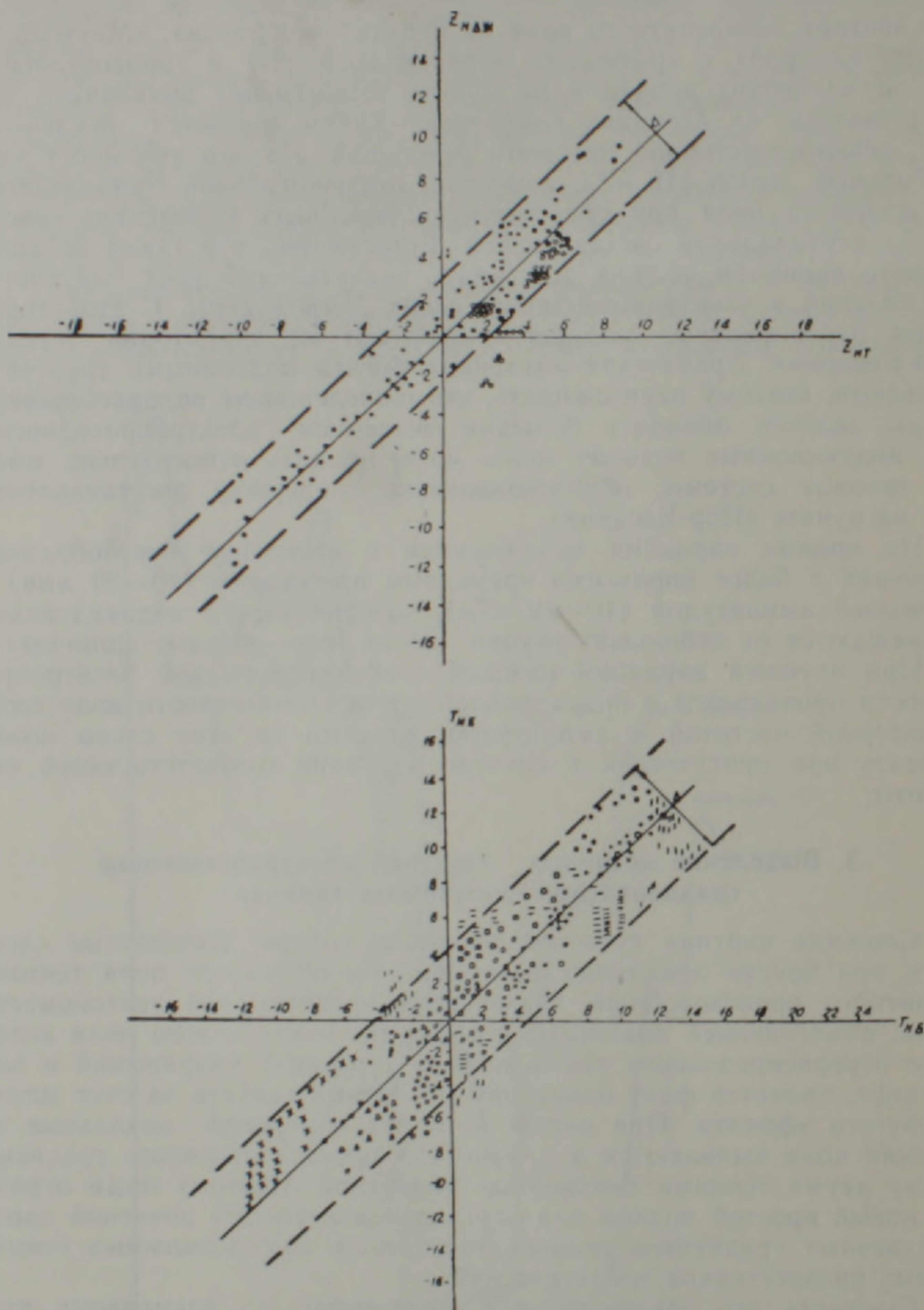


Рис. 3. Полоса рассеяний (Δ) синхронно наблюдаемых значений на станциях «Джрадзор» и «Товуз» (7 апреля 1985 г.) (верхний) и полоса рассеяний значений синхронных наблюдений на пунктах станций «Кармрашен» и «Бюракан» 25—28 сентября 1984 г. и 10—13 июля 1985 г. (нижний)

4. Обнаруженные локальные изменения геомагнитного поля тектономагнитной природы

Как уже было отмечено, возможные локальные изменения геомагнитного поля тектономагнитной природы мы ищем в синхронных разностях значений поля между двумя пунктами измерений. Осредненные графики синхронных разностей за месяц имеют вид периодически изменяющихся кривых с определенными периодами и амплитудами изменений. На них выделяются общие для всех пар пунктов аномалии со специфическими особенностями. Амплитуды аномалий имеют величину порядка 15 нТл. Период изменений находится в пределах от двух до шести дней. Такой характер типичен для локальных изменений тектономагнитной природы, которые в основном разделяются на две части. Аномалии, которые носят общий характер, наблюдаются на всех возможных синхронных разностях значений поля. Наблюдаются также отдельные аномалии, которые выявляются только для одной пары точек измерений.

Сопоставление графика синхронных измерений с сейсмическими событиями на территории Армянской ССР и сопредельных районов с $K=6-11$ не выявляет однозначной корреляции с одним каким-нибудь сейсмическим событием. Дело в том, что картина сильно запутана из-за сложной тектонической ситуации. Критерием отражения сейсмического события на геомагнитное поле является обратимое изменение пространственного градиента.

Выбранная нами методика регистрации изменений геомагнитного поля такова, что в основном исключаются изменения поля за счет внешних источников. Но при возмущенном состоянии поля в синхронных разностях может появляться индукционная составляющая. В общем, применяемая методика является фильтром, который может пропускать или локальные изменения тектонической природы, или часть локальных изменений индукционной природы.

Значит, полученные нами кривые, осредненные по среднедневным значениям синхронных разностей, могут содержать как магнитные предвестники, так и, в частности, информацию о неоднородностях электропроводности земной коры в виде индукционных эффектов. Чтобы их разделить, все локальные изменения подвергаются анализу по схеме I, путем сопоставления обнаруженных локальных аномалий с зарегистрированными за тот же интервал времени сейсмическими событиями. Однако из-за сложного геологического строения территории Армянской ССР изменение пространственно-временной структуры поля происходит весьма сложно. В условиях больших пространственных градиентов изменение действующих упругих напряжений приводит к значительным неоднородным изменениям поля даже на небольших расстояниях (порядка 1 км). Как показал многолетний опыт исследований, вместе с этим наблюдаются и так называемые «инертные объемы», в которых перераспределение напряжений либо не приводит к численным изменениям поля, либо проявляется в пределах ошибки измерений. В таких точках очень затруднено обнаружение геомагнитного предвестника. Чаще всего «инертные объемы» находятся в полях с однородными структурами. Если к этому добавим тот факт, что накопившиеся напряжения не всегда создают локальные изменения поля из-за малой величины пьезомагнитного коэффициента горных пород, залегающих в зонах образования очагов землетрясений, малой величины действующих напряжений и т. п., то получится, что даже после долголетних исследований пункты измерений могут оказаться непригодными для обнаружения магнитного предвестника.

Сопоставление локальных аномалий с конкретными событиями показывает, что не всегда на всех пунктах измерений проявляется землетрясение. Отметим, что каждый пункт хорошо реагирует на определенную группу землетрясений. Этот факт, наверно, можно объяснить

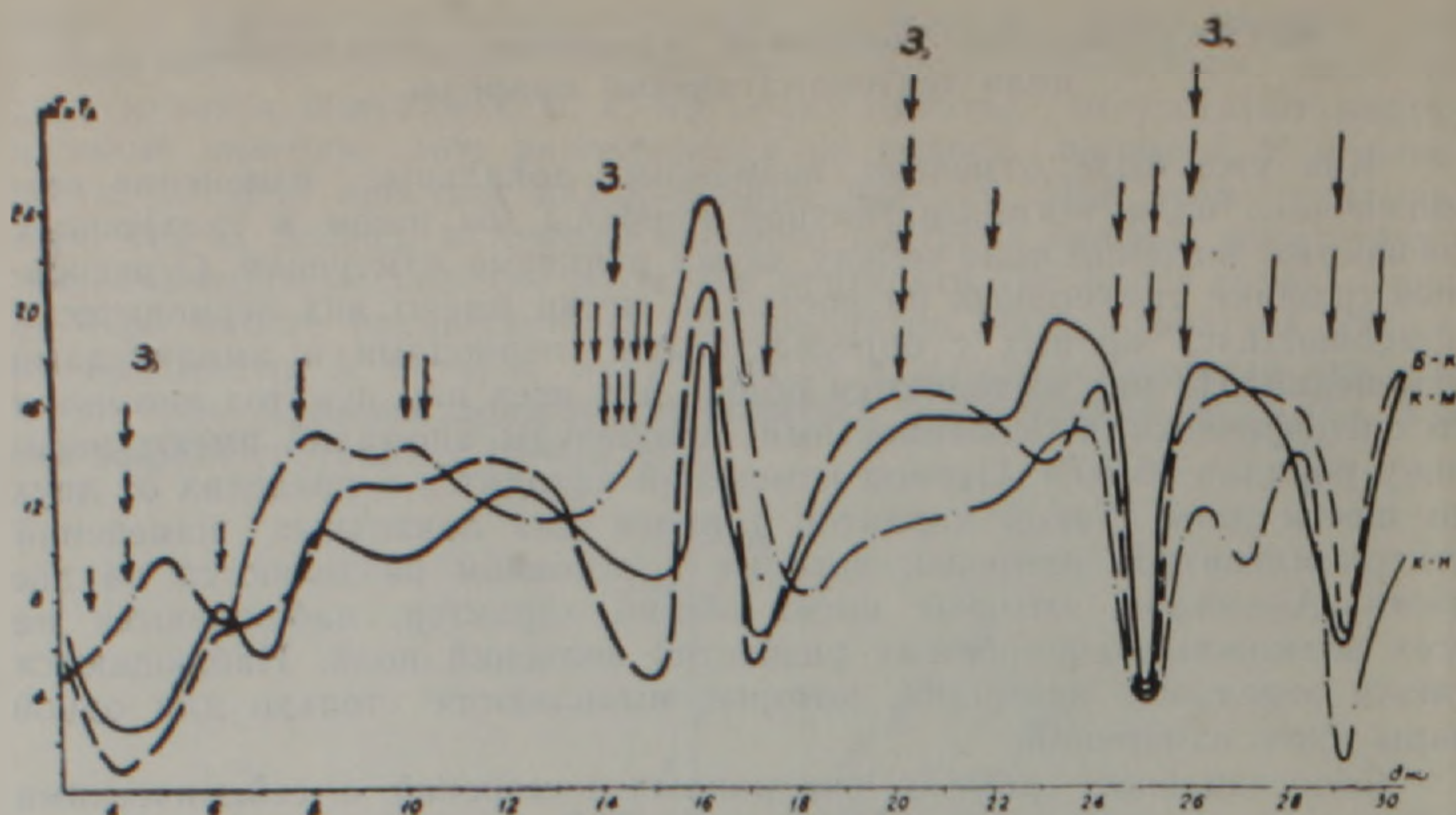


Рис. 4. Локальные изменения пространственных градиентов геомагнитного поля между пунктами измерений временных станций (сентябрь 1985 г.). На рисунке буквой З обозначены землетрясения.

Таблица 1

Наблюдавшиеся локальные изменения геомагнитного поля	Состояние поля внешнего источника	Синхронность вариаций с локальными изменениями	Эффект	Возможность обнаружения геомагнитного предвестника
Совпадает по времени с землетрясением	Спокойное	1. Наблюдается 2. Не наблюдается	Сейсмотектономагнитный. Действуют тектонические напряжения до или после события. Обычно наблюдается рои землетрясений.	Есть
		Наблюдается	Сейсмотектономагнитный. Действуют тектонические напряжения.	Есть
	не наблюдается	Возможно присущи вторичные эффекты (индукционные явления, токи электрического происхождения).	?	
	Возбужденное	наблюдается	Сейсмотектономагнитный. эффект Вторичный эффект	?
		не наблюдается	Вторичный эффект Вероятно и сейсмотектономагнитный эффект.	Нет
	Спокойное	наблюдается	Действуют тектонические напряжения, период изменений которых больше суток.	Есть
не наблюдается		Действуют тектонические напряжения, период изменений которых меньше суток	Есть	
Не совпадает с землетрясением				

сложной тектонической структурой территории Армянского нагорья. Если это так, то придется на каждом блоке тектоноструктуры иметь по крайней мере несколько пунктов измерений, т. е. придется выбрать пункты измерений по более густой сети.

З а к л ю ч е н и е

Локальные изменения геомагнитного поля сопровождаются роением нескольких землетрясений и наблюдается закономерный спад активности геомагнитного поля перед землетрясением. Однако, в сейсмоактивных районах Армении из-за большого количества землетрясений возникают трудности при привязке локального магнитного эффекта к одному определенному сейсмическому событию. Картина более осложняется при неоднородности протекания солнечно-суточной вариации, что проявляется в изменениях синхронных разностей геомагнитного поля индукционного происхождения. Сложная геологическая ситуация территории республики обуславливает неоднородность электропроводности, чем и объясняется указанное изменение пространственных градиентов между пунктами измерений. Измерение индукционной части поля тоже может быть предвестником.

