

**КАРПАТСКОЕ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ
4 марта 1977 г.
И ЕГО
ПОСЛЕДСТВИЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АН СССР

КАРПАТСКОЕ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ
4 марта 1977 г.
И ЕГО
ПОСЛЕДСТВИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1980

5862

3502



Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1980. 272 с.

В сборнике приведены сведения о механизме очага землетрясения 4.III 1977 г. и проявлении сейсмического эффекта на поверхности.

Рассматриваются геологическое строение, сеймотектоника и геофизические поля, а также сейсмический режим очаговой области. Освещаются вопросы сейсмического районирования и микрорайонирования городов, влияния грунтовых условий на здания и сооружения.

Сборник рассчитан на сейсмологов и специалистов по сейсмостойкому строительству, а также геофизиков и геологов, занимающихся изучением сейсмических районов.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН МССР
А.В. ДРУМЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сейсмичность юго-западной части СССР определяется главным образом очагами землетрясений, расположенными в Карпатах. Эти очаги известны на большом пространстве Восточных, Западных, Южных Карпат и прилегающих к ним территориях.

Их распределение неравномерно: чередуются более активные участки с менее активными. Энергетическая величина очагов землетрясений изменяется в широких пределах и, как правило, не превышает $M = 6\div 6,5$. Исключение составляет юго-восточная часть Карпатской дуги. Эта сравнительно небольшая область известна под названием массива Вранча. Она характеризуется весьма высокой сейсмической активностью и очагами с магнитудой до 7,5, глубина которых иногда достигает 180–200 км. Именно к этому участку Карпат приурочены все сильные землетрясения, ощущаемые в юго-западной части, а иногда на большей части Европейской территории СССР. Из исторических источников только за несколько последних столетий известно более 20 сильных землетрясений, которые возникали в зоне Вранча. Тем не менее сколько-нибудь ясную картину сейсмичности этого региона представить трудно из-за скудной информации. Однако для некоторых из этих землетрясений удалось даже построить карты изосейст. Изучение сильных землетрясений Карпатской зоны с точки зрения их природы и пространственно-временного распределения не было возможно, так как инструментальный материал по сильным землетрясениям почти отсутствовал. Не отличалась особой полнотой и макросейсмическая информация, несмотря на то что район густо населен и можно было бы рассчитывать на хорошее картирование эффекта на поверхности. Слабо было изучено строение региона, что затруднило создание геологической модели возникновения землетрясений в регионе и изучение влияния геологической структуры на распределение балльности в окружающих областях.

Некоторая (довольно ограниченная) информация о сейсмичности Карпатской зоны была получена при изучении материалов сильного землетрясения 10. XI 1940 г. с $M = 7,4$, для которого, к сожалению, почти полностью отсутствуют инструментальные наблюдения в ближней зоне.

В промежутке времени от 10. XI 1940 г. до 4. III 1977 г. значительно сгустилась сеть сейсмических станций вокруг этой очаговой области, что позволило ре-

шить многие сейсмологические вопросы на основании наблюдения над слабыми землетрясениями этого района.

Поэтому материалы по инструментальной регистрации сильного землетрясения 4. III 1977 г. с $M = 7,2$ явились важной вехой в изучении сейсмичности и районирования сейсмической опасности территории. Новая информация позволила также проверить многое из того, что было сделано сейсмологами и строителями на основании изучения инструментальными и макросейсмическими методами сейсмического режима по слабым землетрясениям, происшедшим в период между двумя названными сильными землетрясениями (1940, 1977 гг.). Это землетрясение дало огромное количество новой инструментальной и макросейсмической информации.

В обследовании его последствий и сборе информации по сейсмическому эффекту приняли участие многочисленные научно-исследовательские и проектные институты, министерства и ведомства. Только в Молдавской ССР обследование было проведено более чем в 23 000 точек.

Материалы сотен сейсмических станций мира, многие из которых расположены в ближней зоне, были использованы при изучении этого землетрясения. В предлагаемом сборнике статей напечатаны некоторые из них. Естественно, процесс изучения перечисленного материала еще далеко не закончен, поэтому ряд выводов носит предварительный характер. Тем не менее в статьях содержится много нового как для тех, кто работает в Карпатском регионе, так и в общесеизмологическом плане.

Не желая давать резюме статей в предисловии, лишь очень кратко укажем на направленность исследований авторов.

В первой статье Ю.К. Шукина и Т.Д. Добрева (НРБ) даны общие черты строения земной коры и верхней мантии в исследуемом регионе, освещены вопросы геодинамики, приведены некоторые сведения о деформации земной коры и верхней мантии и предложена схема геодинамического взаимодействия крупных литосферных блоков Альпо-Карпато-Динарской складчатой системы.

В работе Л.П. Винника на основании невязок времен пробега продольных волн далеких землетрясений, зарегистрированных сетью сейсмических станций, схематично объясняется природа глубоких Вранчских землетрясений.

В статье Ю.В. Ризниченко, А.В. Друмя и Н.Я. Степаненко анализируется временной ход сейсмического режима, механизм карпатских землетрясений, приводится тектоническая модель их возникновения. Даются выводы о возможном ходе сейсмического процесса в регионе.

Статья Т.П. Москаленко содержит описание исторических сведений о землетрясениях в Карпатах. В ней приводятся некоторые карты изосейст по этому региону.

А.В. Введенская, Н.В. Голубева и их коллега Л. Рупрехтова из Чехословакии рассматривают в первом разделе своей работы общий случай теоретического источника, моделирующего очаги землетрясения, его волновое поле, освещают особенности напряженного состояния надр в районе изгиба Карпатской дуги, соответствие сейсмограмм землетрясения 4.III 1977 г. теоретическим сейсмограммам кругового источника с прерывным вспарыванием, геометрические и кинематические параметры процесса развития очага землетрясения.

Параметры сейсмического режима фокальной зоны Вранча — изменение во времени выделяющейся сейсмической энергии и графики повторяемости землетрясений начиная с $K = 11 (M=4)$ — за период 1952–1976 гг. рассматривает в своей статье Е.А. Сагалова и делает некоторые спорные, на наш взгляд, выводы о сейсмическом режиме зоны Вранча.

В статье Н.И. Онофраша и А.А. Романа изложен один из подходов к количественной оценке сейсмического эффекта, основанный на оптимальных методах математической статистики. По предложенной методике обработан макросейсмический материал по территории МССР, в частности рассмотрено распределение сейсмического эффекта на территории г. Кагула.

Методами математической статистики пользуется в своей работе В.И. Шумила, предлагающий в рамках существующей шкалы оптимальную модель интерпретации ансамбля макросейсмических событий как случайного числа с полиномиальным распределением. Такая модель позволяет определить сейсмический эффект по методу максимального правдоподобия и проверки гипотез. Подход автора оригинален.

В сборнике описывается макросейсмический эффект на территории Молдавии и Украины, приводятся карты изосейст: по МССР в статье Т.П. Москаленко и А.А. Романа; для территории Украины — О.П. Костюк, Т.С. Карпив, Р.С. Пронишина; по территории Крымского полуострова — И.В. Ананьина, И.И. Попова, А.Н. Пустовитенко; для Северного Причерноморья — П.С. Кармазина, В.С. Князева, А.М. Скляр. Попытка схематичного обобщения всего макросейсмического материала сделана в работе И.В. Ананьина.

Следующие 4 статьи посвящены обработке инструментального материала, полученного после Карпатского землетрясения 4.III 1977 г., записям сейсмических и сей-

смометрических станций, расположенных как в ближней, так и в дальней зоне.

В статье Н.В. Кондорской и соавторов определены основные параметры землетрясения по данным ЕССН. По ряду станций рассмотрены амплитудные спектры продольных волн и рассчитаны динамические параметры, в частности сейсмический момент, размеры разрыва, сбросовые напряжения и дислокация в очаге.

Материалы обработки записей инженерно-сейсмометрических станций, расположенных в ближней зоне — городах Кишиневе и Кагуле, излагаются в статьях группы сотрудников Института геофизики и геологии АН МССР. В этой работе вычислены спектры смещений, скоростей и ускорений, проведен сравнительный анализ спектров в Кишиневе и Кагуле. Интересные результаты получены при использовании методики многомерных спектров. Авторы делают попытку объяснить отличие в частотных спектрах продольных волн двух станций на основе эффекта Доплера.

Результаты обработки землетрясения 4.III 1977 г. по записям сейсмической ст. Кишинев изложены в статье сотрудников этой станции. Приводится весь полученный при регистрации землетрясения фактический материал и его интерпретация, прилагается список афтершоков.

В последней статье В.С. Саянова дается фактический материал об остаточных деформациях грунтов и свечений атмосферы при землетряении 4.III 1977 г. на территории МССР. К сожалению, в ней отсутствует какая-либо интерпретация, пусть даже гипотетическая, отмеченных явлений, что превращает статью в простое перечисление фактов, собранных различными авторами.

А.В. Друмя

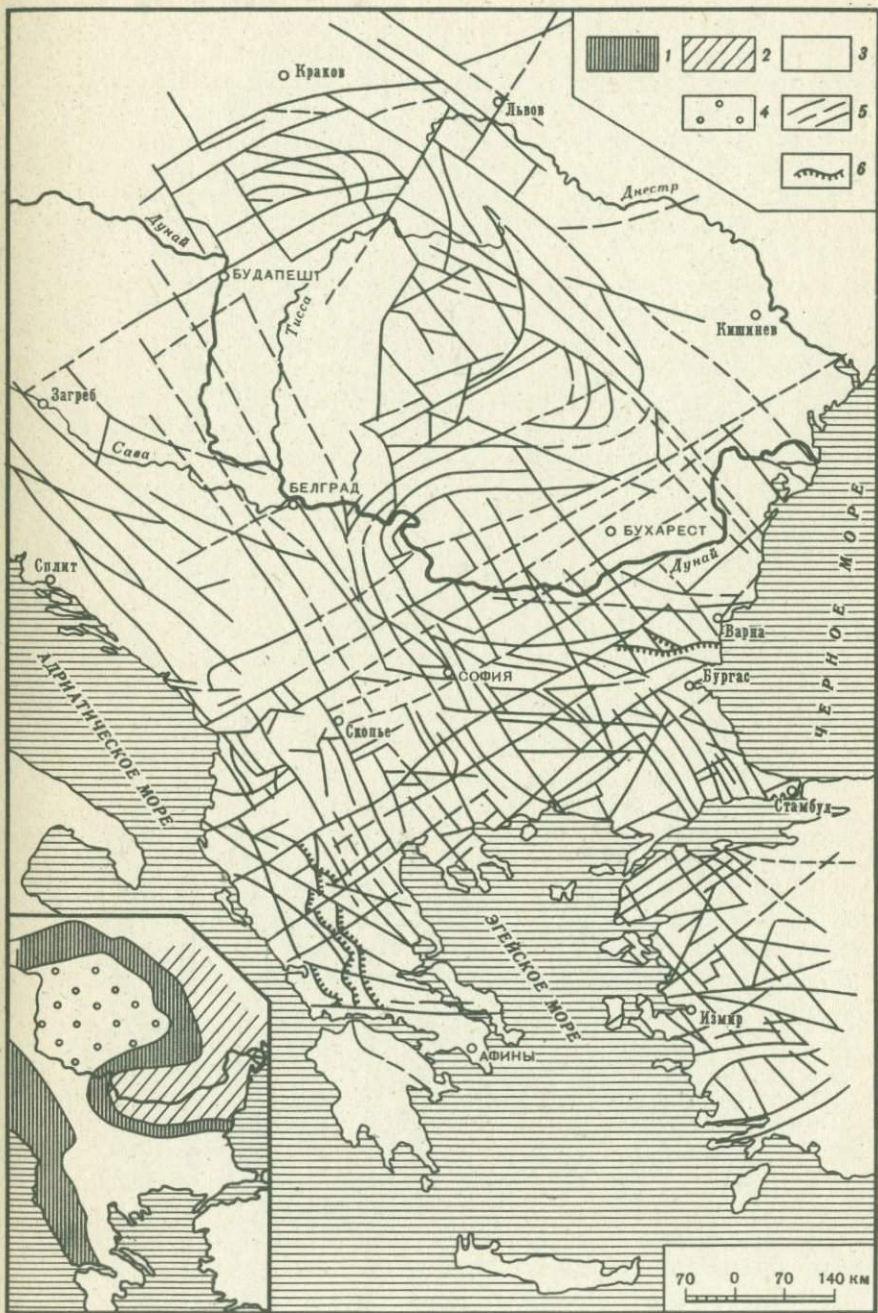
*Ю. К. ЩУКИН, Т. Д. ДОБРЕВ***ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА
И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ВРАНЧА****ВВЕДЕНИЕ**

Сейсмоактивная зона Вранча приурочена к району тектонического сочленения Восточных и Южных Карпат с предгорным прогибом. Выяснение причин ее повышенной активности непосредственно связано с проблемой изучения глубинной структуры земной коры и верхней мантии сложного в тектоническом отношении Карпато-Балканского региона. Значение этих исследований усиливается тем обстоятельством, что до настоящего времени в районе Вранча не выяснены основные закономерности глубинного строения земной коры, связи его с особенностями покровно-складчатой приповерхностной структуры, спецификой распределения геофизических аномалий и сейсмичности. Самым парадоксальным фактом является невыясненность принципиальных и опорных вопросов региональных взаимосвязей крупных блоков плит, пластин литосферы, положения глубинных разломов, мощности отдельных комплексов консолидированной части коры и осадочного чехла. В то же самое время исследуемые районы достаточно изучены геологическими и геофизическими методами с целью решения частных геологических задач, прикладных вопросов поиска и разведки полезных ископаемых.