С целью фильтрации полезного сигнала от индукционных помех, возникающих в земной коре, нами отработана новая методика, которая указывает на благоприятные условия для выявления локальных изменений поля тектономагнитной природы—геомагнитных предвестников землетрясений.

Обобщая полученные нами результаты, приходим к выводу, что для доведения до конца решения поставленной перед нами задачи необходимо создать сеть режимных наблюдений на территории Армянской ССР и оперативно обрабатывать данные модульных и компонентных наблюдений.

Необходимо также обеспечить статистический набор данных с увеличением как частоты, так и пунктов наблюдений геомагнитного поля, сопоставить данные о локальных изменениях геомагнитного поля с вариациями земных токов с целью определения природы локальных аномалий.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 22 III. 1989.

Ս. Ռ. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ա. Հ. ՍՐԴՈՂՅԱՆ, Հ. Ա. ՀԱԿՈԲՅԱՆ, Վ. Ս. ԳԱՍՊԱՐՅԱՆ
ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԵՐԿՐԱՄԱԿՆԻՍԱԿԱՆ ՆԱԽԱՆՇԱՆՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ
ՎԵՐԱՅԵՐՅԱԼ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Մագնիսական դաշտի գրանցված շարժերի մեջ երկրաշարժերի մագնիսական նախանշանների որոնման լնխացրում սեյսմատեկտոնամագնիսական երևույթի մեծությունը համարժեք գրանցվում են նաև այլ աղբյուրներից եկած ազդանշաններ, որոնք հաճախ բնորոշվում են որպես «կեղծ» նախանշաններ, վերջիններս երկրաշարժերի նախանշաններից առանձնացնելու համար հարկ եղավ մշակել չափումների նոր մեթոդներ, որի կիրառումը ցույց տվեց, որ երկրի մագնիսական դաշտի օրական փոփոխության մեջ առկա են նշանակալի մեծության անհամասեռություններ: Հայտնաբերված փաստը հակասում է այն պրույթին, որի համաձայն փոքր հեռավորությունների վրա (մինչև 150 կմ) օրական փոփոխությունը պետք է իր ամպլիտուդա-հաճախային և տարածա-ժամանակային կառուցվածքով նույնը լինի նման հակա-

սությունը հնարավոր է բացատրել միայն երկրակեղևում գոյություն ունեցող ֆիզիկա-մեխանիկական անհամասեռությունների առկայությամբ, որոնցից մեկը կարող է տարբեր շերտերի անհամասեռ էլեկտրահաղորդականությունը հանդիսանալ:

Կենտրոնական Հայաստանի տարածքում տեղադրված ժամանակավոր մագնիսական կայանների երկամյա գրանցումներից ստացված փաստաթղթային հնարավորություն տվեց մշակելու երկրաշարժերի նախանշանների առանձնացման մի որոշակի մեթոդ և անելու հետևյալ ենթադրությունները:

Նախանշանների գրանցման համար անհրաժեշտ է.

1. Որոշակի ցանց ստեղծել Երկրի մագնիսական դաշտի անընդհատ գրանցման համար,
2. Դաշտի մոլորակային և բաղադրիչային շափումների օպերատիվ մշակում,
3. Ունենալ տվյալների մեծաքանակ վիճակագրություն,
4. Համեմատել ստացված տվյալները էլեկտրական դաշտերից ստացված տվյալների հետ:

S. R. HOVHANNISIAN, A. H. SIMONIAN, H. A. HAKOPIAN, V. S. GASPARIAN

ON THE EARTHQUAKES GEOMAGNETIC PRECURSORS INVESTIGATION

A b s t r a c t

To detect the earthquakes geomagnetic precursors the spatial-temporal and amplitude-frequency character of the geomagnetic field along the Gueghard-Sevan profile has been investigated. A strong heterogeneity in field variations has been detected at the profile measurement points. Some conclusions are made in consideration of which the geomagnetic precursors detection and registration will be possible.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Безуглая Л. С., Прохоров А. А., Тоноян Е. П. Изучение вариаций при тектономагнитных наблюдениях. В кн.: III Всесоюзный съезд по геомагнетизму, Киев, 1986, с. 70—71.
2. Каталог геомагнитных предвестников землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1984.
3. Оганесян С. Р., Симонян А. О. О возможности выделения вторичных эффектов при оценке тектономагнитного эффекта. — Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXVII, 1984, № 5, с. 61—66.
4. Оганесян С. Р., Симонян А. О. Методика фильтрации полезного сигнала тектономагнитных явлений. В кн.: III Всесоюзный съезд по геомагнетизму, Киев, 1986, 85 с.
5. Сковородкин Ю. П., Безуглая Л. С. Связь геомагнитных вариаций с гидрорежимом на Гармском полигоне. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 4.
6. Шапиро В. А., Абдуллабеков К. Н. Наблюдения вариаций геомагнитного поля во время Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. — Геомагнетизм и аэронавигация, 1978, № 1, с. 177—183.

И. Б. ОСИПОВА, К. Х. АРМЕНАКЯН, А. Р. АРАКЕЛЯН

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ШИРАКСКОГО ПОЛИГОНА В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ СТАНЦИЙ «ЧЕРЕПАХА».

В результате работ ст. «Черепаша» с привлечением данных ст. «Земля», гравиметрии, магнитометрии и геологии изучено глубинное строение Ширакского полигона на площади 5000 кв. км, выделены тектонически сложные зоны, сделана попытка установления связи с сейсмичностью.

По результатам работ составлены сводные геолого-геофизические разрезы и структурная схема по наиболее уверенно изученной сейсмической границе, отождествленной с поверхностью фундамента. Эта граница условно привязана к выходам эопалеозойского фундамента на Апаран-Артаканском массиве и в соседних с Грузией районах на Локском массиве.

Известно, что характерной особенностью строения земной коры Армении является наличие крупных глубинных разломов, разделяющих территорию республики на отдельные тектонические зоны, и более мелких нарушений, обуславливающих блоковое строение поверхности фундамента [1, 2, 3].

Для выделения и трассирования разломов по материалам ст. «Черепаша» использовались основные из известных в ранее проведенных работах [4, 5] признаки:

—структурные критерии—резкие изменения рельефа границы фундамента и внутрикоровых границ и резкие различия мощности земной коры и отдельных слоев в пределах различных блоков;

—волновые критерии—скачкообразное изменение времен регистрации обменных волн вблизи тектонических нарушений, разброс времен запаздывания обменных волн по вертикали в случае, когда точка наблюдения расположена над зоной нарушения, и отсутствие на записях обменных волн.

По характеру сейсмического материала для территории Ширакского полигона так же, как и для всей территории республики, характерны три типа разреза: для южных участков—наличие четких протяженных границ обмена от поверхности фундамента до границы Моховичича; для северных участков характерен тип разреза с непроводимыми границами или зонами с разбросом точек обмена и, наконец, имеются участки, характеризующиеся отсутствием границ обмена. Все три типа разреза характеризуют геологические и тектонические особенности строения района исследований.

С учетом всех признаков на схему расположения точек наблюдений с отметками поверхности фундамента были нанесены выделенные разломы, а затем проводилось построение структурной схемы (рис. 1). Геолого-геофизические разрезы представлены на рис. 2, 3.

Трассирование разломов по площади и выделение участков, являющихся сейсмически активными в настоящее время, проводилось с использованием схемы распределения эпицентров близких и местных землетрясений (рис. 4). Она включает в себя данные ст. «Земля» и «Черепаша», сети стационарных станций, а также эпицентры сильных и разрушительных землетрясений, известных по историческим данным. Как видно из схемы эпицентров, на территории республики выделяется ряд районов, отличающихся повышенной плотностью эпицентров землетрясений—Ереван-Гарнийская зона (Арагатский сейсмопрогностический полигон), зона Базумского, Джавахетского хребтов, зона в районе г. Талин, зона Памбакского и Мисханского хребтов, район Алавердских интрузий, склоны Гегамского хребта и районы Вайоц-дзорского синклинория.

Характерным для схемы эпицентров является сохранение контуров эпицентральных зон за период 1967—86 г. г.



Рис. 1. Схема строения поверхности фундамента

1. Изолинии поверхности фундамента 2. Стоянки станций «Черепаша». 3. Стоянки станций «Земля» 4. Зоны глубинных разломов. 5. Предполагаемые разломы. 6. Буровые скважины 7. Участок отсутствия обменных волн. 8. Осложненная тектоническая зона. 9. Геолого-геофизические профили ст. «Черепаша». 10. Выходы на поверхность кристаллического фундамента. 11. Выходы кислых интрузий. 12. Оси максимумов ΔT_a 13. Оси нарушения корреляции магнитного поля.

Глубинное геологическое строение земной коры изучено по профилям (рис. 2, 3) до поверхности Мохоровичича.

Профиль А—А проходит по всей территории полигона с юга на север и пересекает ряд тектонических структур.

Южный конец профиля охватывает часть Севсарской синклинали и Кармрашенское поднятие Приараксинской зоны, сложенной палеоген—неогеновыми образованиями; поверхность фундамента находится на глубине 3—2 км.

Ниже поверхности фундамента в пределах этой зоны выделены границы земной коры: граница в гранитном слое «Г» на глубине 8—10 км; границы в базальтовом слое «Б₁», «Б₂», «Б₃» соответственно в интервалах глубин 14—16 км, 20—22 км и 26—32 км; поверхность Мохоровичича «Мох» на глубине 42—45 км.

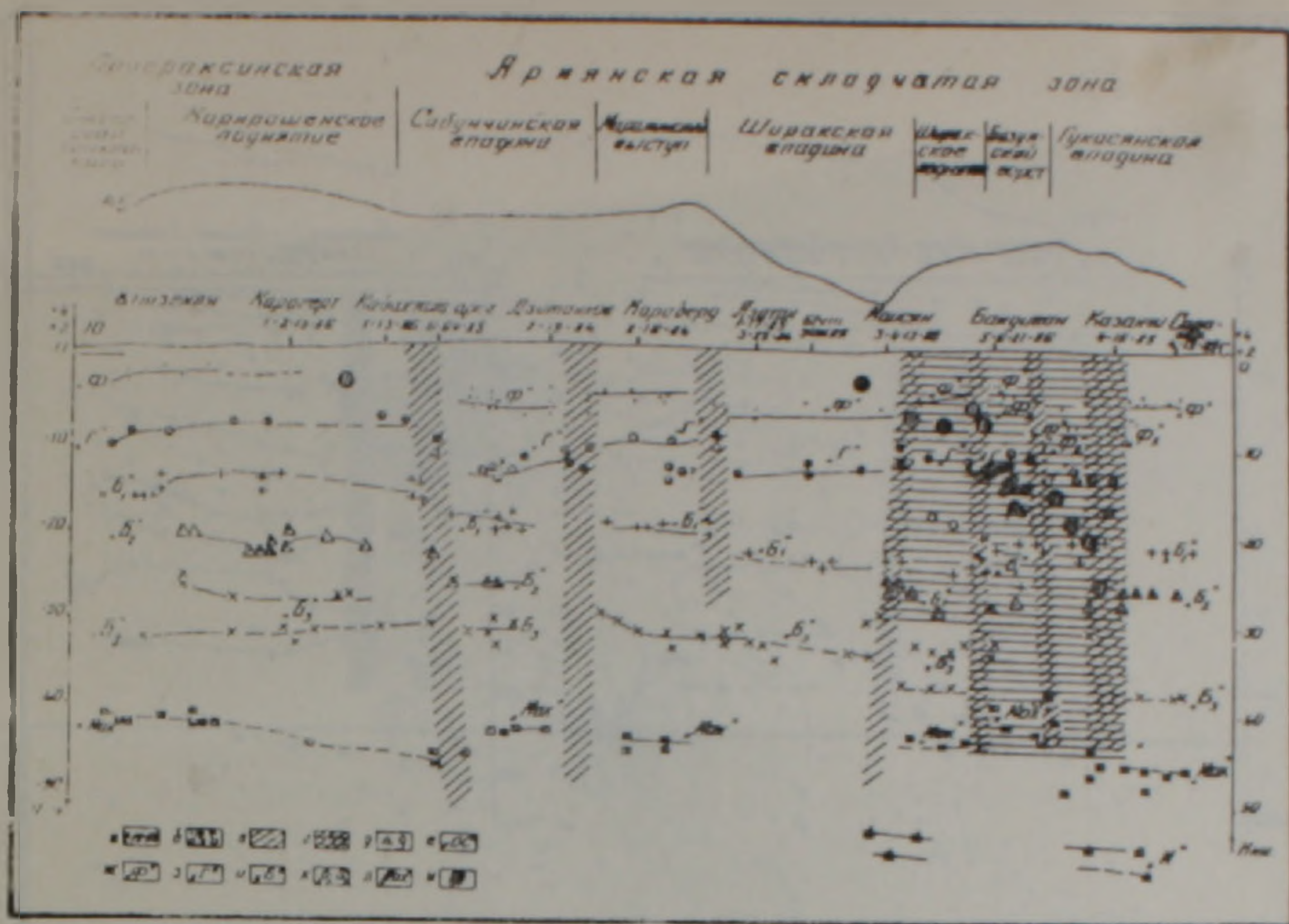


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по профилю А—А.