Спорна и не выяснена до настоящего времени связь очагов сильных землетрясений Вранча с неоднородностями коры и верхней мантии. Различия теоретических моделей, представляющих взаимодействия блоков литосферы, основанных как на гипотезах традиционного геотектонического анализа, так и исходя из возможностей новых допущений в духе тектоники плит, лишней раз подтверждают важность и принципиальность серьезных комплексных геофизических исследований в районе Вранча.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА**Краткая характеристика пространственного положения
и строения структурно-тектонических единиц
района исследования**

Восточные Карпаты в месте их наибольшей сейсмической активности состоят из двух принципиально отличных структурных единиц. Их внешние флишевые зоны составляют непосредственное, хотя и несколько измененное, продолжение флишевых зон Западных Карпат. Краевая (маргинальная) зона Румынских Карпат служит продолжением Скибовой зоны Украинских и Скольской - Польских Карпат.



5862

Область Восточных Карпат заключена между двумя жесткими структурами — древней (докембрийской) Восточно-Европейской на северо-востоке и Паннонским массивом на юго-западе. В этом узком пространстве расположены основные тектонические элементы Восточно-Карпатской геосинклинали, а именно мегантиклинорий Восточных Карпат, Предкарпатский прогиб, окаймляющий складчатые Карпаты с севера и северо-востока, Закарпатский прогиб и Трансильванская впадина, залеженные в тыловой части Карпатского орогена. На краю этого прогиба характерная для Восточных Карпат северо-восточная вергентность сменяется обратной, юго-западной [2].

Предкарпатский передовой прогиб окаймляет складчатую структуру мегантиклинория Восточных Карпат на всем протяжении их с северо-запада на юго-восток. В пределах Советских Карпат он сравнительно неширок, к юго-востоку же прогиб расширяется и в районе резкого поворота Румынских Восточных Карпат выражен лучше всего, имея свободную от надвигов ширину до 75 км и более. Передовой прогиб, сопровождающий Восточные Карпаты, является более глубоким (до 10-15 км), чем прогиб перед Западными Карпатами, и обладает более длительным периодом развития, охватывающим не только миоцен, но и весь плиоцен. Наиболее глубокая часть прогиба расположена перед поворотом Карпатской дуги на юго-запад; благодаря присутствию в низах миоцена соленосной толщи и сильному сжатию со стороны Карпат здесь получили распространение линейные диапировые складки с внедрением соли вдоль основных разрывов.

Внешняя часть прогиба, более простая по тектоническому стилю, расположена на опущенных по системе сбросов участках докембрийской и эпигерцинской платформ. Глубина залегания фундамента от 500 до 12000 м. Внутренняя (эпикарпатская) часть прогиба, осложненная складками и разрывами, скрыта на всем своем протяжении под надвигом Карпат.

Выгорлат-Гутинская и Кэлиман-Хыргитская вулканические гряды обычно не выделяются в качестве самостоятельных тектонических подзон, так как их возникновение обусловлено существованием глубинных разломов в тыловой части складчатых сооружений Карпат.

Трансильванская впадина расположена внутри складчатой дуги Восточных и Южных Карпат, а с запада ограничена горами Апусень. Она заложена на опущенном блоке герцинского фундамента в конце верхнего мела-начале палеогена. Глубина залегания кристаллического основания, имеющего блоковое строение, изменяется в пределах от 1000 до 5000 м. Вдоль северного и южного бортов впадины намечаются зоны крупных разломов. На фундаменте лежит мощный (более 4000-5000 м) чехол мезокайнозойских осадочных образований. Последний слагает два структурных этажа: породы триаса-мела, лежащие на фундаменте, маломощные и представленные карбонатно-терригенной фацией, а самые молодые отло-

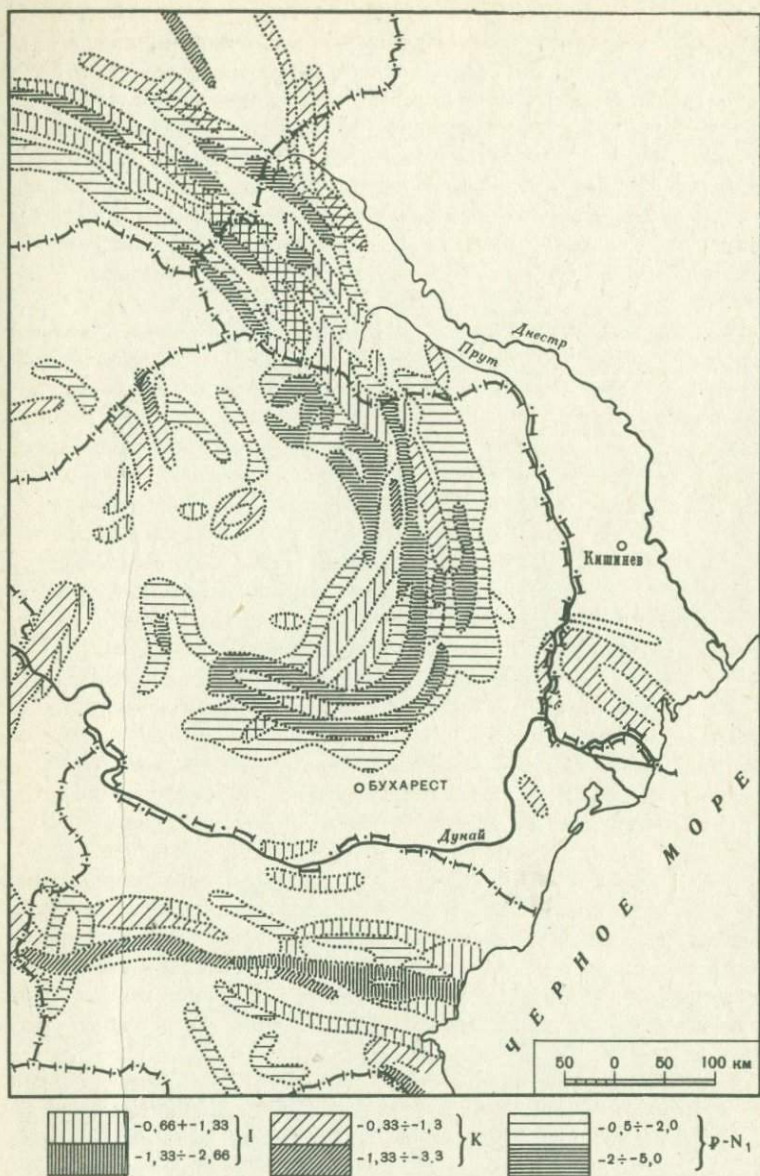


Рис. 2. Схема изменения средней величины градиента скорости вертикальных тектонических движений Карпато-Балканского региона (цифры обозначают интервалы $|\text{grad}v|_m$ в единицах 10^{-9} год $^{-1}$) для различных отрезков геологического времени, приведенных к 30 млн. лет

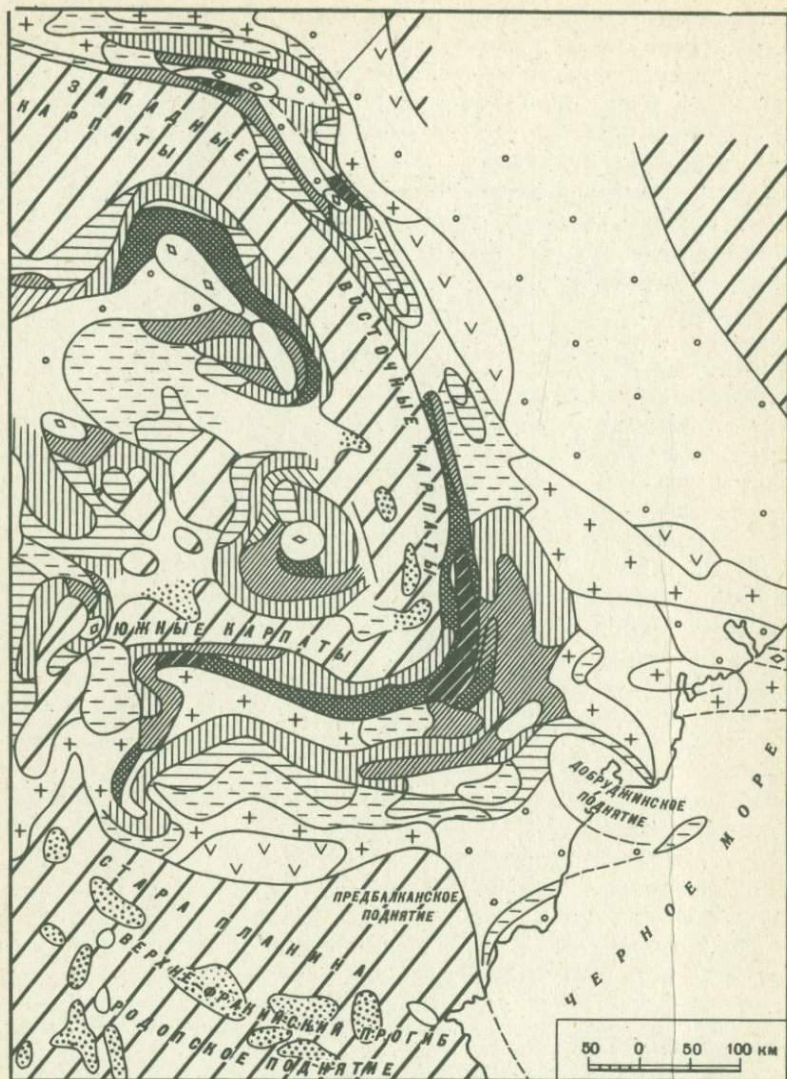


Рис. 3. Схема градиентов скорости новейших тектонических движений Карпато-Балканского региона

1 — шкала значений $|\text{grad}v|_m$; 2 — области новейших поднятий и мелкие впадины в их пределах (показаны точками)

жения впадины — олигоценевого и неогенового возраста (песчаники, мергели, глины) имеют мощность несколько километров. Для впадины характерен сильный соляной диапиризм.

На западе Трансильванская впадина отделяется неотектоническим поднятием гор Апусень от более обширной Паннонской впадины. Горы Апусень обладают весьма сложной шарьяжной структурой, в которой участвуют древние метаморфиты, верхне-палеозойские молассы и мезозойские карбонаты. Движение покровов было направлено на восток и юг. Контрастность вертикальных тектонических движений в пределах Карпато-Балканского региона в альпийский этап развития отражена на рис. 2 и 3.

Южные Карпаты отличаются от остальных сегментов Карпатской дуги резкой редукцией внешних зон — передового прогиба, практически выклинивающегося, и флишевой зоны, от которой остается лишь узкая полоса так называемого Северинского флиша, соответствующая наиболее внутренним зонам флиша Восточных Карпат. Напротив, метаморфический комплекс Внутренних Карпат здесь оказывается высоко приподнятым и образует две основные структурные единицы: Дунайский автохтон, в действительности надвинутый на Северинскую флишевую зону, и Гетский аллохтон. Амплитуда горизонтального надвига Гетской единицы на Дунайскую составляет не менее 70–75 км. Возраст надвига тот же, что и во внутренних зонах остальных Карпат, т.е. раннемеловой.

Вблизи Дуная Южные Карпаты изменяют свое простирание в Банате почти на меридиональное и с этим простиранием пересекают Дунай, сочленяясь к югу от него с северо-западным окончанием Балканид. На этом участке в структуре Карпат большое значение приобретают молодые, послепалеогеновые сбросы, которые в большой степени маскируют более раннюю покровную структуру. Граница между Карпатами и Балканидами примерно совпадает с поперечным разрывом долины р. Тимок, правого притока Дуная. Этот разрыв находится на северо-восточном продолжении разлома Скутари-Печ, составляющего границу между Югославскими Динаридами и Динаридами Албании и Македонии [1].

Геофизические поля

В региональном гравитационном поле складчатые сооружения Восточных Карпат характеризуются высокими значениями отрицательных аномалий силы тяжести, а Южные Карпаты — значениями, близкими к нулю и положительными.

Вдоль Карпатской горно-складчатой дуги протягивается зона интенсивного гравитационного минимума. В области советской части Восточных Карпат он смещен к северу относительно осевой части мегантиклинория и по своему положению соответствует Скибовой зоне флишевых Карпат и внутренней части Предкарпатского прогиба. В румынской части Восточных Карпат он замыкается вблизи района гор Вранча. Вдоль Южных Карпат, вблизи их подножья,

кулисообразно по отношению к Восточным Карпатам прослеживается самый интенсивный гравитационный минимум. Захватывая лишь частично склон Южных Карпат и замыкание Восточных Карпат, он почти целиком расположен в Предкарпатском прогибе, представленном здесь Фокшанской и Валахской впадинами. Платформенное обрамление Карпат, на котором расположена внешняя часть предгорного прогиба, характеризуется меньшими значениями поля силы тяжести по сравнению с внутренней частью прогиба (рис. 4).

Сопоставление пространственного положения аномалий силы тяжести и основных тектонических элементов Карпатской складчатой зоны и сопредельных областей свидетельствует о тесных взаимообуславливающих связях между ними. Такая геологическая предпосылка к информации гравитационных аномалий и вертикальной составляющей магнитного поля позволила сделать [3] предварительные исследования структуры фундамента на основе гравитационно-магнитных характеристик элементов Карпат и их предгорий. Структурные соотношения изображены линиями, проведенными почти полностью на основе гравиметрических работ и выражающими: взаимоотношения коры и подкоровых масс (линии I порядка); соотношения, касающиеся по крайней мере двух тектонических единиц (линии II порядка); отношения между участками одной тектонической единицы (линии III порядка). Структурные линии соответствуют зонам с очень высокими градиентами или границам между участками с различным режимом поля силы тяжести.

Осреднение поля, выполненное с радиусом 5, 10 и 20 км, позволило выяснить закономерности распределения локальных гравитационных аномалий. Последние группируются в протяженные линейные зоны, оконтуривающие складчатое сооружение Карпат в районе изгиба Карпатской дуги. Геологически их интерпретируют как осложнения фундамента (горсты, грабены, кордильеры), расположенные на границе между секторами кристаллического фундамента с разной историей тектонического развития [4]. Положение локальных гравитационных аномалий хорошо увязывается с выявленными по результатам сейсморазведки структурами фундамента и осадочного чехла на глубинах 2-10 км.