а) Номер стоянки—номер станции—год. б) Значения глубин обменов для разных границ. в) Зоны тектонических нарушений. г) Сложившаяся нарушенная зона. д) Кривая изменения силы тяжести по профилю. е) Граница в осадочном чехле. ж) Поверхность допалеозойского фундамента. з) Граница в «гранитном» слое. и) Поверхность «базальтового» слоя. к) Граница в «базальтовом» слое. л) Поверхность Мохоравичича. м) Гипоцентры землетрясений.

В тектоническом отношении, по данным геологических съемок, глубокого и структурного бурения, ст. «Земля» и «Черепаша» и других видов геофизических исследований. Приараксинская зона сочленяется с Армянской складчатой зоной известным глубинным Ереванским разломом, представляющим собой систему разрывных нарушений. За этим разломом поверхность фундамента значительно погружается до отметки—6 км, образуя впадину, соответствующую Сабунчинскому гравитационному минимуму, ограниченную с севера Ани-Ордубадским глубинным разломом.

В пределах этого блока граница «Г» земной коры опущена до глубин 12—14 км, нижележащие границы «Б₁»—на глубине 18—20 км, «Б₂»—на глубине 26 км, «Б₃»—на глубине 32 км, граница «Мох»—на глубине 42 км.

Севернее этой впадины поверхность фундамента воздымается до глубины 3 км, образуя Мараликский выступ, ограниченный с севера известным Анкаван-Зангезурским глубинным разломом. Примерно также в пределах до 2 км приподнята и граница «Г». Глубина залегания остальных границ земной коры до поверхности «Мох» практически не меняется, последняя находится на глубине до 44 км.

Далее в пределах Ширакской (Ленинаканской) впадины поверхность фундамента погружается до глубины 8 км; с севера она ограничена Памбакским глубинным разломом. Пробуренная в этом блоке скважина № 35—Мармашен до глубины 3 км остановлена в разрезе среднего эоцена. Остальная часть указанной мощности осадочного чехла, по мнению геологов, заполнена образованиями н. эоцена, палеогена, верхнего и нижнего мела и юры.

Севернее зафиксирован ступенчатый подъем поверхности «Ф» в пределах Ширакского поднятия (—4 км) и Базумского горста (—2 км), ограниченных соответственно Памбакским и Базумо-Севанским глу-

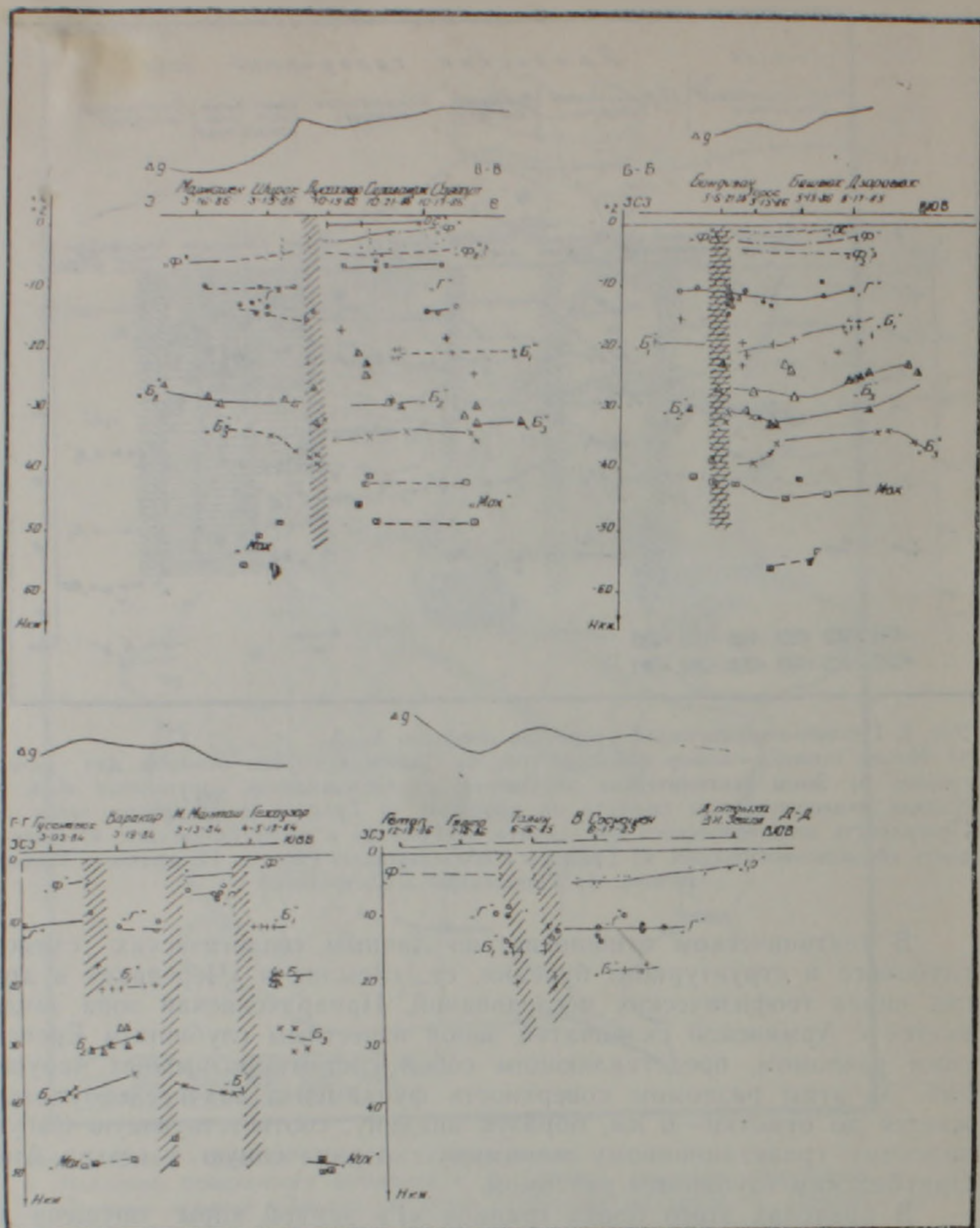


Рис. 3. Геолого-геофизические разрезы по профилям Б—Б, В—В, Г—Г, Д—Д. Усл. обозначения см. рис. 2.

бинными разломами. Границы обмена земной коры в этих блоках прослеживаются значительно хуже, за исключением границы «Г», зафиксированной на глубине порядка 12 км. Поверхность «Мох» находится на глубине 43 км на Ширакском поднятии и 40 км на Базумском горсте. На глубине 54—56 км намечается граница в мантии («М»).

Базумский горст представлен в основном разбросом точек обмена; это в целом сильно нарушенный блок, т. е. практически весь блок можно считать разломной зоной. Профиль проходит через погруженную часть Ширакского поднятия и Базумского горста, северо-восточнее мощность осадочного чехла уменьшается.

За Базумским горстом поверхность фундамента резко погружается до отметки—5 км в пределах Гукасянской впадины, где остальные границы практически не прослеживаются, в то время как в районе с. Казанчи, Сарагюх прослежены границы земной коры «Б₁», «Б₂», «Б₃» на глубинах от 20 до 37 км, а поверхность «Мох» на глубине

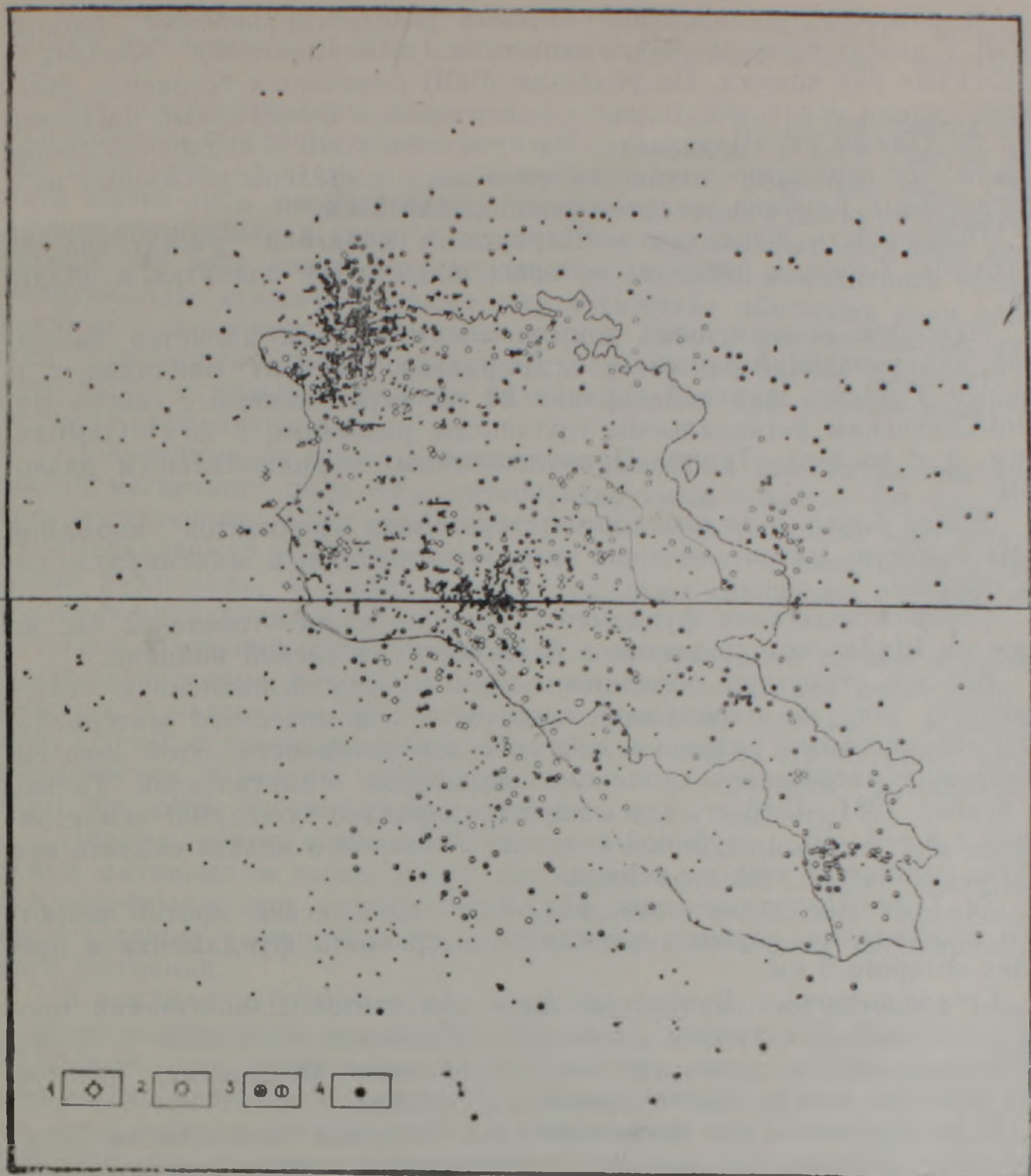


Рис. 4. Схема эпицентров землетрясений.

1. Эпицентры землетрясений с энергетическим классом $K > 13$ (данные «Оперативных сейсмологических бюллетеней» и Пирузяна С. А., 1970 г., Карапетян Н. К., 1968 г.). 2. Эпицентры землетрясений с $10 < K \leq 13$ (данные Карапетян Н. К., 1968 г.). 3. Эпицентры землетрясений с $K < 10$ (данные ст. «Земля», 1968—1973 гг.). Эпицентры землетрясений с $K < 10$ (данные ст. «Черепеха», 1975—1986 гг.).

44 км; на глубине 54—56 км—границы мантии, а поверхность фундамента четко фиксируется на глубине 5 км; граница «Г» практически не выделяется.

В пределах Базумского горста, Гукасянской впадины и далее на север прослежена промежуточная граница между поверхностями «Ф» и «Г», которую мы условно назвали «Ф₂», но привязать ее стратиграфически не представилось возможным.

В заключение отметим, что наиболее сложное расположение точек обмена отмечено на профиле в пределах Ширакского поднятия, Базумского горста и Гукасянской впадины. По всей вероятности, они являются наиболее тектонически активными блоками. Именно к ним приурочена зона скопления эпицентров землетрясений, происходящих в наше время, о чем свидетельствуют гипоцентры землетрясений 1984—1986 гг.

Подобная геологическая интерпретация материала правомочна и для рассечек по линиям Б—Б, В—В, Г—Г, Д—Д.

В комплекс исследований входили рекогносцировочные работы МОВ с целью изучения осадочной толщи с применением близких и удаленных баз приема. По разрезам МОВ отмечается согласное залегание границ осадочной толщи с поверхностью фундамента, построенной по данным ст. «Черепаша». На профилях МОВ в осадочной толще нашли свое отражение глубинные разломы и выделены некоторые мелкие разломы. Глубина исследования порядка 3 км.

Поверхность фундамента Ширакского полигона расчленена на отдельные блоки, в пределах которых выделяются поднятия и впадины.