Продольные, т.е. согласные с простиранием Карпат, структуры фундамента осложнены поперечными структурами, выраженными отчетливо в региональном гравитационном поле. Большинство из этих направлений интерпретируются как зоны глубинных разломов. Об их современной подвижности свидетельствуют сейсмические проявления.

Анализ имеющихся разрозненных материалов по магнитному полю [3-5] показывает, что собственно складчатые Карпаты и Предкарпатский прогиб характеризуются спокойным, пониженным слабоаномальным полем, повторяющим конфигурацию горной дуги. Во многих случаях основной характер аномалий определяется древнепалеозойскими и намагничиваемыми породами. Породы, образующие аномалии, перекрыты отложениями палеогена и неогена.

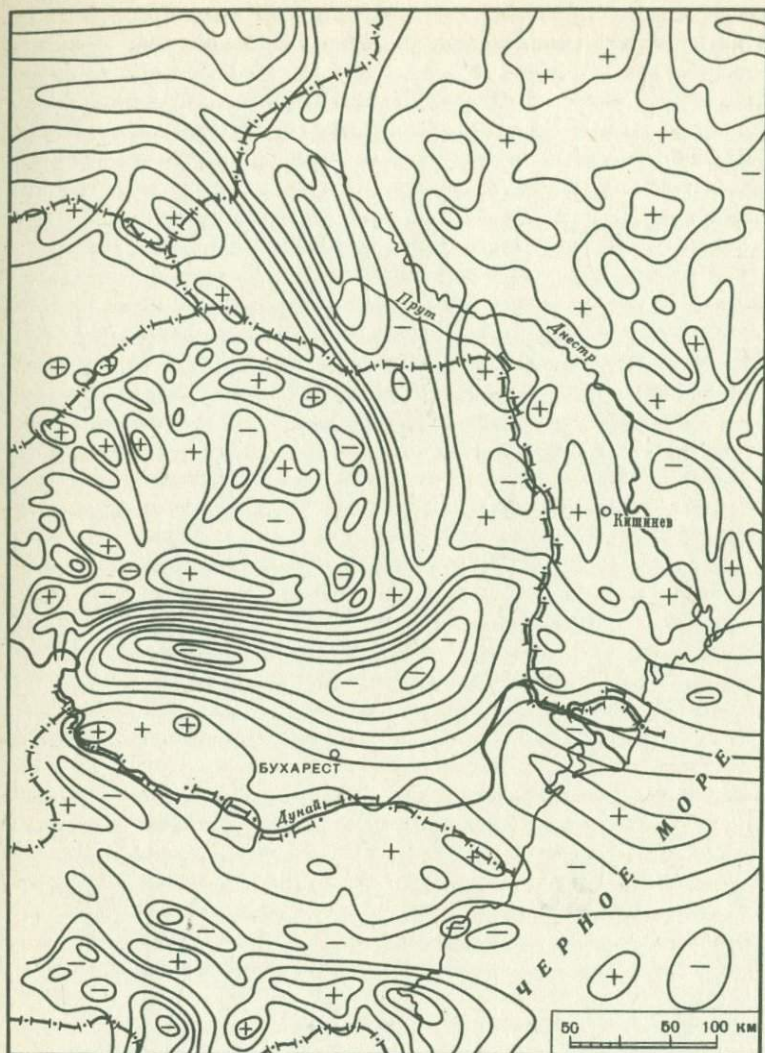


Рис. 4. Схематическая карта изостатических аномалий Карпато-Балканского региона

Знаками плюс и минус обозначены соответственно области положительных и отрицательных значений гравитационного поля

Влияние молодых вулканических пород в ряде мест Карпатской дуги нарушает регулярную, спокойную аномальную картину, обусловленную более древними возмущающими массами. Резко отличны от спокойного поля аномалии, связанные с третичными вулканическими образованиями в тыловой части горных сооружений Восточных Карпат: Выгорлат-Гутинской и Кэлиман-Хыргитской [5, 6].

В геомагнитном поле хорошо прослеживается юго-западная граница Восточно-Европейской платформы, характеризующаяся повышенным горизонтальным градиентом поля. Вдоль этой границы происходит резкая смена поля со спокойного, свойственного прогибу, на повышенное, с высокой интенсивностью отдельных аномалий, вызванных неоднородностями петрографического состава (чаще всего интрузивными породами основного состава).

Магнитное поле в пределах Мизийской плиты, составляющей южное и восточное платформенное обрамление складчатых сооружений Карпат, характеризуется однообразным, интенсивным магнитным полем положительного знака. Основное простираие аномалий северо-западное. Западная часть структуры находится в отрицательном поле с отдельными положительными аномалиями незначительных размеров. Зональность поля, а следовательно, и самой геологической структуры позволяет говорить о неоднородности вещественного состава и различиях возраста фундамента Мизийской плиты. Структуры фундамента имеют СЗ - ЮВ-простираие и протягиваются через Добруджу и Черное море. Допускается продолжение фундамента платформы в направлении с северо-востока на юго-запад, а также продолжение ее структурных зон под складчатые сооружения Карпат. При сопоставлении данных гравитационного и магнитного полей заметно несоответствие в простираиях выделенных аномальных зон. Связано это, по-видимому, с различием природы этих полей, принадлежащих разным глубинным горизонтам консолидированной коры. Спокойным, слабоградиентным магнитным полем, близким к нормальному, характеризуются периферические прогибы Мизийской плиты.

Завершая краткую характеристику геофизических полей восточной части Карпато-Балканского региона, можно сказать, что природа этих полей очень сложная и связана с влиянием и наложением региональных и локальных геологических явлений и соответствующих им тектонических структур. Учет этих влияний важен при интерпретации очаговой сейсмичности и зон сейсмогенных разломов, расположенных в разных структурных этажах земной коры и верхней мантии.

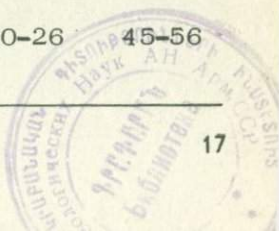
Глубинное строение земной коры и верхней мантии

Земная кора. Рис. 5 иллюстрирует степень изученности глубинного строения исследуемого региона методом ГСЗ. Все международные профили (II-II, III-III и XI-XI) расположены в платформенных участках Мизийской плиты, Паннонской впадины. Лишь единичные определения суммарной мощности земной коры или ее отдельных слоев (горизонтов) по результатам точечных зондирований относятся к горным районам Восточных Карпат и восточной части Стара Планины.

В рассматриваемом регионе имеются очень ограниченные сведения о скоростной характеристике земной коры, в то время как эти

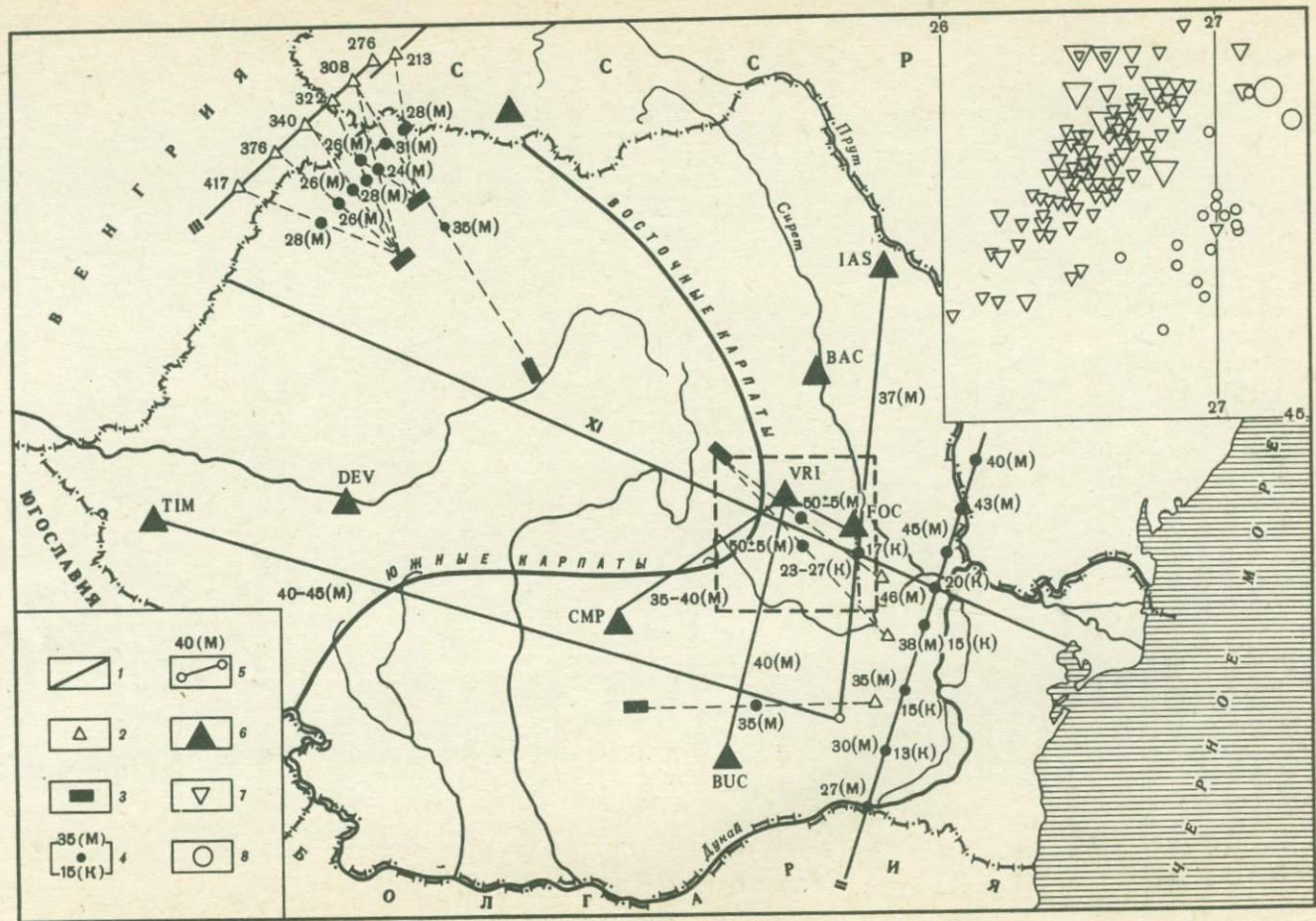
Таблица 1

По сейсмологическим данным		По данным ГСЗ		h_K , км	h_M , км
v_{P_1} , км/с	v_{S_1} , км/с	v_T , км/с	\bar{v} , км/с		
Мизийская плита					
6,0-6,4	3,4	6,4-6,6	5,2-5,4	12-18	30-36
6,6	3,8		5,6-5,9		
8,0	4,5		6,0-6,2		
Добруджа					
		7,0-7,2	5,9-6,3	12-20	30-40
		8,0-8,2			
Родопский массив					
5,5-5,6					
6,5-6,6				20-26	45-50
7,9-8,1					
Странджанско-Бургасский блок земной коры					
5,6	3,4			10-12	28-34
6,6	3,8				
7,9-8,1	4,6				
Западная часть болгарского Среднегорья					
5,6-5,8	3,4				
6,6-6,8	3,8			16-20	38-42
8,0	4,4				
Западная часть Черноморской впадины					
	7,0		2,0-2,4		
	8,2		4,1-4,6	8,12	20-24
			4,8-5,2		
Предкарпатский прогиб					
	5,9				
	6,5			20-26	38-44
	8,2				
Восточные Карпаты					
	6,0-6,4		6,0		
	6,8-7,0		6,3-6,5	20-26	45-56
	8,1				



3508

5862



количественные показатели глубинного разреза имеют весьма определенное значение в выяснении комплексной геолого-геофизической характеристики структуры земной коры.

На основании имеющихся данных ГСЗ кинематических параметров волн, возбужденных землетрясениями в эпицентральных зонах Румынии и Болгарии, предпринята попытка создать скоростную модель земной коры для основных тектонических элементов [7]. В ряде случаев, особенно для южной геосинклинальной части территории Болгарии, обобщенные сведения о скоростях продольных v_p - и поперечных v_s -волн в гранитном и базальтовом слоях, а также субстрате определены по сейсмологическим данным, что по своей физико-геологической сущности в отдельных областях региона соответствует граничным скоростям v_r , получаемым при ГСЗ - КМПВ для поверхности фундамента Конрада и Мохоровичича. Все эти данные суммированы в обобщенной табл. 1.

Данные обобщенной таблицы, а также сейсмогеологических характеристик земной коры свидетельствуют об определенной обособленности отдельных тектонических элементов не только по признакам мощности консолидированной части земной коры, соотношению мощностей глубинных слоев (осадочного, гранитного, базальтового), но и по диапазону изменения скоростной характеристики. Это указывает на различия петрографического состава пород глубинного разреза земной коры и верхней мантии в пределах разнородных тектонических элементов, а в некоторых случаях (например, в сейсмоактивных зонах) также и о специфических условиях напряженного состояния коры и мантии.

Данные о структуре земной коры, суммарной мощности и глубине отдельных ее слоев (Конрада - h_K и Мохоровичича - h_M), полученные по гравиметрическим данным расчетным путем, весьма противоречивы. Известны многочисленные построения рельефа поверхности Мохоровичича, свидетельствующие о том, что расчетные модели в ряде случаев далеки от реальных определений, полученных в разное время методом ГСЗ и сейсмологическими методами.

Качественные выводы о соотношении блоковых структур земной коры, изменениях мощности ее консолидированного комплекса и оса-

Рис. 5. Расположение профилей ГСЗ и система сейсмических наблюдений (по [7]). Выделен район глубоких землетрясений Вранча, эпицентры которых показаны на врезке

1 - международные профили ГСЗ; 2 - пункты взрывов; 3 - система наблюдений; 4 - пункты определения глубин до поверхности Мохоровичича (М) и Конрада (К); 5 - направления эпицентр-станция, вдоль которых определены значения глубин до поверхностей М и К; 6 - региональные сейсмические станции, окружающие район глубоких очагов Вранча; на врезке: 7 - эпицентры землетрясений с очагами в верхней мантии; 8 - то же с очагами в земной коре (составила Е. А. Сагалова)

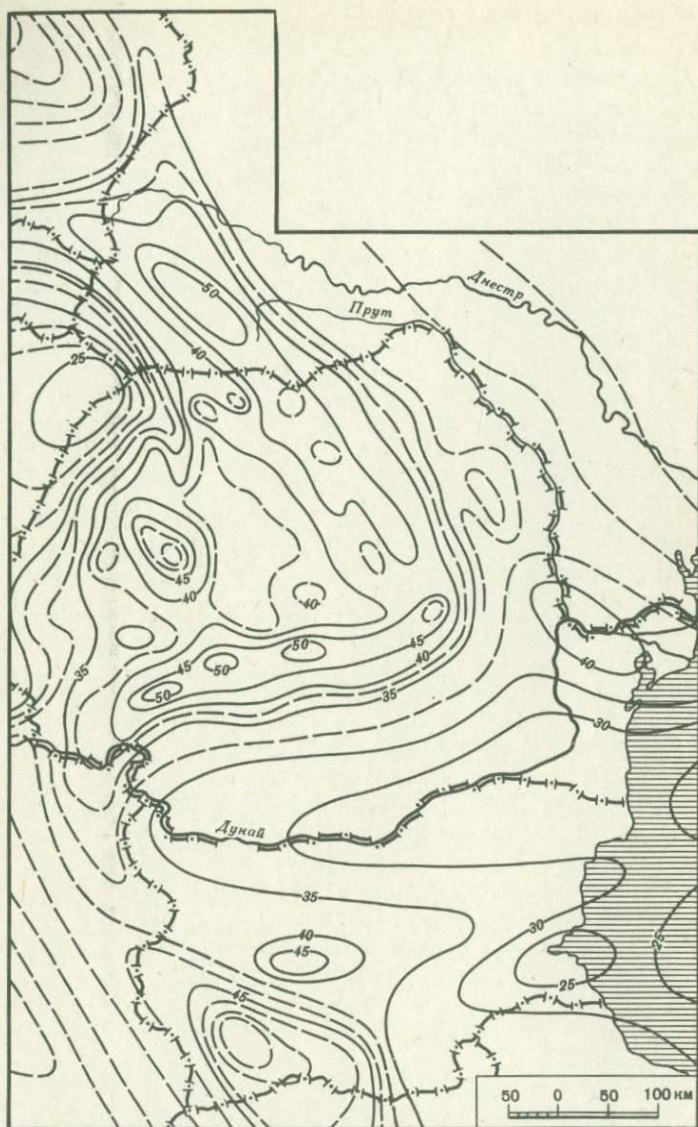


Рис. 6. Схема рельефа поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона, построенная с использованием опубликованных комплексных геофизических данных и собственных построений

дочного чехла можно сделать на основании обобщенных сейсмологических, сейсморазведочных и гравиметрических сведений, суммированных на одной из таких схем (рис. 6) и комплексных геолого-геофизических разрезах (рис. 7, 8). Некоторые из таких предварительных построений и разрезов позволяют высказать общие сообра-

жения о строении и направленности развития земной коры и верхней мантии региона.

Карпатский блок земной коры отличается переменной мощностью от 40 до 60 км и более, характерным линейно вытянутым строением зоны его максимального прогиба по поверхности Мохоровичича (например, вдоль Восточных Карпат), возрастом заложения, особенностями геологического строения и развития, специфическими для альпийских горно-складчатых сооружений. Большие мощности земной коры прослеживаются вдоль Карпатской дуги и ее внешнего обрамления. Наблюдается резкое сокращение мощности коры (на 10–15 км) при переходе к тыловым (и внутренним) частям Карпатской геосинклинали.

Анализ скоростных характеристик глубинного разреза Восточных Карпат позволил отметить относительно высокие скорости продольных волн (6,0–6,2 км/с) в гранитном слое по сравнению с граничным слоем поднятого блока коры Родопского массива (5,6–6,2 км/с). Тенденция повышения скорости наблюдается и в базальтовом слое (рис. 9).

Южные Карпаты не изучены детально методом ГСЗ. По имеющимся материалам точечных зондирований здесь наблюдаются относительно небольшие мощности коры (не более 40 км). Расчетные данные, выполненные по материалам гравиметрии, свидетельствуют о возможно больших (до 50 км) значениях суммарной мощности земной коры.

Мизийский блок земной коры наиболее подробно изучен сейсмическими методами, в том числе и ГСЗ, в связи с поисками нефтяных и газовых проявлений. В добруджинской части Мизийского блока мощность земной коры по данным ГСЗ составляет 35–40 км, а подошва граничного слоя прослеживается на глубине 15–20 км (см. рис. 7). По направлению к болгарской части этого блока общая мощность коры существенно сокращается и составляет 30–35 км. Кроме того, в результате работ методом ГСЗ, проведенных на территории Болгарии, отмечена четкая расслоенность земной коры на верхнюю, более гранитизированную, и нижнюю, более базифицированную, части. Однако "граница" Конрада имеет сложное строение, глубина ее меняется от 12–15 до 20–25 км. Западная часть Мизийского блока имеет уменьшенную мощность консолидированной коры за счет значительного (до 5–8 км) увеличения мощности осадочного чехла. Для этого блока характерна исключительная раздробленность фундамента и более глубоких слоев разломами, насыщенными магматическими образованиями, создающими интенсивные магнитные аномалии.

Распределение скоростных параметров в разрезе земной коры Мизийского блока показывает, что разница в скоростях гранитного и базальтового слоев небольшая, а в пределах Добруджи граничная скорость весьма высокая — $v_{\Gamma}^M = 7,0 \div 7,2$ км/с (см. табл. 1, рис. 10).

Таким образом, земная кора в пределах исследуемого региона чрезвычайно гетерогенна по составу, свойствам, степени раздроб-

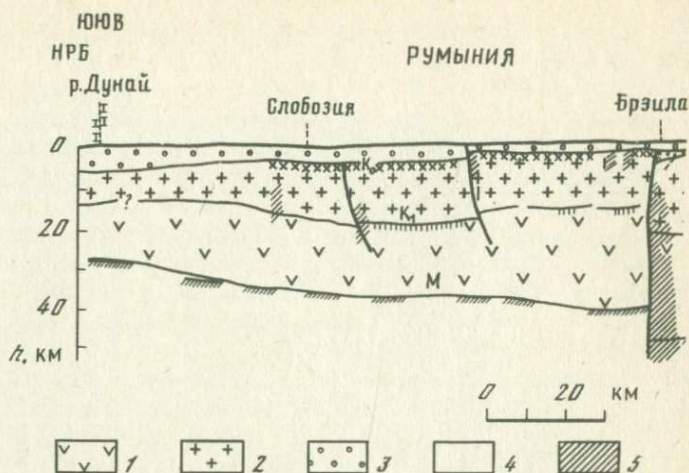


Рис. 7. Сейсмоструктурный разрез вдоль интернационального профиля ГСЗ II-II (Галац-Кэлэраши)

1 - базальтовый слой; 2 - гранитный слой; 3 - осадочные образования платформенных территорий; 4 - палеозойские и мезозойские

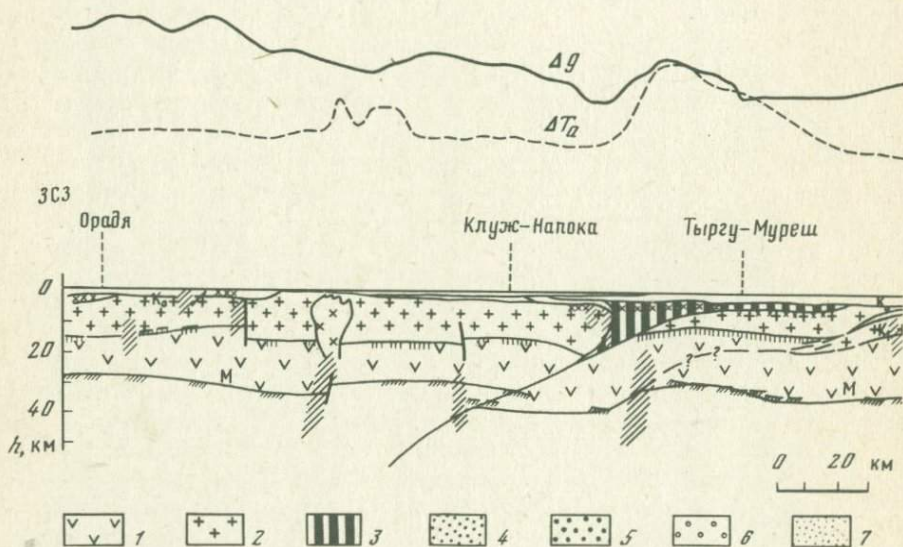
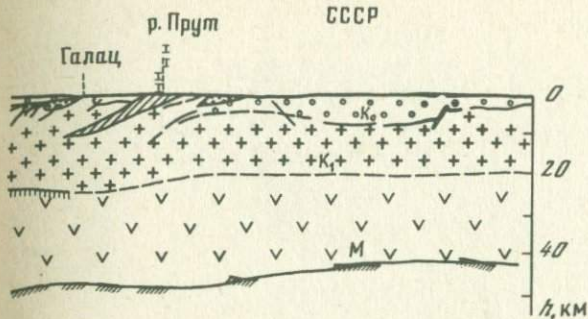
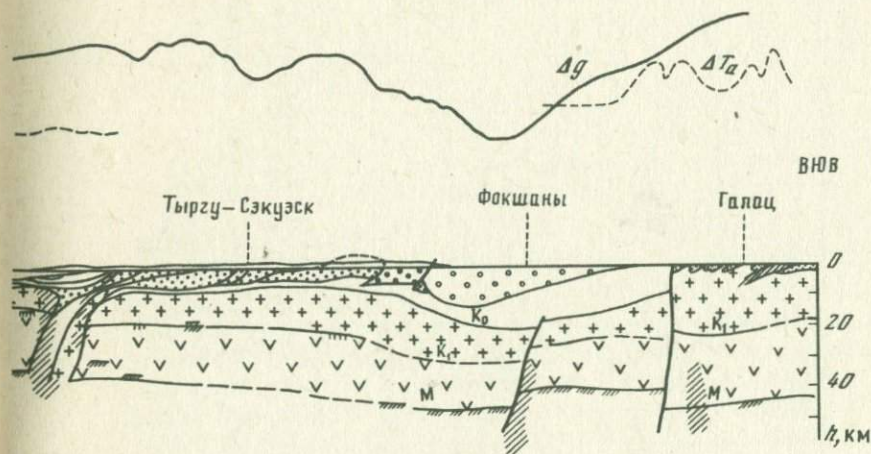


Рис. 8. Сейсмоструктурный разрез вдоль интернационального профиля ГСЗ XI-XI (Галац-Орадя)

1 - базальтовый слой; 2 - гранитный слой; 3 - покровы Трансильвании и восточных Металлиферей; 4 - покровы флиша; 5 - внутренние предгорья; 6 - внешние предгорья; 7 - формации палеозоя Тульчи и Мэчин; 8 - структурная единица Никулицы; 9 - посттектони-



формации Тульча и Мэчин; 5 - структурная единица Никулицы; 6 - поверхность Мохоровичича; 7 - поверхность Конрада; 8 - рельеф поверхности кристаллического фундамента (основание осадочного слоя); 9 - разломы



ческие формации платформенных территорий; 10 - поверхность Мохоровичича; 11 - поверхность Конрада; 12 - рельеф консолидированного фундамента (основание осадочного слоя); 13 - разломы

Над разрезом кривые аномального магнитного ΔT_a и гравитационного Δg полей

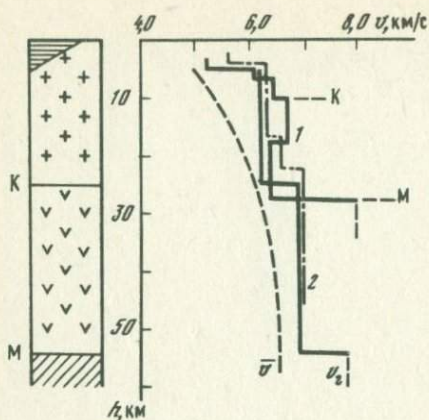


Рис. 9. Скоростная характеристика Восточных Карпат и сопряженных с ними геоструктурных элементов

1 - Закарпатский прогиб;
2 - Предкарпатский прогиб (приплатформенная часть)

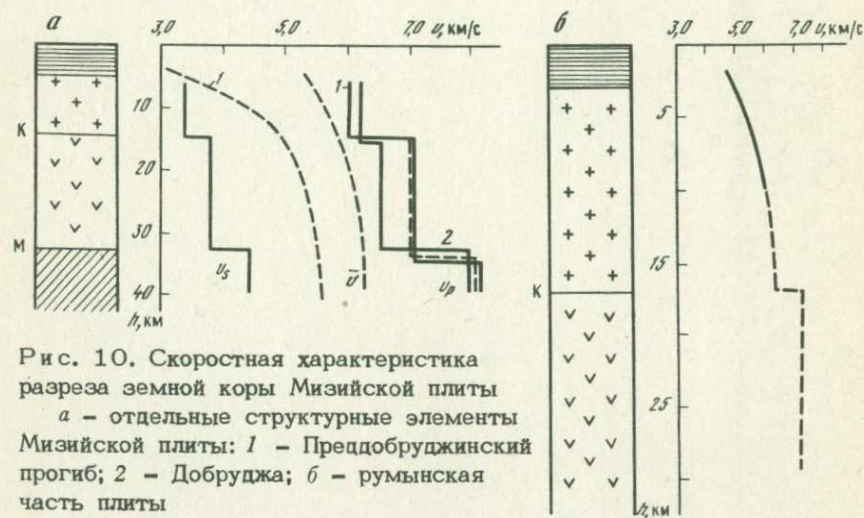


Рис. 10. Скоростная характеристика разреза земной коры Мизийской плиты

а - отдельные структурные элементы Мизийской плиты: 1 - Преддобруджинский прогиб; 2 - Добруджа; б - румынская часть плиты

ленности, мощности отдельных слоев и суммарной мощности коры. Особенности геологического развития и режима деформации в процессе эволюции структур нашли отражение в изменчивости всех без исключения геофизических параметров гранитного, магнитного, электрического, теплового поля, упругих колебаний, характеристик геологического поля.