Наиболее осложненным тектоническим блоком является Базумский, охватывающий районы с. с. Джрадзор, Геоговит, Бандиван, г. г. Амасия, Гукасян, шириной порядка 20 км, ограниченный с севера Базумо-Севанским региональным глубинным разломом, с юга—Памбакским, а с востока—Талин—Привольненским меридиональным разломом.

Этому блоку в целом соответствует зона градиентов аномалии силы тяжести; Базумский горст выражен локальным максимумом силы тяжести.

Глубина залегания фундамента на Базумском горсте—2 км, до 4 км на Ширакском поднятии и 5 км на Гукасянской впадине.

Все эти структуры объединены нами в одну осложненную тектоническую зону по одинаковой сложности сейсмического материала, типу сейсмического разреза и сейсмической активности. Этой зоне соответствует насыщенное скопление эпицентров землетрясений. Только за период 1984—1986 гг. здесь зарегистрировано более 300 землетрясений с $K=6-10$, с глубиной очага до 27 км, чего нельзя сказать про другие участки за этот же период.

За Талин-Привольненским разломом—Спитакский прогиб широтного простирания, глубина залегания поверхности фундамента в пределах которого 5 км.

Северо-восточнее Базумской зоны намечается Дзорагетский прогиб с отметкой фундамента —5 км и Степанаванское поднятие (—1 км). Несколько севернее этих структур поверхность фундамента испытывает поднятие в направлении границы с Грузией.

В центральной части территории исследования расположена Ленинанканская (Ширакская) впадина с относительно крутым северным бортом, вытянутая в широтном направлении.

В гравитационном поле Ленинанканская впадина выражена значительным минимумом силы тяжести. Впадина ограничена Памбакским, Анкаванским и Талин-Спитакским глубинными разломами. Здесь также отмечены землетрясения, происходящие в настоящее время; сгущение эпицентров наблюдается севернее г. Ленинанкана. На юго-востоке через Талин-Спитакский разлом Ленинанканская впадина контактирует с Апаран-Арзаканским выступом фундамента, характеризующимся гравитационным максимумом. Глубина залегания поверхности фундамента 0—1 км; восточнее, за предполагаемым разломом отмечены выходы фундамента на дневную поверхность.

Сабунчинская впадина имеет меридиональное простирание; глубина залегания поверхности фундамента 6 км. С севера она ограничена Ани-Ордубадским глубинным разломом и контактирует с Мараликским выступом фундамента (глубина 3 км). В поле силы тяжести Сабунчинской впадине соответствует гравитационный минимум, а Мараликскому выступу—максимум.

Юго-восточному борту Сабунчинской впадины соответствует Талинская эпицентральный зона в месте сочленения Талин-Привольненского и Ереванского глубинных разломов. Это—небольшая по площади, но с большой плотностью эпицентров зона. Глубина очагов землетрясений до 25 км, здесь также не раз происходили разрушительные землетрясения.

Наблюдения на южных склонах г. Арагац позволили выявить прогиб фундамента (~ 5 км) юго-запад – северо-восточного простирания.

На северо-западном склоне г. Арагац, несмотря на длительные наблюдения, обменные волны не зарегистрированы, и этот участок работ околонтурен на схеме в виде зоны отсутствия обменных волн. Сделать каких-либо окончательных выводов по этому участку не представляется возможным в связи с отсутствием достаточных сведений. Возможно, эта зона связана с наличием на глубине монолитного тела — интрузии. Не исключено также, что отсутствие обменных волн здесь связано с наличием офиолитовых пород, либо с нарушенностью границ. Для окончательных выводов потребуются проведение дополнительных работ с целью получения волнового поля при разных азимутах подхода продольных волн.

Показанные на схеме направления основных положительных аномалий магнитного поля ΔT_a , интерпретируемые в работе [3] как оси, соответствующие зонам глубинных разломов, и разломы, выделенные ст. «Черепаша», в большинстве случаев совпадают с известными в геологии разломами, а предполагаемые разломы совпадают с осями нарушения корреляции ΔT_a .

При сравнении схемы эпицентров со структурной схемой и геолого-геофизическими разрезами видно, что землетрясения происходят в районах с различным геологическим строением, однако, в основном приурочены к зонам разломов и их пересечениям, структурным неоднородностям и резким перепадам глубин поверхности фундамента; этим же зонам соответствуют градиенты силы тяжести.

Перечисленные особенности могут быть использованы для выделения активных в наше время разломов, которые могут оказаться сейсмогенными при определенных условиях, вследствие процессов, происходящих в земной коре и вызывающих изменение ее напряженного состояния.

В заключение отметим, что наиболее сейсмически активной зоной и по размерам, и по скоплению эпицентров является Базумская зона. Талинская зона сочленения глубинных разломов и Ленинанканская меньше по площади и насыщенности эпицентров, однако, все три зоны представляют интерес для прогнозирования землетрясений, так как известно, что во всех случаях подготовка сильного землетрясения зависит от конкретного геологического строения земной коры.

ПО «Армгеология»

Поступила 24.X.1988

Ի. Բ. ՕՍԻՊՈՎԱ, Կ. Խ. ԱՐՄԵՆԱԿՅԱՆ, Ա. Ռ. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ

ՇԻՐԱԿԻ ՊՈԼԻԳՈՆԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԿԱԹՈՒՑՎԱԾՔԻ ՄԱՍԻՆ «ԶԵՐԵՊԱԽԱ»
ԿԱՅԱՆՆԵՐԻ ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ ԼՈՒՅՍԻ ՆԵՐՔՈ

Ա. Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Հնդհանրացված են «Զերեպախու» կայաններով Շիրակի սեյսմականիսագոլշակման պոլիգոնում կատարված աշխատանքների արդյունքները, օգտագործելով նաև «Զեմյա» կայանների, գրավիչափական և մագնիսաչափական տվյալները:

Աշխատանքների արդյունքներով կազմված են ընդհանրացված երկրաբանա-երկրաֆիզիկական հինգ կտրվածքներ:

Առավել վստահորեն հետամտվող սեյսմիկ սահմանով, որը նույնացվում է բյուրեղային հիմքի մակերևույթի հետ, ստեղծված է կառուցվածքային մի

սխեմա, ինչպես նաև բերված է Հայաստանում 1967—1986 թթ. ընթացքում տեղի ունեցած երկրաշարժերի էպիկենտրոնների սխեման:

Մինչև Մոխորովիչիչի սահմանը կառուցված երկրաբանա-երկրաֆիզիկական կտրվածքների վրա առանձնացվում են երկրակեղևի հետևյալ սահմանները՝ սահման գրանիտային շերտում, որի խորությունը տարբեր կտրվածքներում տատանվում է 8—14 կմ, սահմաններ բազալտային շերտում, համապատասխանաբար՝ 14—20 կմ, 20—26 կմ, 26—32 կմ խորությունների վրա և «Մոխ» սահմանը՝ 40—45 կմ խորություններում:

Բյուրեղային հիմքի մակերևույթի ուղիղում է ամենից հստակ արտահայտված ուսումնասիրվող տարածքի բլոկային կառուցվածքը: Առավել հարուստ տեղեկատվություն է պարունակում հարավից հյուսիս ձգվող կտրվածքը, որը հատում է մի շարք տեկտոնական կառույցների: Այստեղ առանձնացվում են Կարմրաշենի բարձրացումը, Մարունչիի գոգավորությունը, Մարալիկի ելուստը, Շիրակի (լենինականի) գոգավորությունը, Շիրակի բարձրացումը, Բաղումի հորստը, Ղուկասյանի գոգավորությունը: Բոլոր այս կառույցներն արտահայտված են բյուրեղային հիմքի մակերևույթի ուղիղում: Կտրվածքի երկայնքով առանձնացվում են երկրակեղևի մի շարք խախտումներ, որոնցով էլ միմյանցից բաժանված են նշված կառույցները: Հարկ է հատուկ նշել Շիրակի բարձրացումը, Բաղումի հորստը և Ղուկասյանի գոգավորությունն ընդգրկող բարդ տեկտոնական գոտին: Այդ գոտու համար բնորոշ է ալիքների փոխանակման կետերի խորությունների շատ մեծ տատանումներ, ինչը վկայում է այդ գոտում երկրակեղևի խիստ մասնատվածության մասին: Այստեղ հնարավոր չի լինում առանձնացնել ալիքների փոխանակման քիչ թիվը շատ կայուն սահմաններ: Ընդհանուր առմամբ նկատվում է սեյսմաբանական, գրավիչափական և մագնիսաչափական տվյալների ոչ վատ համադրություն:

Խզումների և ներկայումս ակտիվ սեյսմիկ տեղանքների առանձնացումը կատարվել է մոտիկ և տեղական երկրաշարժերի էպիկենտրոնների սխեմայի օգտագործմամբ, որը պարունակում է «Զեմլյու» և «Զերեպախա» կայանների, մշտական սեյսմիկ կայանների տվյալները, ինչպես նաև պատմականորեն հայտնի ուժեղ և կործանարար երկրաշարժերի էպիկենտրոնները: Էպիկենտրոնների սխեմայի դիտարկումից երևում է, որ հանրապետության տարածքում առանձնացվում են մի շարք շրջաններ, որոնք աչքի են ընկնում բարձր սեյսմիկ ակտիվությամբ՝ Գառնի-Երեանյան (Արարատյան սեյսմագուշակման պոլիգոն), Զավախքի և Բաղումի լեռնաշղթաներ, Թալինի շրջակայք, Փամբակի և Ծաղկունյաց լեռնաշղթաներ, Ալավերդու ինտրուզիվներ, Գեղամա լեռնաշղթայի և Վայոց ձորի սինկլինորիումի շրջանները: Էպիկենտրոնների սխեմայի համադրումը կառուցվածքային սխեմայի և երկրաբանա-երկրաֆիզիկական կտրվածքների հետ ցույց է տալիս, որ երկրաշարժերը հիմնականում կապված են խախտումային գոտիների, նրանց հատումների և կառուցվածքային անհամասեռությունների հետ:

Երկրաշարժերի օջախների խորությունները տատանվում են 5—27 կմ սահմաններում:

Առավել սեյսմաակտիվը Բաղումի էպիկենտրոնների գոտին է: Թալինի և լենինականի գոտիները ինչպես տարածքով, այնպես էլ էպիկենտրոնների խտությամբ ավելի փոքր են, սակայն այս երեք գոտիներն էլ հետաքրքրություն են ներկայացնում երկրաշարժերի կանխագուշակման համար:

ON THE SHIRAK POLYGON TECTONIC STRUCTURE IN THE
LIGHT OF „CHEREPAKHA„ STATIONS NEW DATA

A b s t r a c t

As a result of „Cherepakha“ stations investigations, enlisting the data of „Zemlya“ stations, gravimetry, magnetometry and geology, the Shirak polygon (about 5000 km²) abyssal structure is studied, tectonically complicated zones are distinguished, an attempt is made to establish a relation to the seismicity.

Combined geological-geophysical profiles are worked out, as well as a structural scheme of the most confidently studied seismic boundary is drawn up, which is identified with the crystalline foundation surface. This boundary is conditionally allocated to Eopaleozoic foundation outcrops of the Aparan-Arzakan massif and to the Lock massif in adjacent to Georgia areas.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: «Айпетрат», 1958, 430 с.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 185 с.
3. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 283 с.
4. Егоркина Г. В., Гаретовская И. В. Отчет о работах опытно-методической партии, № 124—69 по дальнейшему усовершенствованию методики изучения глубинного строения территории Армении с помощью сейсмических станций «Земля». Москва, 1974. Фонды УГ АрмССР, 290 с.
5. Егоркина Г. В., Соколова И. А. и др. Изучение глубинных разломов по материалам, полученным со станциями «Земля» на территории Армении — Разведочная геофизика, 1976, № 72, с. 37—40.
6. Осипова И. Б., Арменакиан К. Х. Отчет о результатах сейсморазведочных работ по прогнозу землетрясений на территории Ширакского сейсмопрогностического полигона за 1984—1987 гг. Ереван, 1987. Фонды УГ АрмССР, 91 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, XLII, № 4. 67—73

УДК: 550.348.436.06(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. П. МАРТИРОСЯН, Л. А. МХИТАРЯН, К. А. ТОНСЯН, Ф. К. ГРИГОРЯН

АНАЛИЗ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ СИЛЬНЫХ
ДВИЖЕНИЙ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
7 ДЕКАБРЯ 1988 Г.

Серия толчков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года обладала гигантской разрушительной силой и в течение времени несколько меньше минуты превратила в груды развалин многочисленные здания и сооружения в городах и селах северных районов Армении.

В числе разрушенных и поврежденных зданий оказались также те, в которых была размещена сейсмическая аппаратура, принадлежащая инженерно-сейсмометрической сети (ИСС) Института геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР.

Пять станций ИСС в г. Ленинакане остались под развалинами и после расчистки из них не удалось получить кондиционного материала. Из уцелевших четырех станций были получены записи сейсмометров балльности (СБМ) и маятниковых сейсмометров (ИГМС).

ON THE SHIRAK POLYGON TECTONIC STRUCTURE IN THE
LIGHT OF „CHEREPAKHA„ STATIONS NEW DATA

A b s t r a c t

As a result of „Cherepakha“ stations investigations, enlisting the data of „Zemlya“ stations, gravimetry, magnetometry and geology, the Shirak polygon (about 5000 km²) abyssal structure is studied, tectonically complicated zones are distinguished, an attempt is made to establish a relation to the seismicity.