Верхняя мантия. До последнего времени известны лишь отрывочные сведения, по сейсмологическим данным, о строении верхней мантии под Восточными Карпатами.

Одним из первых исследователей, указавших в 1958 г. на существование волновода в верхней мантии под Румынскими Восточными Карпатами, был Н.В. Шебалин. Им было использовано соотношение между интенсивностью, магнитудой и балльностью землетрясений для оценки глубин астеносферы в районе Вранча. Записи

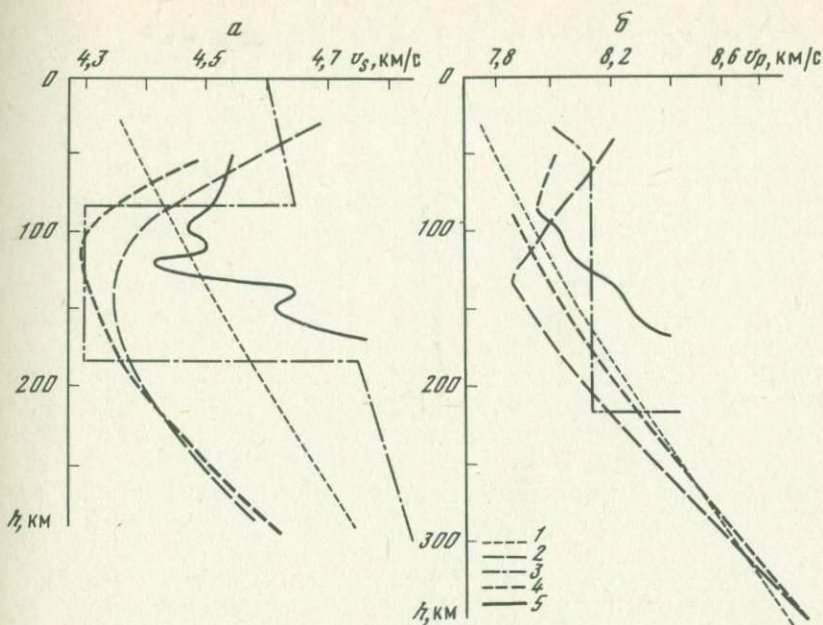


Рис. 11. Скоростные разрезы верхней мантии Европы и юго-восточной части Карпат [11]

а - по поперечным волнам; *б* - по продольным волнам; разрезы: 1 - Джеффриса; 2 - Гутенберга; 3 - Леманна; 4 - Иосифа; 5 - Сагаловой (по методу Гутенберга)

землетрясений, очаги которых лежат выше астеносферы, отличаются от типичных записей глубоких землетрясений наличием заметных поверхностных волн.

Позднее Т. Иосиф [8] проанализировал вопрос о существовании слоя с пониженной скоростью. На основании годографов продольных и поперечных волн, редуцированных на поверхность, соответствующую глубине очага, определялись скорости сейсмических *P*- и *S*-волн в верхней части мантии. Полученные распределения скоростей позволили установить уменьшение скоростей на глубинах 100-150 км. Для *P*-волн это уменьшение незначительно и находится в пределах точности, для *S*-волн оно выражено более четко, достигая величины 0,2 км/с.

Существование слоя пониженных скоростей, положение кровли (на глубине 80-90 км) и подошвы астеносферы, особенности волновой картины в низах коры и верхах мантии обсуждались и позднее [9, 10].

Сведения о строении верхней мантии под Южными и Восточными Карпатами и данные о ее скоростных неоднородностях получены Е.А. Сагаловой [11]. Характер изменения скоростей сейсмических волн с глубиной определялся способом Гутенберга. По кажущейся

скорости в точке перегиба годографа глубокого землетрясения определялось значение скорости на глубине источника. По совокупности годографов, отвечающей разной глубине очагов землетрясений, были получены значения скоростей продольной и поперечной волн в интервале глубин 90–170 км через каждые 10 км. Исследования Е.А. Сагаловой показали, что скорость продольной волны у границы Мохоровичича и на глубине 100 км почти одинакова (8–8,5 км/с). С глубин 100 км наблюдается возрастание скорости, наиболее быстрое в интервале глубин 120–140 км (рис. 11). Характер распределения скоростей поперечной волны указывает на существование в скоростном разрезе мантии чередующихся зон пониженных значений и зон быстрого возрастания скорости. На фоне общего уменьшения скорости по отношению к ее значениям у границы Мохоровичича выделяются два волновода с осями на глубинах 100 и 120 км. Третий минимум на глубине 150 км выделяется на фоне уже увеличенных значений. Наиболее резкий минимум скорости соответствует глубине 120 км, наиболее быстрое возрастание скорости поперечной волны, как и продольной, отвечает глубинам 120–140 км (см. рис. 11).

Приведенные характеристики низов коры и верхней мантии достаточно хорошо качественно коррелируют с распределением очаговой сейсмичности в районе Вранча. В целом волноводу в мантии соответствует максимум энергии, высвобождавшейся из глубоких очагов землетрясений, однако наиболее резко подчеркнуты кровля и подошва слоя низких скоростей.

К настоящему времени получены интересные данные, свидетельствующие о наличии связи между характером распространения на значительном расстоянии сейсмической энергии от сильных землетрясений и взрывов и особенностями скоростного строения верхней мантии. Результаты регистрации подземных ядерных взрывов в США показали, что в районах с большими временами пробега мантийных волн, с низкой скоростью происходит повышенное поглощение энергии и наоборот [12]. Аналогичные результаты, указывающие на соответствие высоких скоростей в мантии слабому поглощению, а низких – сильному поглощению, были получены в разных районах также и по сейсмологическим данным.

Анализ изосейст отдельных сильных землетрясений и результатов измерения абсолютных амплитудных характеристик мантийных волн от больших взрывов указывает на несимметричное затухание сейсмической энергии. Изосейсты также характеризуются тенденцией "выпячиваться" в направлениях, определяемых максимальными величинами в скорости мантии. В некоторых областях изосейсты совпадают с простиранием геологических структур, в других – пересекают их. Распространение энергии не обнаруживает систематической связи с очаговой сейсмичностью. В 1972 г. Дж. Вуллард показал, что "перехлестывание" контуров изосейст, отражающих поступление энергии по разным направлениям на асейсмичные территории, в участках, отличающихся высокой скоростью в мантии,

убедительно доказывает значение скорости в мантии при определении интенсивности землетрясений на больших эпицентральных расстояниях.

О влиянии аномального строения и свойств верхней мантии на аномальность в распределении сотрясений земной поверхности в 1972 г. указывал Т. Уцу. Он показал, что для верхней мантии островной дуги Северо-Восточной Японии характерно строение с крупномасштабными аномалиями. Важной из них является расположенный под фокальной поверхностью слой с большой добротностью, малым поглощением сейсмических волн и большими скоростями по сравнению с другими участками на аномальной глубине. Этот слой отчетливо проявляется на характере изосейст мантийных землетрясений. Сейсмические волны при прохождении через слой с низкой добротностью затухают сильнее, чем в слое с высокой добротностью. Чем выше частота волн, тем сильнее затухание: амплитуда волн в целом уменьшается, высокочастотная часть спектра исчезает, начинают преобладать длиннопериодные колебания. Тот факт, что на одной и той же станции амплитуды и форма записи значительно различаются в зависимости от пути распространения сигнала, указывает на наличие аномального строения среды.

Общие сведения о горизонтальных неоднородностях верхней мантии Карпатского региона получены Л. Винником [13]. Анализируя вариации времен пробега и используя отклонение времени пробега продольной волны далеких землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями Карпат, от годографа Джеффриса-Буллена, получены следующие выводы. Скорость в верхней мантии Восточных Карпат выше по сравнению с прилегающей платформой и еще более высокая она в фокальной зоне района Вранча. Свойства мантии Южных Карпат, по этим данным, существенно отличны от Восточных Карпат. Глубокие очаги района Вранча обусловлены существованием блоков литосферы (Южно- и Восточно-Карпатского) с различным строением мантии (возможно, и коры) и контрастной высокоскоростной пластины. При интерпретации предполагается, что глубина мантийных землетрясений ($h_{\max} = 200$ км) характеризует глубину проникновения сильных неоднородностей верхней мантии.

Изложенные выше факты неизбежно приводят нас к выводу о наличии отчетливой связи между характеристиками сейсмичности района Вранча и особенностями скоростного строения верхней мантии этого участка Карпато-Балканского региона. Наиболее очевидна такая связь при изучении аномального характера распространения упругих волн из мантийных очагов Вранча. Он выражен в четкой азимутальной направленности потока сейсмической энергии в северо-восточном и юго-западном направлениях. Анализ характеристик аномалий макросейсмического поля, выполненный нами ранее [2, 7], позволит говорить о линейной скоростной неоднородности верхней мантии региона, расположенной на границе крупных коромантийных блоков. Поэтому понятно, что детальное изучение распределения скоростных параметров верхней мантии в районе Вранча

представляет интерес при выяснении механизма возникновения землетрясения и сейсмическом районировании, в частности при определении интенсивности волн от землетрясения на больших эпицентральных расстояниях.

Современная геодинамика

Поле тектонических напряжений. Изучение природы глубоких землетрясений открывает также возможность решения ряда вопросов геодинамики, таких, как соотношение поверхностных и глубинных структур, энергетическая характеристика активных этажей земной коры и верхней мантии, направленность развития глубинных процессов, формы перемещения крупных блоков литосферы и др.

Нами сделана попытка построить модель неоднородности земной коры и верхней мантии района Вранча путем совместной интерпретации данных сейсмологии, геофизики, тектонофизики.

Изложенные в предыдущих разделах результаты геолого-геофизических условий позволяют полагать, что неравномерное распределение с глубиной скоростных и плотностных неоднородностей, а также потока сейсмической энергии указывает на различие физических свойств и состава вещества мантии как в обширной области подготовки очага землетрясений, так и в пределах собственной фокальной зоны. Следствием этого, в общем-то тривиального вывода является предположение о различиях тектонофизической обстановки на различных энергетических уровнях — этажах.

В работе [14] содержатся первые результаты использования **тектонофизического** подхода к анализу деформации среды в очагах землетрясений. Была построена карта поля тектонических напряжений.

Поле напряжений изучалось отдельно для тектонических (коровых) — до глубины 50 км — и мантийных очагов. Для очаговой зоны глубоких карпатских землетрясений характерны преимущественная субгоризонтальная ориентировка осей сжатия σ_3 и промежуточной оси σ_2 при субвертикальной ориентировке оси растяжения σ_1 . Такое поле напряжений характерно для зон нагнетания материала.

Обращает на себя внимание тот факт, что в пределах центральной части очаговой зоны происходит изменение ориентировки оси σ_3 . При общем северо-западном простирании здесь она приобретает постепенно северо-восточную ориентировку, которая снова меняется на северо-западную у противоположного края очаговой зоны. При этом величина изгиба, угол поворота оси σ_3 увеличиваются с севера на юг, достигая максимальной величины у южного края Карпатской дуги. Такая картина поля напряжений, как нам кажется, может быть объяснена только наличием шарнирного движения вдоль очаговой зоны при относительном погружении восточного ее края относительно западного. Амплитуда этого относительного погружения должна увеличиваться в южном направлении. Можно предполагать, что это погружение связано на поверхности с наиболее глу-

боко прогнутой частью Предкарпатского прогиба в районе Фокшанской впадины, и, таким образом, констатировать очень глубокое заложение наиболее крупных структурных элементов рассматриваемой территории.

Несколько иная картина наблюдается на северной окраине Мизийской плиты, в зоне сочленения ее с Предкарпатским прогибом (где и известен очаг глубокого землетрясения). Здесь оси сжатия σ_3 и растяжения σ_1 ориентированы субгоризонтально при субвертикальной ориентировке оси промежуточного главного нормального напряжения σ_2 , что характеризует сдвиговое поле напряжений. Если связывать формирование этого очага с крупным Северо-Мизийским разломом, то приходится предполагать наличие сдвиговой составляющей по крайней мере на глубоких горизонтах. При этом северное крыло разрыва должно перемещаться к западу.

Следует отметить, что выше описана лишь принципиальная картина, показывающая характер поля тектонических напряжений очаговой зоны глубоких карпатских землетрясений. При более детальном рассмотрении выявляется ряд осложнений. Так, отдельные очаги в периферийных частях очаговой зоны фиксируют сдвиговый характер поля, что подтверждает наш вывод о наличии в пределах зоны шарнирного перемещения материала. Отдельные очаги в центральной части очаговой зоны имеют субвертикальную ориентировку оси σ_3 , что заставляет предположить наличие локальных зон нагнетания в пределах рассматриваемой области. Объяснение этих частных особенностей мы попытаемся дать ниже при описании моделей деформации земной коры и верхней мантии района.

Самая верхняя часть мантии и земная кора рассматриваемой территории характеризуются сложнопостроенным мозаичным полем тектонических напряжений, хорошо увязывающимся с отдельными структурными элементами района. В пределах Фокшанской впадины фиксируется субгоризонтальная ориентировка оси растяжения σ_1 и промежуточной оси σ_2 при субвертикальном положении оси сжатия σ_3 . В условиях всестороннего давления ось сжатия σ_3 является "активной" и можно говорить о вертикальной ориентировке активных тектонических сил в этом районе. Таким образом, формирование глубокой Фокшанской впадины (самая глубокая часть Предкарпатского прогиба) и ее южной части следует связывать с вертикальными блоковыми перемещениями земной коры под действием субвертикально ориентированных усилий.

Несколько иная картина наблюдается в северной части рассматриваемой территории, в пределах Бырладской впадины, вблизи границы с Русской (Восточно-Европейской) платформой. Здесь субгоризонтально ориентированные оси σ_2 и σ_3 фиксируют локальную зону нагнетания, связанную, по-видимому, с крутыми субмеридиональными разрывами этого района.

Интересно поле напряжения вдоль северного крыла разлома в Южных Карпатах (район Кымпулунг-Албешти), фиксирующее сдвиговое перемещение вдоль разлома. При этом северное крыло его

смещается к западу аналогично предполагаемым перемещениям в мантии вдоль зоны этого глубинного разлома. Такой механизм перемещения крупных блоков земной коры обусловлен тектоническим положением в зоне сочленения структур разного порядка, с разным стилем и темпом движения.

В целом для средней и нижней части земной коры рассматриваемой территории характерно разрывное, блоковое поле тектонических напряжений, где каждый тектонический элемент региона характеризуется своим полем. Однако для детальной характеристики поля тектонических напряжений земной коры явно недостаточно.

Стратификация земной коры и верхней мантии. Как было показано выше, в пределах исследуемого района земная кора и верхняя мантия характеризуются достаточно четкой стратификацией по физическим свойствам. В связи с этим большой интерес представляет анализ изменения напряженного состояния земной коры и верхней мантии с глубиной. Надо отметить, что азимуты простирания осей в пределах очаговой зоны карпатских землетрясений не изменяются с глубиной. Поэтому наиболее перспективным оказался анализ изменения углов наклона осей к горизонту на различных глубинах. С этой целью были построены графики для каждой из трех осей главных нормальных напряжений, показывающие значения углов наклона осей к горизонту в очагах разной глубины (рис. 12). На рис. 12 заметен большой разброс значений углов наклона осей, особенно в верхней "коровой" части графиков, что можно связывать с неоднородностью и анизотропией деформируемого материала. Наименьшее значение разброса на всех глубинах в мантии наблюдается у ориентировки "активной" оси сжатия σ_3 . Можно предполагать, что ориентировка этой оси, непосредственно связанная с направлением действия активных тектонических усилий, меньше реагирует на неоднородность деформируемой толщи, тогда как ориентировка промежуточной оси σ_2 , и особенно оси растяжения (в условиях мантии - оси наименьшего сжатия) σ_1 , более четко фиксирует изменение физических свойств. Если сделанные предположения правильны, то анализ изменения угла наклона оси сжатия σ_3 позволит выделить наиболее крупные неоднородности в разрезе земной коры и верхней мантии, а совместный анализ изменения углов наклона двух других осей - более тонкую стратификацию в пределах уже выделенных зон неоднородности первого порядка.

Для характеристики величины углов наклона осей и изменения их с глубиной мы использовали метод скользящей средней. При этом определились средние значения углов в интервале 40 км по глубине, шаг интервала составлял половину его размера, т.е. сначала определялся средний угол для глубин от 0 до 40 км, затем - для глубин от 20 до 60, от 40 до 80 км и т.д. Результаты определений средних значений углов наклона нанесены на графики и соединены сплошной ломанной линией (см. рис. 12).

Анализ графиков показывает, что рассматриваемый интервал глубин (0-160 км) по изменению углов наклона осей главных нор-

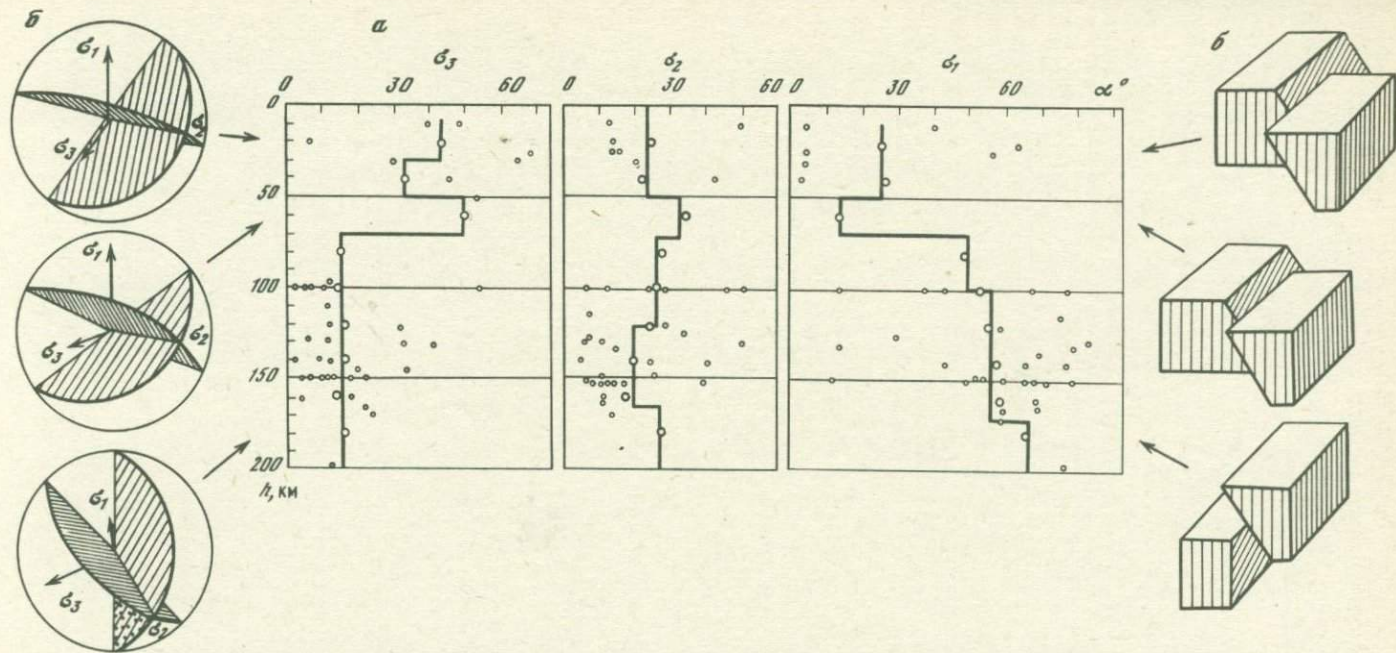


Рис. 12. Графики изменения углов наклона α к горизонту осей главных нормальных напряжений (а) и характер перемещения по разрывам в очагах землетрясений (б) [14]

мальных напряжений может быть подразделен на три слоя, по-видимому, различающихся физическими свойствами. Ориентировочно границы этих слоев проходят на глубинах порядка 50 и 70 км. Эти границы фиксируются резким изменением средних углов наклона всех трех осей и являются разделами первого порядка. По изменению средних углов наклона осей σ_2 и σ_1 четко фиксируется граница на глубине порядка 160–170 км, являющаяся разделом второго порядка. Менее четкие разделы, определяемые по измерению среднего угла наклона одной какой-либо оси, отмечаются на глубинах около 30, 100 и 120 км. Разрез земной коры и верхней мантии в районе Вранча по характеру изменения напряженного состояния земной коры представлен в табл. 2.

В этой же таблице показан и характер смещения по разрывам, образующимся в момент возникновения землетрясения. Для трех выделенных неоднородностей первого порядка показаны осредненные диаграммы ориентировки осей главных нормальных напряжений и сопряженных сколов с перемещениями вдоль их крыльев. Там же для наглядности показан характер перемещения по разрывам в очагах землетрясений, возникающих на разных глубинах (см. рис. 12).

Сопоставление результатов стратификации земной коры и верхней мантии, полученных при анализе поля тектонических напряжений, с имеющимися данными по скоростным и энергетическим характеристикам зоны показывает, что они достаточно уверенно коррелируют между собой и по существу все названные параметры отражают одно и то же явление – изменение физического состояния вещества при переходе из одного глубинного горизонта мантии в другой. Кроме того, заметно чередование более энергоемких и менее энергоемких слоев в интервале глубин 100–170 км с затуханием энергии землетрясений на глубинах 200–250 км.

Модели деформации земной коры и верхней мантии. Выделенные три типа полей тектонических напряжений закономерно чередуются в пространстве и непрерывно переходят один в другой на глубине. В пределах главной части очаговой зоны карпатских землетрясений в интервале глубин от 70 до 170 км фиксируется поле напряжений, характерное для зон нагнетания материала. При этом происходит как бы "расплющивание" очаговой зоны в горизонтальном направлении с выжиманием материала вверх. Какова природа этого механизма? Наиболее просто объяснить его сближением в горизонтальном направлении блоков Русской (Восточно-Европейской) платформы и срединных массивов альпийской складчатой области. Однако такая модель не объясняет ряда важных особенностей очаговой зоны и прежде всего ее характерного изгиба и наклона, наиболее отчетливо выраженного на сейсмоэнергетическом разрезе (рис. 13, а). Указанная модель не объясняет и появления локальных сдвиговых полей на границах рассматриваемого интервала глубин (см. табл. 2, рис. 12), неясным остается и возникновение в пределах очаговой зоны локальных участков, характеризующихся полем напряжений с вертикально ориентированной осью сжатия σ_3 .

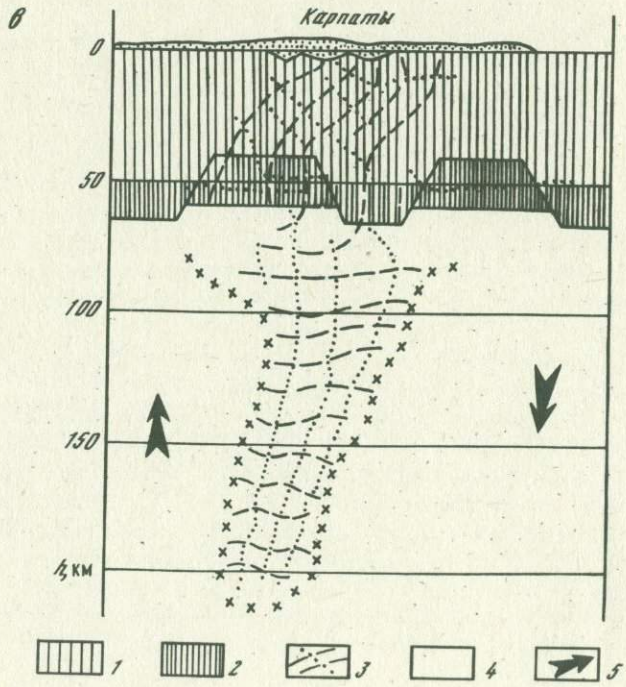
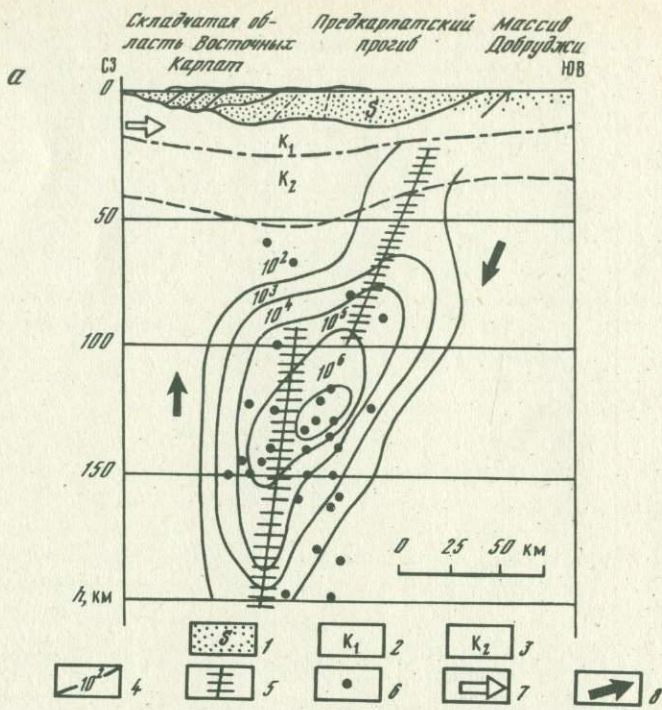
Таблица 2

Глубина, км	Стратификация коры и верх- ней мантии	Поря- док границ	Характер деформаций	
			общий	детали
30	Слой 1а	III	Сбросо- сдвиги	Уменьшение сдвига- вой составляющей
	Слой 1б			Увеличение сдвига- вой составляющей
50	Слой 2	I	Сбросы с незначи- тельной сдвиговой составля- ющей	
70	Слой 3а			Сдвиго-надвиги с заметной сдвиговой составляющей
100	Слой 3б	III	Сдвиго- надвиги	Сдвиго-надвиги
120				Преимущественно надвиги
160 и более		II		Надвиги с незначи- тельной сдвиговой составляющей

Нам кажется более правдоподобным механизм, показанный на рис. 13, *в*, 1. При разнонаправленных движениях двух блоков в условиях сплошной пластической среды возникают горизонтальные вращательные усилия - моменты, как бы закручивающие материал, находящийся на границе блоков, в сторону относительно спускающегося участка.

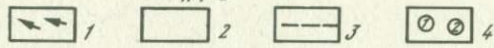
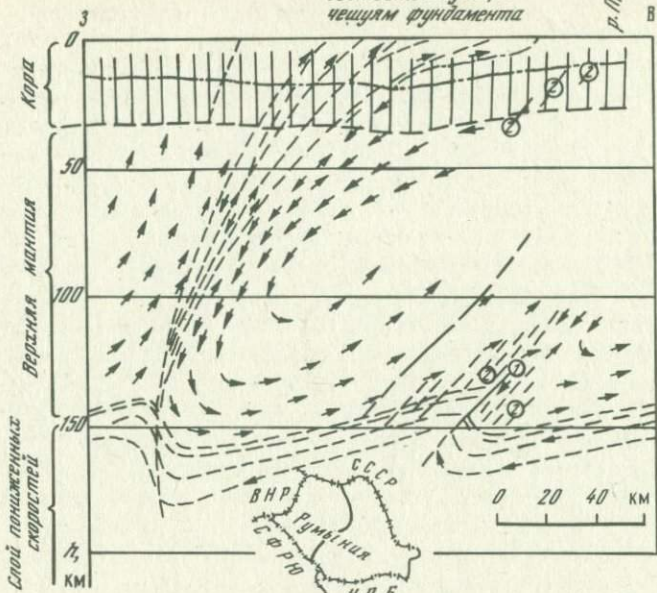
Подобная картина будет наблюдаться не только при разно-, но и при единоплавленном градиентном движении.