Combined geological-geophysical profiles are worked out, as well as a structural scheme of the most confidently studied seismic boundary is drawn up, which is identified with the crystalline foundation surface. This boundary is conditionally allocated to Eopaleozoic foundation outcrops of the Aparan-Arzakan massif and to the Lock massif in adjacent to Georgia areas.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: «Айпетрат», 1958, 430 с.
2. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 185 с.
3. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 283 с.
4. Егоркина Г. В., Гаретовская И. В. Отчет о работах опытно-методической партии, № 124—69 по дальнейшему усовершенствованию методики изучения глубинного строения территории Армении с помощью сейсмических станций «Земля». Москва, 1974. Фонды УГ АрмССР, 290 с.
5. Егоркина Г. В., Соколова И. А. и др. Изучение глубинных разломов по материалам, полученным со станциями «Земля» на территории Армении — Разведочная геофизика, 1976, № 72, с. 37—40.
6. Осипова И. Б., Арменакиан К. Х. Отчет о результатах сейсморазведочных работ по прогнозу землетрясений на территории Ширакского сейсмопрогностического полигона за 1984—1987 гг. Ереван, 1987. Фонды УГ АрмССР, 91 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, XLII, № 4. 67—73

УДК: 550.348.436.06(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Р. П. МАРТИРОСЯН, Л. А. МХИТАРЯН, К. А. ТОНСЯН, Ф. К. ГРИГОРЯН

АНАЛИЗ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ СИЛЬНЫХ
ДВИЖЕНИЙ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
7 ДЕКАБРЯ 1988 Г.

Серия толчков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года обладала гигантской разрушительной силой и в течение времени несколько меньше минуты превратила в груды развалин многочисленные здания и сооружения в городах и селах северных районов Армении.

В числе разрушенных и поврежденных зданий оказались также те, в которых была размещена сейсмическая аппаратура, принадлежащая инженерно-сейсмометрической сети (ИСС) Института геофизики и инженерной сейсмологии АН АрмССР.

Пять станций ИСС в г. Ленинакане остались под развалинами и после расчистки из них не удалось получить кондиционного материала. Из уцелевших четырех станций были получены записи сейсмометров балльности (СБМ) и маятниковых сейсмометров (ИГМС).

К сожалению, на этих станциях приборы и их пусковые механизмы, предназначенные для записи землетрясений по времени, работающие в ждущем режиме, оказались ненадежными для регистрации столь сильных толчков.

Записи сейсмометров балльности Медведева (СБМ), которые представляют собой маятники с периодом собственных колебаний $T=0,25$ с и декрементом затухания $\delta=0,5$, были получены в четырех пунктах г. Ленинакана, а также в городах Ереване, Степанаване и Арарате [2].

На рис. 1 показаны записи СБМ, полученные в г. Ленинакане на двух разных грунтовых условиях. Во дворе ИГИС, где значение максимального смещения маятника составило 18 мм, грунтовые условия следующие: суглинки мощностью 9,8 м, подстилаемые туфами мощностью 4,5 м, при уровне грунтовых вод ниже 6 м.



Рис. 1. Записи СБМ, полученные в г. Ленинакане: а) ул. Спандаряна—24; б) во дворе ИГИС.

На улице Спандаряна (центральная часть города) инженерно-геологические условия следующие: с поверхности на глубину до 0,5 м — насыпной грунт, под насыпью залегают легкие суглинки с мощностью 4,2 м, при уровне грунтовых вод 2 м.

Максимальное смещение маятника СБМ на этом пункте достигло 15 мм. Для уверенности в полученных данных, сразу после землетрясения были проверены параметры приборов, расположенных в г. Ленинакане и Степанаване, и определены их фактические характеристики. Тарировка показала, что собственные периоды маятников почти не менялись, а отклонения декремента затухания от нормы было ничтожным.

В табл. 1 приведены фактические данные прибора СБМ и значения смещения маятника на разных пунктах регистрации.

Из таблицы видно, что расчетные значения смещения маятника по шкале MSK—64 в г. Ленинакане достигли верхнего предела 9-баллов, в Степанаване—9 баллов, а в Ереване и Арарате—5-баллов.

В г. Ленинакане в четырех пунктах получены записи многомаятниковых сейсмометров [3]. Грунтовые условия расположения трех многомаятниковых сейсмометров аналогичны вышеизложенным для приборов СБМ (ул. Спандаряна 24, во дворе ИГИС и подвал ИГИС).

Инженерно-геологические условия участка гостиницы «Кумайри» представлены следующими напластованиями: с поверхности на глубине до 7,2 м — вулканические туфы, подстилаемые супесями мощностью 5 м, при уровне грунтовых вод 15,0 м.

Пункт регистрации	Период фактический T_c	Декремент фактический	Смещение в мм	Балл по МСК-64
Г. Ленинакан				
1. Во дворе ИГИС	0.25	0.51 - 0.53	18	10
2. Ул. Спандаряна - 24	0.25	0.53	15	9
3. Ст. "Ленинакан"	0.25	0.47	15.5	9
4. Ул. Калинина - 16	0.25	0.5	10.4	9
5. г. Степанавн	0.25	0.57	12	9
6. г. Ереван	0.25	0.5	0.68	5
7. г. Арарат	0.25	0.5	0.9	5

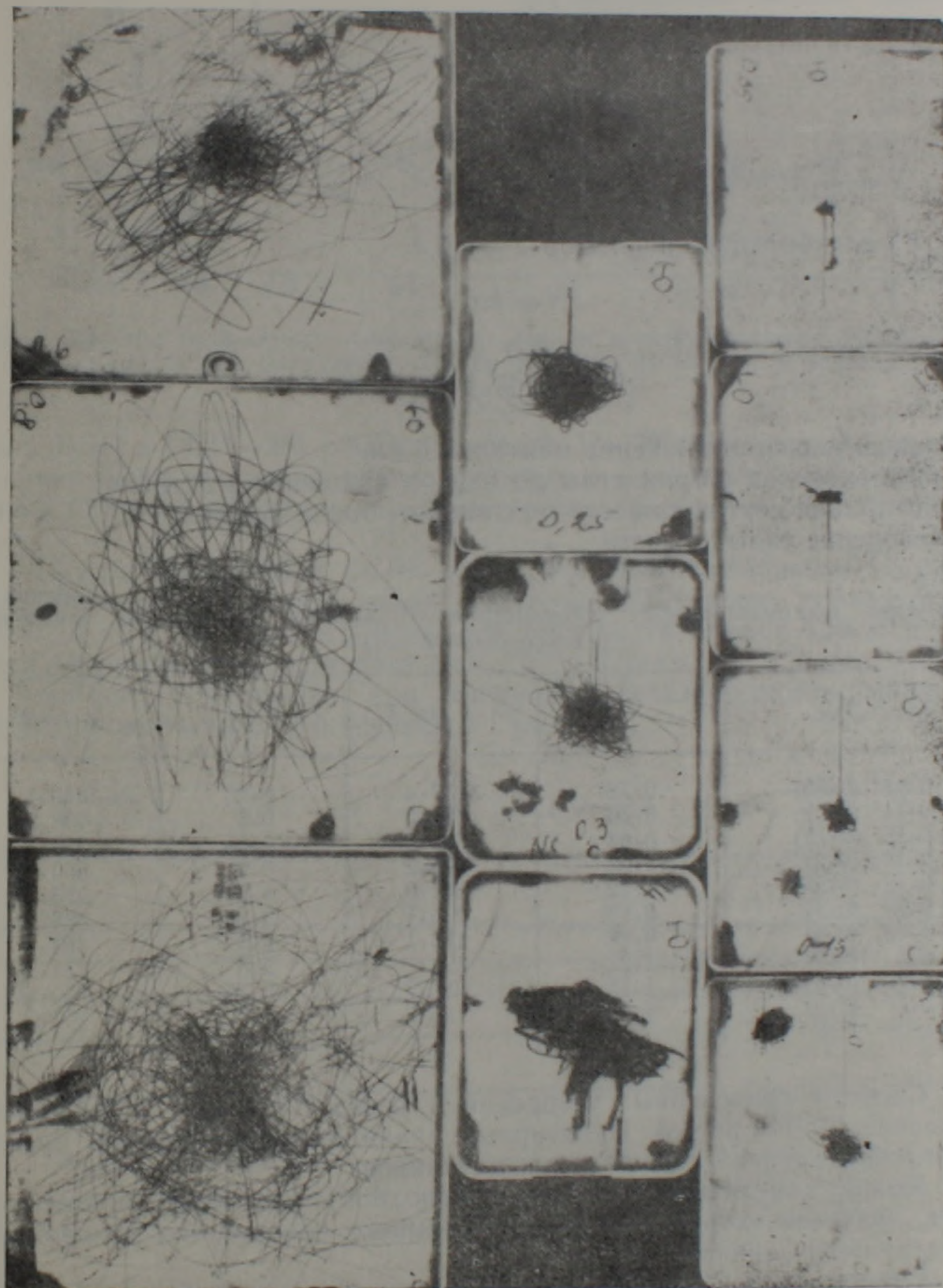


Рис. 2. Записи горизонтальных колебаний многомаяткового сейсмометра на ул. Спандаряна 24, г. Ленинакан.

Сразу после землетрясения произведена калибровка маятниковых сейсмометров. Оказалось, что некоторые маятники существенно меняли свои проектные параметры. Обработка полученных записей произведена по фактически полученным данным.

На рис. 2 приведены записи горизонтальных колебаний маятникового сейсмометра, расположенного в подвале жилого дома на ул. Спандаряна 24.

Как видно из записей, низкочастотные маятники зашкалили, и однозначное определение фактических максимальных приведенных ускорений стало невозможным. Поэтому для этих маятников значения смещений были взяты до края законченного стекла, т. е. расчетные максимальные приведенные ускорения в этих случаях соответствуют нижнему пределу их значений.

В табл. 2 приведены фактические параметры маятников в пункте Спандаряна 24 и расчетные значения приведенных сейсмических ускорений, которые определены [1]:

а) для низких периодов $T < 0,2 \text{ с}$

$$r = \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 X,$$

где $X = \frac{c}{a} x$;

б) для больших периодов $T \geq 0,2 \text{ с}$

$$\tau = kx,$$

где $k = \frac{g}{a} \left(\frac{T_0}{T}\right)^2$

x —максимальное отклонение маятника в см;
 a —расстояние от острия иглы до центра вращения маятника;
 c —расстояние центра тяжести маятника от точки подвеса;
 g —ускорение силы тяжести.

Таблица 2
 Параметры маятниковых сейсмометров и значения приведенных ускорений (ул. Спандаряна—24)

$T_{\text{фак}}$	$T_{\text{рас}}$	T_0	$k \text{ сек}^{-2}$	$x \text{ см}$	$\tau \text{ см с}^2$
0.044	(0.05)	0.72	5837.4	0.25	1449.1
0.14	(0.1)	0.76	628.5	0.3	188.2
0.15	(0.15)	0.84	654.6	0.55	359.7
0.18	(0.2)	1.02	670.2	0.9	600.7
0.22	(0.25)	1.12	541.0	1.8	973.8
0.25	(0.3)	0.83	235.1	3.35	686.3
0.43	(0.4)	0.98	185.1	2.5	454.7
0.5	(0.6)	1.22	123.	5.8	711.5
0.7	(0.8)	1.15	55.2	6.35	350.5
0.9	(1.0)	1.19	35.7	7.0	249.9

Спектры приведенных ускорений в четырех пунктах г. Ленинака-на показаны на рис. 3. Пунктирные линии означают нижний предел значений ускорений зашкаленных маятников.

Можно заметить, что в длиннопериодной части спектров имеются пики, значения которых фактически намного больше, чем показанные пунктирными линиями.