Возникновение горизонтальных усилий приведет к расплющиванию и повышенной деформации, граничной между указанными блоками области, что в свою очередь может привести к образованию очаговой зоны. При этом необходимо отметить, что участки распространения глубоких землетрясений обычно характеризуются аномально-высокими температурами. Можно предполагать, что деформируемый материал в пределах этих участков находится в более разогретом состоянии и, следовательно, характеризуется меньшей вязкостью, что способствует протеканию указанного процесса.



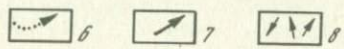
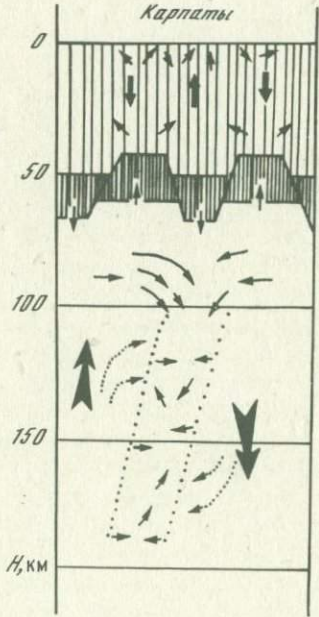
Тектонические зоны,
соответствующие
чешуйкам фундамента

р. Мзуг



2

Карпаты



Рассмотрение карт распространения глубоких землетрясений в зоне Тетиса показывает, что все они приурочены главным образом к границам альпийского складчатого пояса, как бы пунктиром прослеживая эти границы на глубину, т.е. расположены в участках сочленения сопряжения двух противоположных тенденций в характере тектонических движений: платформа — незначительное, хотя и длительное, прогибание и геосинклиналь — резкое вздымание на ортогенном этапе. Эти же участки чаще всего характеризуются и температурной неоднородностью. Указанный механизм с неизбежностью приводит к наклону и некоторому изгибу очаговой зоны и к четко видимой локализации участков максимальной плотности эпицентров в местах наибольшего "скупивания" материала, которое, вероятнее всего, будет приурочиваться к волноводам — прослоям с пониженной вязкостью. Эта картина неоднократно описывалась, например, для Дальневосточной зоны глубоких землетрясений, наблюдается она и в рассматриваемом районе (см. рис. 13). Распределение зон с различной степенью деформированности материала приводит к закономерному расположению участков с локальным сдвиговым полем и с полем выжимания, характеризующимся вертикальной ориентировкой оси σ_3 , о чем говорилось выше.

В более высоких горизонтах, на глубинах порядка 50–70 км, происходит изменение в ориентировке главных нормальных напряжений (см. рис. 13, в). При этом активная ось сжатия σ_3 приоб-

(Подпись к рис. 13)

Рис. 13. Модели деформации земной коры и верхней мантии района Вранча [14]

а — энергетическая модель; 1 — осадочный слой (S), включая дислоцированные флишевые толщи; 2 — гранитный слой K_1 ; 3 — базальтовый слой K_2 консолидированной части литосферы; 4 — изолинии удельной сейсмической энергии в единицах $10 \cdot 10^{-12}$ эрг/ (см³·с); 5 — предполагаемое положение глубинных разломов (ослабленных зон); 6 — гипоцентры землетрясений (классификация по магнитуде); 7 — преобладающее направление тангенциальных усилий; 8 — принципиальные направления возможных смещений блоков литосферы; б — модель механизма молдавских землетрясений Вранча; 1 — силовое поле верхней мантии; 2 — линии течения в слое пониженной скорости; 3 — граница слоя пониженной скорости в верхней мантии; 4 — гипоцентральные плоскости: 1 — главные, 2 — второстепенные; в — модель вероятного напряженного состояния коры и верхней мантии; г — кинематическая модель: 1 — консолидированная часть земной коры; 2 — слой земной коры, переходный к верхней мантии; 3 — оси главных нормальных напряжений; 4 — положение ослабленной зоны по сейсмологическим данным (эпицентры, распределение энергии); 5 — принципиальные направления смещений блоков литосферы; 6 — моменты движения; 7 — направления "реактивного" движения материала; 8 — элементы турбулентности "реактивного" движения

ретаает субвертикальную ориентировку. Деформации этой части мантии характеризуются блоковыми перемещениями по сбросам типа горстов и грабенов (см. рис. 13, 1). Наличие незначительной сдвиговой составляющей определяется косою ориентировкой главных нормальных напряжений, вызванной шарнирным движением в очаговой зоне, отмеченным выше.

В пределах земной коры и интервале глубин от 10–50 км вновь происходит незначительная переориентировка поля тектонических напряжений (см. рис. 13, 2, 3). Подробно характеризовать напряженное состояние этой части разреза не представляется возможным как из-за чрезвычайной скудности фактического материала, так и в виду того, что поле здесь, особенно в самой верхней части коры, на глубинах порядка 10–20 км, становится очень сложным, дифференцированным, неоднородным, приуроченным к отдельным блокам и структурным элементам земной коры.

Описанный характер изменения напряженного состояния деформируемой толщи неоднократно отмечался при полевых наблюдениях в условиях чередования слоев разной компетентности и был получен при лабораторных экспериментальных исследованиях. Все это заставляет предполагать, что основной причиной изменения поля напряжений в пределах Карпатской очаговой зоны является чередование мощных слоев мантии с различными физико-механическими свойствами. Ведущим же процессом, приведшим к описанной выше сложной картине деформации, является перемещение крупных участков мантии, связанное, по-видимому, с процессами гравитационной дифференциации вещества, например, по схеме, предложенной Е.В. Артюшковым. Отметим, что указанная схема объясняет и аномальный разогрев рассмотренной зоны.

Недавно нами [15] была предложена схема геодинамического взаимодействия крупных литосферных блоков Альпо-Карпато-Динарской складчатой системы. Согласно этой схеме современное положение Карпатской дуги обусловлено последовательным сближением (начиная с раннего мела) Африканской и Европейской литосферных плит. Активное движение и подвиг к северу и северо-востоку от Апулийско-Адриатического блока привели к перемещению и сближению микроконтинентов центральной части региона (Виллань-Бихорского, Трансильванского, Баконь-Гемерского, Татранского), интенсивному выжиманию и надвиганию флишевых Карпат в сторону Восточно-Европейской платформы с образованием резко выраженной дуги.

Увеличение мощности земной коры в зонах складчатых сооружений Динарид и Карпат связано со "скупиванием" сиалического материала, обусловленным процессами как интенсивного пододвигания активного Апулийско-Адриатического блока (в зоне Динарид), так и интенсивного скальвания в зоне контакта (упора) Восточно-Европейской платформы и флишевых Карпат, со смещением максимума мощности коры в сторону предгорных прогибов (см., например, рис. 8).

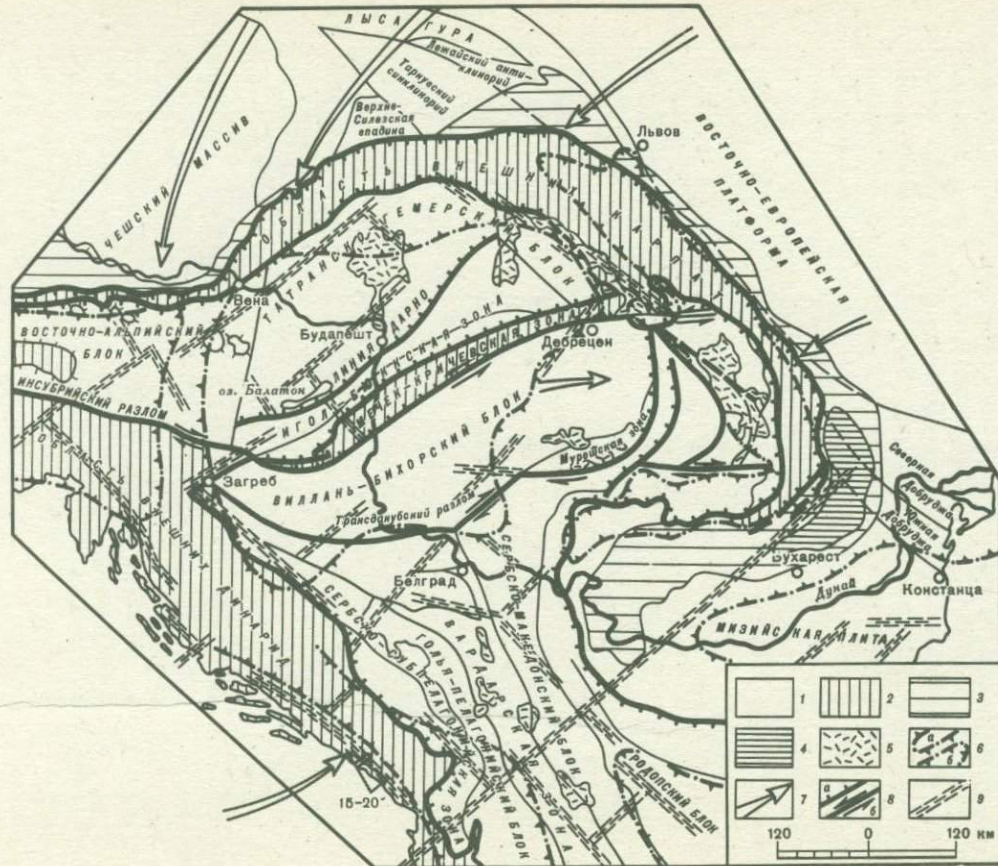


Рис. 14. Схема геодинамического взаимодействия крупных литосферных блоков Альпо-Карпато-Динарской складчатой системы [15]

1 - ранне- и среднеальпийская консолидация; 2 - позднеальпийские покровно-складчатые деформации; 3 - миоценовое погружение форланда; 4 - плиоценовое погружение форланда; 5 - позднеальпийский вулканизм; 6 - поднятия (а) и погружения (б) верхней мантии; 7 - направления и амплитуда горизонтального перемещения литосферных плит; 8 - крупные поддвижки, надвижки (а) и сдвиги (б); 9 - современные сейсмогенные структуры

Пространственное перераспределение микроконтинентов в результате горизонтального взаимодействия литосферных плит привело к затаскиванию, выжиманию и разлинзованию глубинных слоев земной коры и формированию тех ее неоднородностей, которые фиксируются в инверсии скоростей упругих волн, различиях плотностных характеристик, электрических свойств, теплового потока и других параметров среды.

На современном этапе развития Карпато-Динарский регион представляет собой консолидированный Паннонский блок литосферы с аномальным положением и свойствами верхней мантии, ограниченной системой лево- и правосторонних сдвигов северо-восточного простирания, активной зоны субдукции Апулийско-Адриатического блока и областью "скупивания" сиалического материала вдоль Карпат, с реликтовой зоной Беньофа в изгибе Карпатской дуги (районе Вранча) (рис. 14). Такая динамическая система взаимодействия крупных блоков и литосферных плит достаточно убедительно объясняет пространственное положение коровых и мантийных источников сильных землетрясений исследуемого региона.

ЛИТЕРАТУРА¹

1. Хаин В.Е., Славин В.И. Краткая характеристика геологической структуры Центральной и Юго-Восточной Европы. — В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев: Наукова думка, 1971, с. 12–46.
2. Друмя А.В., Устинова Т.И., Шукин Ю.К. Проблемы сейсмологии и тектоники Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1964. 119 с.
3. Gavati J., Airinei St. et al. Structura geologica profunda a teritorialni R.P.R. dupa datele actuale geofisice (gravimetrice si magnetice). — Stud. cerc. geofis., 1963, t. 1, N 1, p. 7–34.
4. Gavati J., Airinei St. et al. Praguri, horsturi si cordiliere in structura profunda a Carpatilor dintre vaile Oltului si Tretusului. — Bull. Soc. stiinte geol. R.S.R., 1971, v. 13, p. 120–142.
5. Gavati J., Botezat R., Visarion M. Interpretarea geologica a prospectiunilor geofizice. — Bucuresti: Edit. R.S.R., 1973. 574 p.
6. Крутиховская З.А., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Пожгай К. Магнитное поле Карпатского региона и некоторые вопросы его геологической интерпретации. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1971, t. 15, p. 377–382.
7. Добрев Т.Б., Шукин Ю.К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974. 170 с.
8. Josif T. Asupra existentei stratului de viteza redusa in partea superioara a mantalei in Romania. — Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geofiz., 1965, t. 3, N 1, p. 120–127.
9. Enescu D., Cornea J. et al. Structura scoartei terestre si a mantalei superioare in zona curburii Carpatilor. — Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geofiz., 1972, t. 10, N 1, p. 57–80.

¹ Приведены только основные работы, в которых содержится подробная библиография по каждому из обсужденных в статье вопросов.