Единственная качественная запись по времени в ближней зоне эпицентра землетрясения получена в райцентре Гукасян, где в подвале Дворца культуры были расположены акселерограф ССРЗ и при-

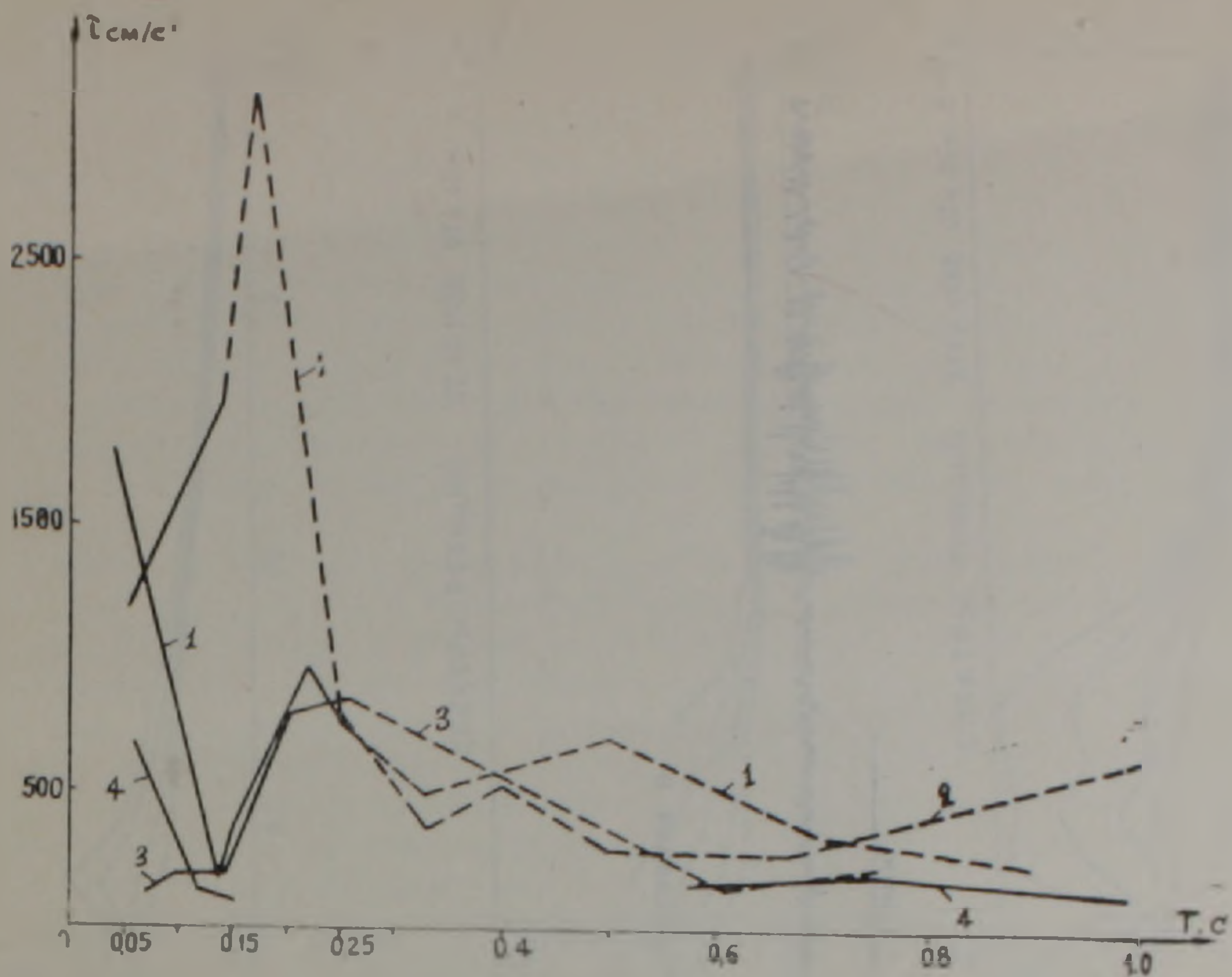


Рис. 3. Спектры приведенных ускорений по данным многомаятниковых сейсмометров г. Ленинакана 1) ул. Спандаряна—24, 2) во дворе ИГИС, 3) в подвале ИГИС, 4) гостиница «Кумайри».

боры ВБП и ОСП—2М с регистраторами Н—700. Все приборы на этой станции были соединены одним пусковым механизмом, порог срабатывания которого составило ускорение грунта соответствующее 5-ти баллам.

Параметры прибора ССРЗ после вторичной калибровки следующие: рабочий ход одного цикла составляет 20 с, время холостого хода—3 с, т. е. на горизонтальной оси 1 см соответствует 0,76 с, а вертикальный масштаб составляет 1 см—500 см/сек².

На рис. 4 приведены три компонента акселерограммы основных интенсивных толчков, записанной в Гукасяне.

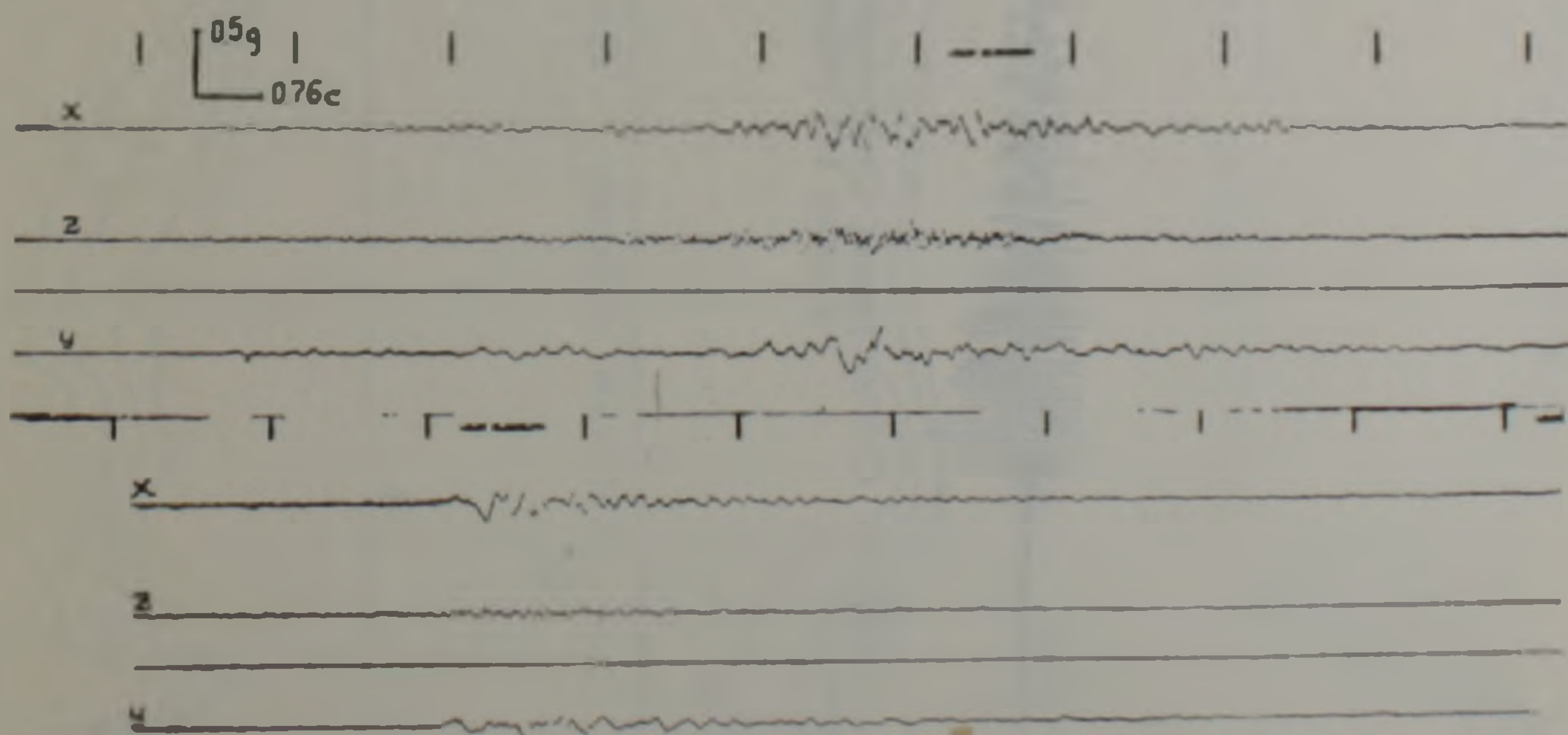


Рис. 4. Акселерограммы основных интенсивных толчков, записанные в Гукасяне: а) 07.12.1988 г.—07 ч. 41 м. б) 07.12. 1988 г.—07 ч. 45 м.

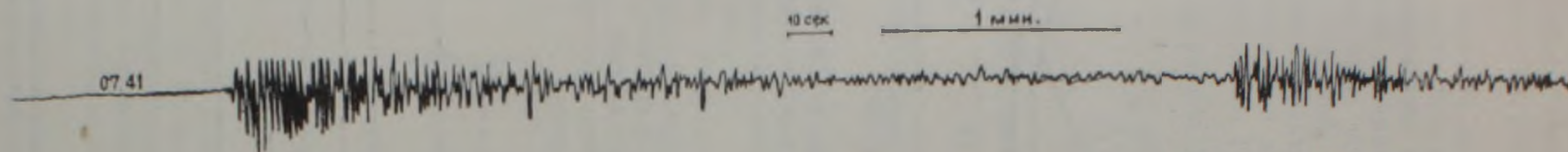


Рис. 5. Сейсмограмма Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г., записанная в Скопье (по разрешению югославских специалистов).

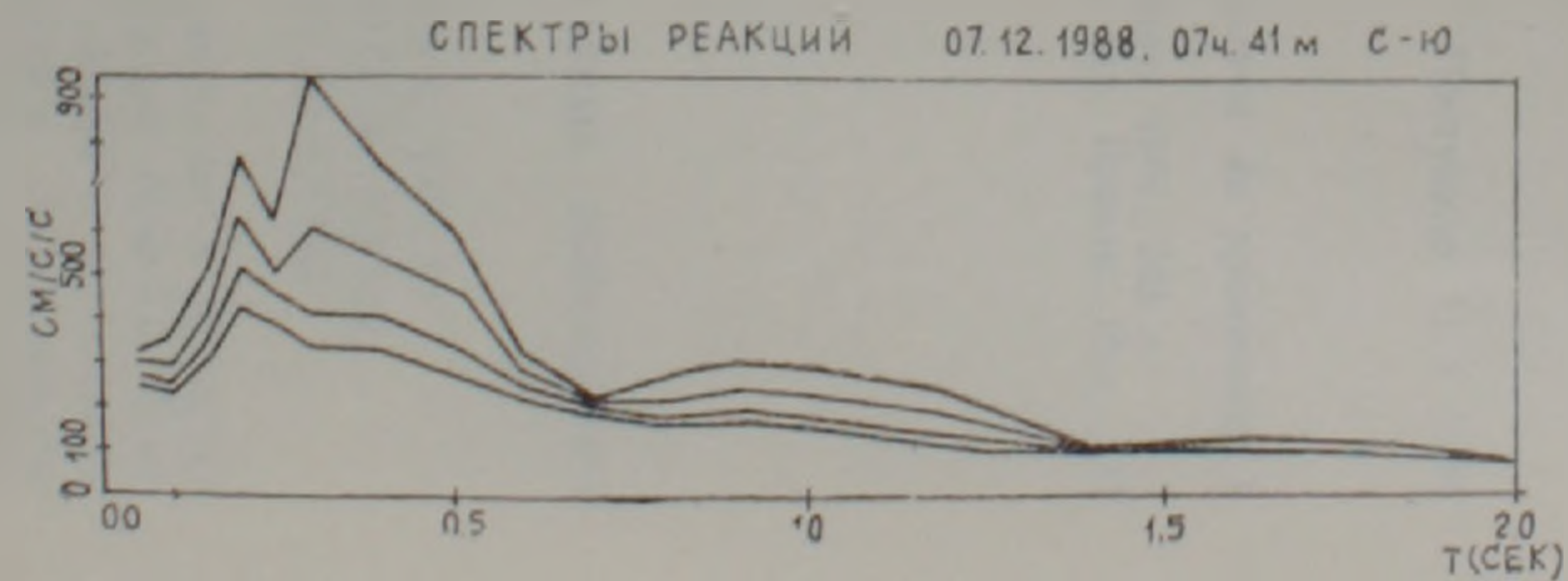
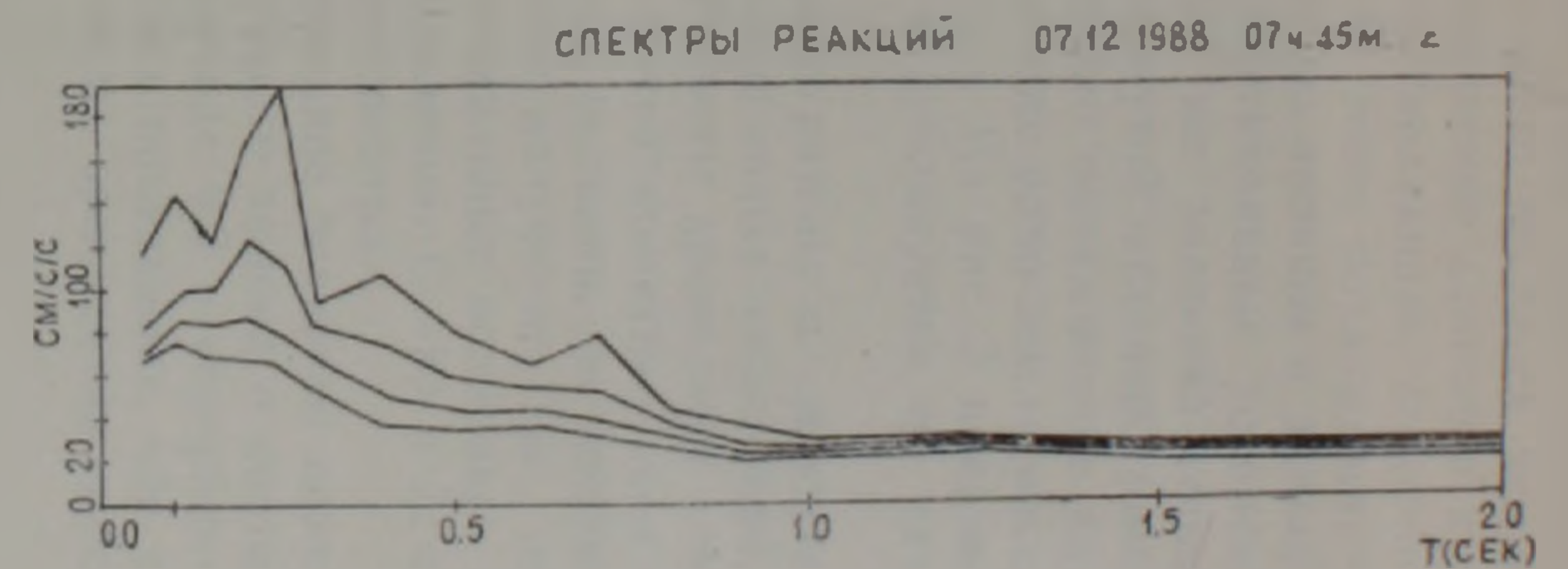
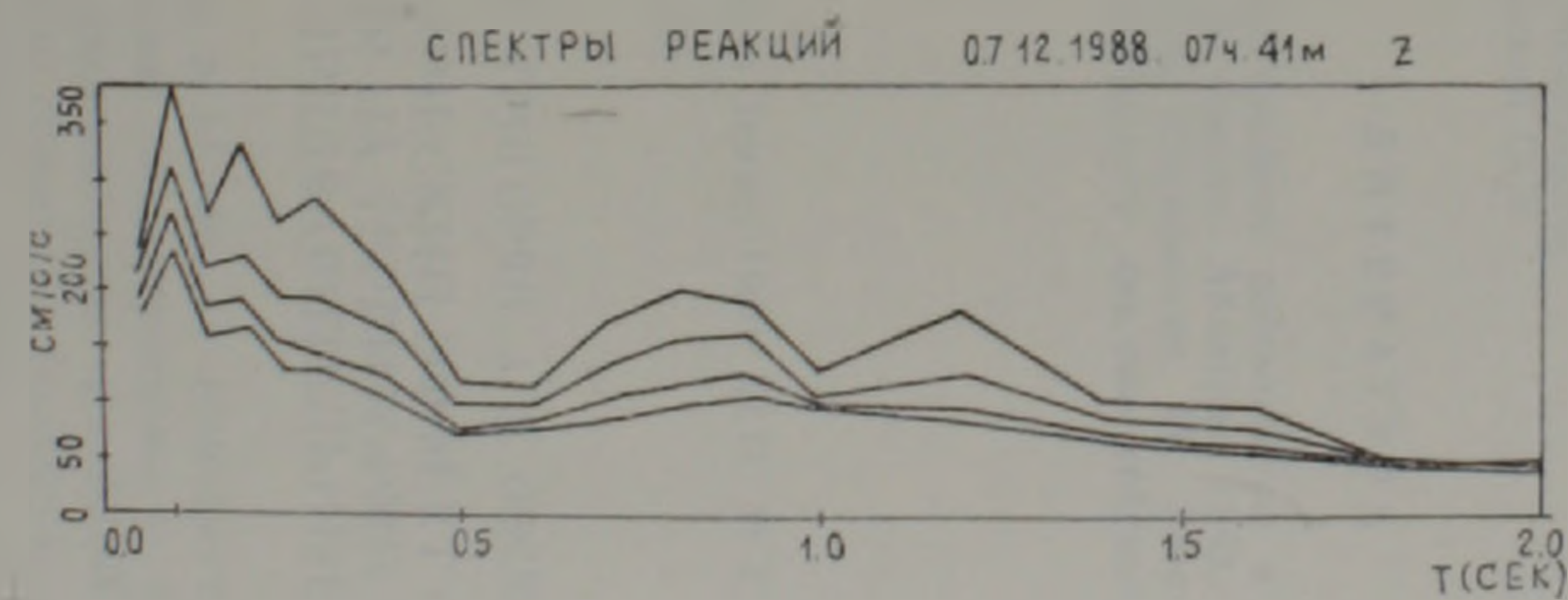
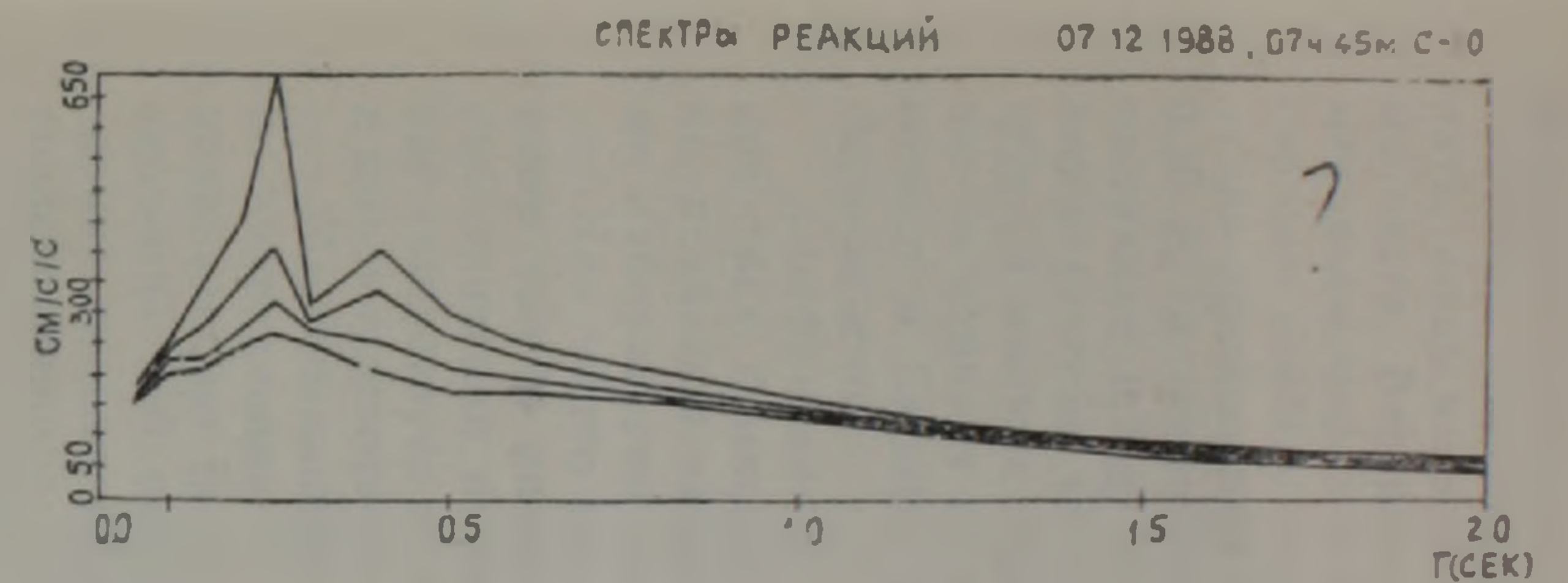


Рис. 6. Оцифрованные акселерограммы и спектры приведенных ускорений трех компонентов интенсивных колебаний, записанные в Гурьевске. а) 07 ч. 41 м.; б) 07 ч. 45 м.

Подробное изучение акселерограммы показывает, что основное землетрясение представляет собой серию толчков, имеет очень сложный характер, и расшифровку всего процесса землетрясения можно сделать, лишь имея телесеismicкие данные и представления о механизме очага. Вертикальное составляющее, которое больше характеризует механизм очага в ближней зоне, показывает, что сначала были несколько слабых импульсивных толчков и дальше через 10,6 с от вступления продольных волн вертикальные ускорения достигли значения 0,15 g, а соответствующие же значения горизонтальных ускорений составили 0,2 g. Из развернутой акселерограммы можно заключить, что в течение 46 с произошло наложение двух сильных толчков, а через 4 минуты произошло еще одно землетрясение с магнитудой меньше на единицу от основного. На рис. 5 показана сейсмограмма, записанная в Скопье, которая публикуется по разрешению югославских специалистов.

Оцифрованные акселерограммы и спектры приведенных ускорений трех компонентов интенсивных колебаний, записанные в Гукасяне, показаны на рис. 6. Расчеты проведены совместно со специалистами лаборатории инженерно-сейсмометрических наблюдений ЦНИИСК.

Как видно из спектров реакции, по направлению В—З землетрясение имело низкочастотное излучение. На периоде 0,8 с спектральные значения имеют максимальные величины. Низкочастотное излучение существует и по направлению С—Ю и Z, однако пики получились в высокочастотной области спектра.

Максимальное спектральное значение получилось на периоде 0,3 с по направлению С—Ю первого толчка и составило 900 см/сек². А по направлению В—З на периоде 0,8 с ускорения осциллятора достигли значения 550 см/с². Анализ показывает, что разрушения однотипных зданий сильно зависели от их ориентации относительно сейсмического воздействия.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 11.V.1989.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапетян Б. К. Многомаятниковые сейсмометры и результаты их применения в инженерной сейсмологии. Ереван: Айпетрат, 1963, 178 с.
2. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962, 248 с.
3. Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 284 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, XLII, № 4, 73—77

УДК: 550.348.436.098.32(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Г. ГРИГОРЯН, А. А. ОВСЕПЯН

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ г. ЛЕНИНАКАНА. НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

7 декабря 1988 года в 11 час 41 мин местного времени в Армении произошло разрушительное землетрясение с магнитудой $M=7.0$. Эпицентр землетрясения (координаты $\varphi=40,95^\circ$; $\lambda=44,24^\circ$) находился близ города Спитака. Оно охватило большую площадь и, по предварительным данным, ощущалось с запада на восток от Черного до Кас-

Подробное изучение акселерограммы показывает, что основное землетрясение представляет собой серию толчков, имеет очень сложный характер, и расшифровку всего процесса землетрясения можно сделать, лишь имея телесейсмические данные и представления о механизме очага. Вертикальное составляющее, которое больше характеризует механизм очага в ближней зоне, показывает, что сначала были несколько слабых импульсивных толчков и дальше через 10,6 с от вступления продольных волн вертикальные ускорения достигли значения 0,15 g, а соответствующие же значения горизонтальных ускорений составили 0,2 g. Из развернутой акселерограммы можно заключить, что в течение 46 с произошло наложение двух сильных толчков, а через 4 минуты произошло еще одно землетрясение с магнитудой меньше на единицу от основного. На рис. 5 показана сейсмограмма, записанная в Скопье, которая публикуется по разрешению югославских специалистов.

Оцифрованные акселерограммы и спектры приведенных ускорений трех компонентов интенсивных колебаний, записанные в Гукасяне, показаны на рис. 6. Расчеты проведены совместно со специалистами лаборатории инженерно-сейсмометрических наблюдений ЦНИИСК.

Как видно из спектров реакции, по направлению В—З землетрясение имело низкочастотное излучение. На периоде 0,8 с спектральные значения имеют максимальные величины. Низкочастотное излучение существует и по направлению С—Ю и Z, однако пики получились в высокочастотной области спектра.

Максимальное спектральное значение получилось на периоде 0,3 с по направлению С—Ю первого толчка и составило 900 см/сек². А по направлению В—З на периоде 0,8 с ускорения осциллятора достигли значения 550 см/с². Анализ показывает, что разрушения однотипных зданий сильно зависели от их ориентации относительно сейсмического воздействия.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 11.V.1989.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапетян Б. К. Многомаятниковые сейсмометры и результаты их применения в инженерной сейсмологии. Ереван: Айпетрат, 1963, 178 с.
2. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962, 248 с.
3. Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 284 с.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле, 1989, XLII, № 4, 73—77

УДК: 550.348.436.098.32(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Г. ГРИГОРЯН, А. А. ОВСЕПЯН

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ г. ЛЕНИНАКАНА. НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

7 декабря 1988 года в 11 час 41 мин местного времени в Армении произошло разрушительное землетрясение с магнитудой $M=7,0$. Эпицентр землетрясения (координаты $\varphi=40,95^\circ$; $\lambda=44,24^\circ$) находился близ города Спитака. Оно охватило большую площадь и, по предварительным данным, ощущалось с запада на восток от Черного до Кас-

нийского моря, и с севера на юг от городов Махачкала и Нальчик до границ Турции с Ираном.

В эпицентральной области наиболее пострадали гг. Спитак, Ленинакан, Кировакан, Степанаван и другие прилегающие населенные пункты.

Для выявления характера разрушения в некоторых городах (Ленинакан, Спитак и др.) были организованы группы специалистов по обследованию макроэффекта.

Одна из таких групп, организованная в основном из специалистов ИГНС АН АрмССР, имела целью исследование характера разрушений в г. Ленинакане и дать предварительную оценку интенсивности согласно шкале MSK—64 (по возможности с учетом грунтовых условий).

До землетрясения в г. Ленинакане было примерно 12000 строений, из них около 10% (примерно 1000) государственного сектора и около 11000—частного сектора.

Полное исследование такого большого объема строений поначалу считалось невозможно, поэтому было принято решение провести макрообследование по двум основным и одному дополнительному маршрутам. Первые два профиля проходили по направлению восток-запад. Первый проходил от района железнодорожного вокзала на запад—до района Вардбаха. Второй маршрут—северней первого, проходил от района ул. Бульварной с западной стороны к востоку—до района Совхоз. Третий—дополнительный профиль, т. н. радиальный, проходил от перекрестка улиц 50 лет Армении и Ширакаци к юго-западу, в сторону старого кладбища. Оговорим здесь сразу, что данные третьего—дополнительного профиля в настоящую работу не включены. Считаем, что работы по обследованию строений с целью выяснения общей картины сейсмического эффекта в черте города должны продолжаться. Настоящие результаты являются предварительными, а оперативность их была вызвана необходимостью выдачи предварительной оценки для государственной комиссии.

Прежде чем приступим к анализу полученных повреждений отметим, что вообще в результате воздействия землетрясения 7 декабря 1988 г. в г. Ленинакане имела место довольно пестрая картина проявления степеней повреждений различных типов зданий, технических сооружений, церквей и т. д. Естественно, для выявления какой-либо закономерной оценки, необходимо было учитывать большое количество факторов, влияющих на степень повреждений тех или иных объектов. Это, в первую очередь, конструктивные особенности, степень антисейсмических мероприятий (а иногда наличие или отсутствие), качество строительства, характер воздействия (величина максимального ускорения грунта, спектральный состав, длительность), грунтовые условия, уровень грунтовых вод, ориентация очага относительно обследуемых объектов и т. д. Вполне понятно, что провести четкую дифференциацию по названным факторам практически невозможно.

В данном случае целесообразно, по возможности, выбирать в конструктивном плане примерно одинаковые постройки и предполагать, что по качеству они не очень сильно отличаются. Следует отметить, что последний фактор (на наш взгляд, очень сильно влияющий на образование повреждений той или другой степени) удастся контролировать более или менее относительно, например, визуальное определение качества раствора кладки и т. д.

Выше отметили, что в г. Ленинакане из 12000 строений около 11000 являлись одно-двухэтажными постройками с кладкой типа «мидис». Поэтому для установления проявившегося макроэффекта был обследован частный жилой сектор застройки, для которого не столь различны типы зданий, по сравнению с разнообразием типов в госсекторе.

Таким образом в данном случае мы допускаем некое предположение, а именно, принадлежность анализируемых построек к одному типу (пока не говорим какому именно). Приведем описание типов построек согласно шкале MSK—64.

Тип «А»—здания из рваного камня, сельские постройки, дома из кирпича—сырца, глинобитные дома.

Тип «Б»—обычные кирпичные дома, здания крупноблочного и панельного типа, фахверковые строения, здания из естественного тесаного камня.

Тип «В»—каркасные железобетонные здания, деревянные дома—хорошей постройки.

Как видим, национальный характер домостроения (с применением местных строительных материалов), и, особенно, это относится к частному сектору, имеет значительные отличия от наиболее распространенных и, в частности, от тех типов, которые приводятся в шкале. Следовательно второй, более существенный вопрос: к какому типу сооружений отнести данные постройки (которые в первом приближении считали одинаковыми по конструктивным особенностям).

Следует сказать, что этот вопрос стал предметом горячих дискуссий при предварительной оценке интенсивности. Например, большая группа известных специалистов считают, что современная кладка «мидис» с перекрытием из монолитного железобетона увеличивает его прочностные свойства, и, следовательно, следует индивидуальные дома кладки «мидис» на цементном растворе отнести к типу «В». Попутно, хотелось бы отметить, что при проведении обследования поврежденных частного сектора застройки авторы настоящей работы также убедились, что индивидуальные дома, построенные после 60-х годов, очень прочные и этот тип строений никак не соответствует типу «Б». Исходя из того обстоятельства, что этот вопрос пока дискуссионный и требуются дополнительные работы для внесения полной ясности (в этом направлении работают специалисты ИГИС АН АрмССР совместно с специалистами АрмНИИСА Госстроя АрмССР) мы в этом аспекте и приводим результаты предварительных обследований и оценку макроэффекта на территории города.

Итак анализ результатов обследований по пройденным профилям.

По первому профилю обследование повреждений проводилось тремя группами по 3—4 человека по макропрофилю шириной в квартал. Выбирались только дома индивидуальной постройки (1—2-этажные), независимо от года постройки, от применяемого раствора для кладки и типа перекрытия (железобетонный монолит, деревянное).

Значения степеней повреждений осреднялись по площадям, в которые попадали от 10 до 30 зданий. Таким образом, были получены средние величины повреждений ($\bar{n}$) на этих участках и далее, соответственно, оценка интенсивности (I) в баллах при отнесении строений как к типу «Б», так и к типу «В». При этом по характеристике количество (см. шкалу) принят средний показатель—«многие» (т. е. около 50%). Мы считаем, что он наиболее близок к действительности, чем, например, показатели «отдельные» или «большинство». В данном случае это обосновывается тем, что в каждом участке дома обследовались без предварительного выбора: основным принципом был равномерный охват домов на участке, и, соответственно по всему профилю также.

Результаты оценок для профилей 1 и 2 приведены в таблицах 1 и 2.

Таким образом по повреждениям строений частного сектора застройки по пройденным профилям получены такие оценки. При отнесении к типу «Б» для первого профиля по направлению восток-запад:

для завокзальной части $7 \div 8$ баллов;

для большей части профиля $7\frac{1}{2} \div 8\frac{1}{2}$ баллов и для небольшого участка $8 \div 9$ баллов.

Таблица 1

Профиль № 1

Участки	Средние значения повреждений	Интенсивность в баллах	
		по типу „Б“	по типу „В“
I—Завокзальная часть	2.1	7+8	8+9
II—большая часть профиля	2.6	7 ¹ 2+8 ¹ 2	8 ¹ 2+9 ¹ 2
III—небольшая часть	2.2	8+9	>9

Таблица 2

Профиль № 2

Участки	Средние значения поврежден.	Интенсивность в баллах	
		по типу „Б“	по типу „В“
I—Восточная часть (ловхоз)	3.8	8 + 9	9+10
II—район ул. Коштова	3.7	8 + 9	9+10
III—средняя часть профиля (ул. Кутанская)	3.5	8 + 9	9+10
IV—район ул. Тимирязева, Ренкина	3.5	> 8	> 9
V—западный район (ул. Бульварная)	3.15	> 8	> 9

При отнесении строений к типу «В» для этого же профиля имеем соответственно следующие оценки: $I=8\div9$; $8^{1/2}$ и >9 баллов.

Для второго профиля, проходящего, как уже отметили, северней первого, имеем следующие оценки по направлению восток-запад от $I=8\div9$ баллов до $I>8$ баллов по типу «Б» и от $I=9\div10$ баллов до $I>9$ баллов по типу «В».

Итак диапазон интенсивности по оценкам повреждений 1—2-этажных индивидуальных строений варьирует в пределах $7,5\div8,5$ баллов (по типу «Б») и $8,5\div9,5$ баллов (по типу «В») для обоих профилей.

На данном этапе обследований строгий учет фактора грунтово-геологических условий пока не проводился. Косвенно принимались в виду только общий характер грунтовых условий и уровень грунтовых вод. Например, для второго профиля наблюдается некоторое увеличение степени повреждений на восточном участке, где имеется довольно высокий уровень грунтовых вод. Диаграммы распределения повреждений на участках приведены на рис. 1.

Попутно с оценкой степеней повреждений домов проводился также опрос населения об ощущениях и описание поведения предметов домашнего обихода. Большинство людей испытывали панику, не могли устоять на ногах, теряли самообладание, падали в обморок (чаще все-

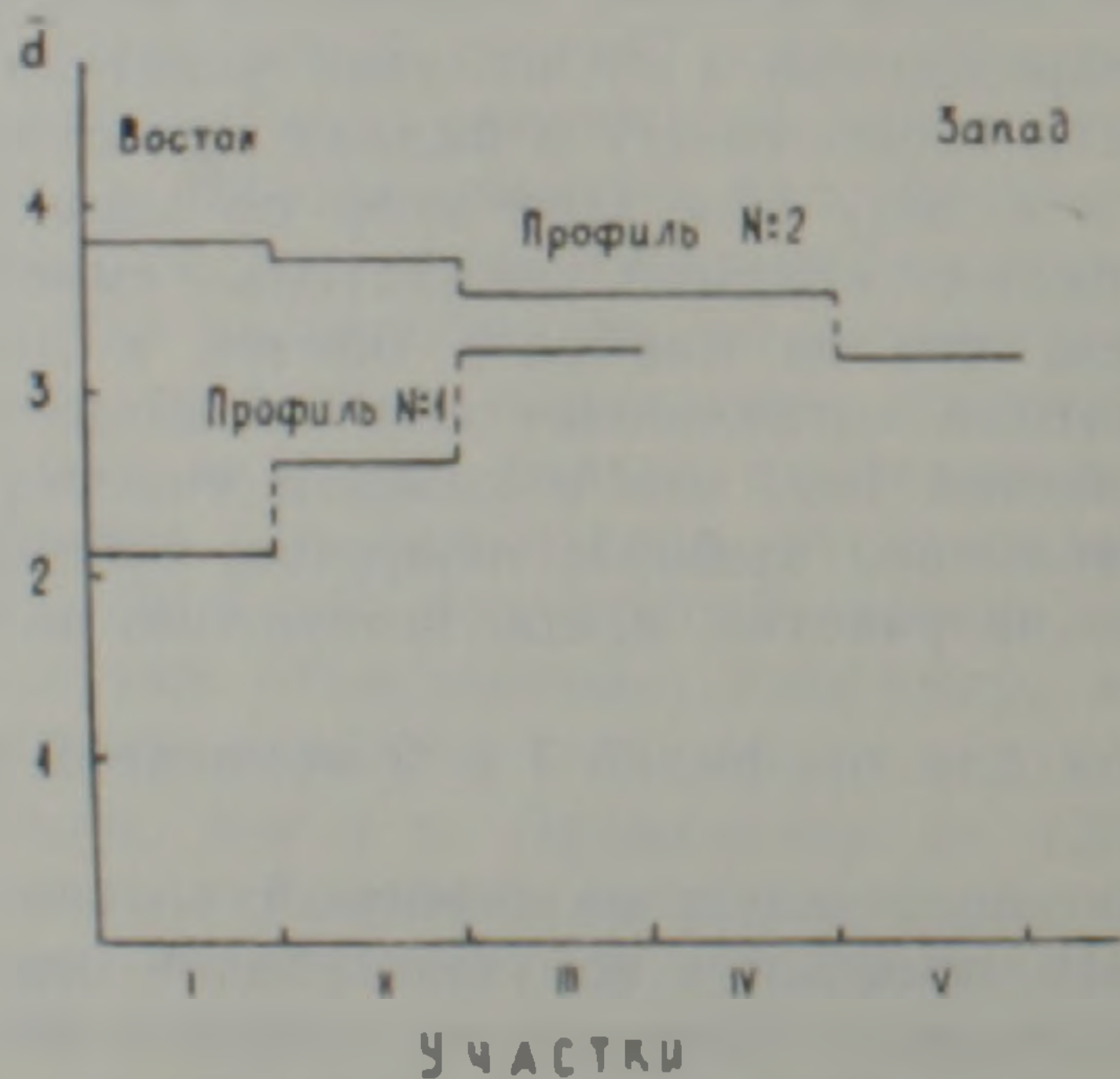


Рис. 1. Диаграмма распределения $\bar{d}$ на участках по двум профилям (по направлению восток-запад).

го женщины), могли выйти из помещений только во время короткого затишья.

Почти во всех домах имело место полное или частичное опрокидывание мебели. Специальный опрос позволил установить, что в большинстве случаев имело место опрокидывание тяжелых шкафов, пианино, телевизоров, холодильников, почти везде повреждались висятые лампы.

Анализ поведения людей и их окружения подтверждает те оценки интенсивности, которые сделаны по повреждениям строений.

И, наконец, следующее. Инструментальные данные, полученные с помощью ИСС г. Ленинакан, подтверждают наши оценки. Так, Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г., помимо других записей, фиксировалось тремя приборами СБМ (которая предназначена для оценки меры интенсивности в баллах). Максимальные значения смещения маятников этих приборов, установленные в разных частях города варьировали в пределах $13 \div 17$ мм, что соответствует верхнему уровню 9 баллов и нижнему уровню 10 баллам.

Заключение

В результате проведенных обследований повреждений частных 1—2-этажных строений в г. Ленинакане после землетрясения 7 декабря 1988 г по двум основным профилям, проходящим по направлению восток-запад, были сделаны предварительные оценки интенсивности согласно шкале MSK—64.

Одним из принципиальных вопросов стал вопрос об отнесении обследуемых домов к типам «Б» или «В», по классификации шкалы.

Решение этого вопроса позволит однозначно определить макроэффект на территории города. При этом, считаем, что необходимо продолжить макросейсмические работы для дополнения имеющегося материала. В результате можно будет наиболее объективно осуществить оценку проявившейся интенсивности землетрясения 7 декабря 1988 г. в черте города. Пока что настоящие результаты имеют предварительный характер.

В заключение отметим, что в макросейсмических обследованиях принимали участие сотрудники ИГИС АН АрмССР К. А. Тоноян, Г. С. Мурадян, А. С. Полеян, А. Оганесян, Э. Л. Микаелян, В. С. Микаелян и др.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 20 VI 1989.