10. Josif T., Josif S. Energi studi of the Vrancea region. Data about upper mantle. — *Rev. Roum. geol., geophys, geogr. Ser. geophys.*, 1973, t. 17, N 1, p. 69–75.
11. Сагалова Е.А. Глубокие землетрясения Карпат. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИгеофизика, 1973, с. 38–46.
12. Archambeau C.B., Flinn E.A., Lambert D. Fine structure of the Upper Mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 25, p. 5825–5865.
13. Винник Л.П., Ленартович Э.Л. Структура верхней мантии Кавказа и Карпат по сейсмическим данным. — *Изв. АН СССР. Физ. Земли*, 1976, № 3, с. 3–14.
14. Николаев П.Н., Шукин Ю.К. Модель деформации земной коры и верхней мантии района глубоких онагов Восточных Карпат Вранча. — В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с. 61–83.
15. Беэр М.А., Шукин Ю.К. Геодинамика и сейсмичность Альпо-Карпато-Динарской складчатой системы. — In: *Symposium on the analysis of seismic. Liblice. 17–22 Oct. 1977. Praha*, 1978, p. 55–61.
16. Кацков Н., Стойчев Д. Структурно-геологическая дешифровка космических телевизионных снимков (КТС) Балканского полуострова. — *Geol. Balcanica*, 1976, t. 6, N 2, p. 3–16.

Л. П. ВИННИК

НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ ВРАНЧСКОЙ ЗОНЫ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Землетрясения Вранчской зоны происходят на небольшом участке с центром около $45,75^{\circ}$ с.ш. и $26,5^{\circ}$ в.д. в месте резкого изгиба Карпатской дуги, отделяющего Восточные Карпаты от Южных. Очаги находятся на глубинах от 80 до 160 км [1]. Чтобы лучше понять природу этих землетрясений, необходимо исследовать распространение упругих волн как в самой фокальной зоне, так и в окружающей области. В работе [2] эта задача решалась анализом невязок времени пробега продольных волн далеких землетрясений, зарегистрированных местной сетью сейсмических станций. Основным выводом этой работы заключается в том, что скорость распространения продольных волн в мантии Южных Карпат значительно ниже, чем в мантии Восточных Карпат, а в фокальной зоне Вранча выше, чем в мантии Восточных Карпат.

В настоящей работе вновь используются невязки, полученные в [2], однако последующий анализ выполнен с помощью более совершенной методики, описанной в [3]. Новый метод в большей степени формализован и позволяет строить структурные схемы верхней мантии в виде изолиний скорости распространения упругих волн. Поскольку метод достаточно подробно описан в [3], здесь мы остановимся на самом необходимом.

Исходные данные для картирования — невязки времени пробега продольных волн далеких землетрясений. Введем следующие обозначения: Δt_{ij} — среднее значение невязки на i -й станции для землетрясений j -го азимутального сектора; δt_i — станционная поправка на горизонтальные изменения мощности и скоростного разреза коры.

Тогда величина $\Delta \bar{t}_j$, представляющая оценку постоянной составляющей невязок для землетрясений j -го сектора, не связанной с вариациями скорости волн под сейсмическими станциями, будет

$$\Delta \bar{t}_j = \frac{1}{N} \sum_i (\Delta t_{ij} - \delta t_i),$$

где N — число станций.

Обозначим $\delta t_{ij} = \Delta t_{ij} - \Delta \bar{t}_j - \delta t_i$.

Предположим, что значения δt_{ij} определяются горизонтальными скоростными неоднородностями в бесконечно тонком слое на глубине h . Для i -й станции и j -го сектора построим сейсмический луч в соответствии со стандартным скоростным разрезом, средним азимутом и средним эпицентральной расстоянием землетрясений этого сектора. Значение δt_{ij} припишем точке пересечения луча со слоем на глубине h . В результате получим числовое поле

$\delta t(x_{ij}, y_{ij})$, которое сгладим по квадратам, в результате получим непрерывную функцию $\delta t(x, y)$. Чтобы преобразовать значения $\delta t(x, y)$ в горизонтальные скоростные вариации $\delta v(x, y)$, перейдем от бесконечно тонкого слоя к слою конечной мощности с серединой на глубине h . При этом

$$\delta t(x, y)/t_0 = -\delta v(x, y)/v_0,$$

где t_0 и v_0 - время пробега и среднелучевая скорость в исходной модели слоя соответственно.

Анализируются данные пяти сейсмических станций, окружающих Вранчскую зону: Бакэу, Вранча, Кымпулунг, Фокшань, Яссы. Исползованы результаты наблюдений этих станций за 1966-1971 гг., опубликованные в бюллетенях ISC, где для каждого землетрясения приводятся отклонения времени вступления от годографа Джеффриса-Буллена. Эти отклонения были осреднены и исправлены с учетом вариаций глубины границы Мохоровичича.

В настоящей работе в данные ст. Фокшань введена дополнительная поправка (-0,7 с) на низкоскоростной осадочный слой, мощность которого, по данным [4], составляет под этой станцией около 12 км. Значения осредненных невязок, а также значения δt_{ij} и $\Delta \bar{t}_j$ для всех станций и азимутальных секторов приведены в таблице. Величина $\Delta \bar{t}_j$ оценена по данным станций Вранча, Бакэу, Кымпулунг и Яссы.

Структурная схема верхней мантии (см. рисунок) построена путем проецирования невязок, приведенных в таблице, на глубину

Станция	Азимут, град				
	0-20	20-40	40-60	60-80	80-100
Осредненные невязки, с [2]					
Бакэу	0,2	0,4	-0,1	0,1	0,7
Вранча	0,2	1,0	0,1	0,1	-0,2
Кымпулунг	1,6	1,6	0,5	0,4	0,9
Фокшань	1,2	1,1	0,9	1,0	1,2
Яссы	0,1	-0,2	-0,1	-0,7	0,1
δt_{ij} , с					
Бакэу	-0,3	-0,3	-0,2	0,1	0,3
Вранча	-0,3	0,3	0,0	0,1	-0,6
Кымпулунг	1,1	0,9	0,4	0,4	0,6
Фокшань	0,0	-0,3	0,1	0,3	0,1
Яссы	-0,4	-0,9	-0,2	-0,7	-0,3
$\Delta \bar{t}_j$					
	0,5	0,7	0,1	0,0	0,4

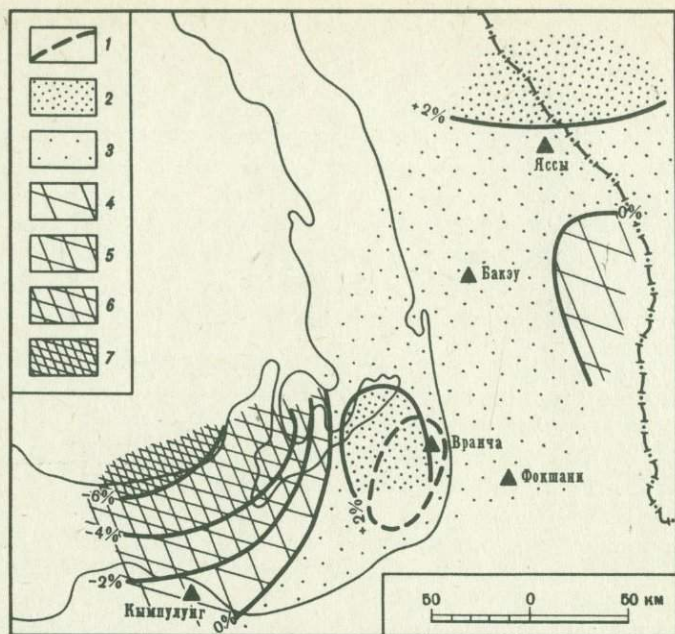
100 км. Подавляющее большинство землетрясений, использованных в работе, имеют эпицентральные расстояния в пределах $70-90^\circ$, при этом расстояние по горизонтали между точкой выхода луча на поверхность Земли и точкой луча на глубине 100 км составляет около 45 км. Полученное числовое поле осреднено по квадратам со стороной 50 км, средние значения приписаны центрам квадратов, изолинии проведены путем интерполяции между этими значениями. Мощность горизонтально-неоднородного слоя принята равной 120 км, его кровля находится на глубине 40 км, подошва — на глубине 160 км. Изменение скорости в слое на 1% меняет время пробега телесеismicической продольной волны приблизительно на 0,165 с.

На полученной таким образом схеме отчетливо разделяются высокоскоростная мантия на востоке и низкоскоростная мантия на западе. Граница раздела между двумя блоками мантии хорошо соответствует контакту Восточных и Южных Карпат. Низкоскоростной блок находится под Южными Карпатами, причем намечается дальнейшее понижение скорости от Южных Карпат на север к Трансильванской впадине. Высокоскоростной блок соответствует Восточным Карпатам, предгорному прогибу и окраине Восточно-Европейской платформы.

Фокальная зона Вранча находится в высокоскоростном блоке вблизи контакта с низкоскоростным блоком. Скорость в фокальной зоне значительно выше, чем под остальной частью Восточных Карпат, но мало отличается от скорости под Восточно-Европейской

Азимут, град

100-120	120-140	210-250	260-290	300-330	330-360
Осредненные невязки, с [2]					
-0,1	0,3	-0,9	-0,1	-0,2	-0,7
-0,1	0,2	-0,7	-0,1		-0,6
-0,5	-0,7	-0,6	0,3	1,9	0,6
			-0,7		
-0,7	0,4	-0,6	-0,2	-0,4	-1,0
$\delta t_{ij}, c$					
0,2	0,3	-0,2	-0,1	-0,6	-0,3
0,4	0,2	0,0	-0,1		-0,2
-0,2	-0,7	0,1	0,3	1,5	1,0
			-1,4		
-0,4	0,4	0,1	-0,2	-0,8	-0,6
$\Delta \bar{t}_j$					
-0,3	0,0	-0,7	0,0	0,4	-0,4



Горизонтальные скоростные неоднородности в верхней мантии Карпат (в % от средней скорости)

1 - контур фокальной зоны Врача; 2 - 2%; 3 - $(+2) \div 0\%$; 4 - $0 \div (-2\%)$; 5 - $(-2) \div (-4)\%$; 6 - $(-4) \div (-6)\%$; 7 - $(-6)\%$

платформой к северу от ст. Яссы. Следует заметить, что такая оценка скорости в фокальной зоне целиком определяется невязками ст. Фокшань для землетрясений в азимуте $260-290^\circ$. Этих землетрясений зарегистрировано мало, и потому надежность полученной оценки не вполне удовлетворительна. Однако если эта оценка верна, то перепад скорости между фокальной зоной и блоком Южных Карпат доходит до 10%, что составляет около 0,8 км/с.

Остановимся на геотектоническом толковании полученных результатов. Вранчская фокальная зона некоторыми особенностями напоминает Памиро-Гиндукушскую зону промежуточных землетрясений: обе зоны не связаны с современными океаническими структурами, сейсмическая активность приурочена к небольшой территории, падение зоны почти отвесное. Можно предположить по аналогии с Памиро-Гиндукушем [3, 5], что промежуточная сейсмичность Вранча сосредоточена в нижней литосфере платформы, на окраине которой образовались Восточные Карпаты. Максимальную глубину землетрясений Вранча (160 км) нетрудно связать с мощностью литосферы; данные схемы скоростных вариаций (см. рисунок) этому предположению не противоречат. Сейсмичность обусловлена возрастанием тектонических напряжений в угловой точке Карпатской дуги. Со-

седство с "мягким" блоком мантии Южных Карпат способствует концентрации напряжения в жестком высокоскоростном блоке. Различным поглощением упругих колебаний в высокоскоростном и низкоскоростном блоках, вероятно, можно объяснить конфигурацию изо-сейст землетрясения 4.III 1977 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Iosif T., Iosif S. Some tectonic aspects of Vrancea region (Roumania). - XIVth General Assembly of the ESC. Berlin, 1975, p. 417-426.
2. Винник Л.П., Ленартович Э.Л. Структура верхней мантии Кавказа и Карпат по сейсмическим данным. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1976, № 3, с. 3-14.
3. Винник Л.П., Лукк А.А., Мирзокурбанов М. Количественный анализ скоростных неоднородностей верхней мантии Памиро-Гиндукуша. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 4, с. 3-16.
4. Roman C. Plate tectonics in the Carpathians: a case in development. - In: XIIe Assemblee Generale de la Comission Seismologique Europeene. Luxemburg, 1970, p. 37-40.
5. Vinnik L.P., Lukk A.A., Nersessov I.L. Nature of the intermediate seismic zone in the mantle of Pamirs-Hindukush. - Tectonophysics, 1977, t. 9-14, N 38, p. 9-14.

Ю. В. РИЗНИЧЕНКО, А. В. ДРУМЯ, Н. Я. СТЕПАНЕНКО,
Н. А. СИМОНОВА

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

Сейсмичность Карпатского региона условно подразделяется на коровую с очагами землетрясений на глубине 0–40 км (чаще 5–15 км) и подкоровую с очагами обычно на глубине 100–200 км (чаще 120–150 км).

Очаги коровых землетрясений в этом регионе рассеяны на обширной территории, нерезко ограниченной с севера и северо-востока областями предгорных прогибов Карпат и окраинами Русской платформы, а с востока шельфами западного берега Черного моря. К югу и к западу область распространения коровых очагов этого региона смыкается с широкой, почти 1000-километровой ширины, полосой преимущественно коровой сейсмичности Альпийско-Гималайского сейсмического пояса Евразии, который в длину простирается в широтном направлении на многие тысячи километров. Лишь малой окраинной провинцией его является рассматриваемый Карпатский сейсмичный регион [1].

Коровая сейсмичность Карпатского региона сравнительно невысока. Она гораздо ниже коровой сейсмичности юга Балканского полуострова (Греция) и южного побережья Черного моря с его высокосейсмичной Северо-Анатолийской зоной разломов (Турция). Она ниже и типично коровой сейсмичности Кавказа (СССР).

Главнейшей и опаснейшей особенностью сейсмичности Карпатского региона является его подкоровая сейсмичность, сосредоточенная в области подкоровых очагов Вранча, лежащей в изгибе Восточно-Карпатской дуги (Румыния). Концентрация подкоровых очагов в зоне Вранча на территории меньше $1 \times 1^{\circ}$ (60×80 км²) чуть ли не самая высокая на всем земном шаре. Поверхностная плотность очагов землетрясений соответствующей энергетической величины в этой зоне гораздо выше, чем в ближайшей области подкоровых очагов в зоне Критской островной дуги в Эгейском море, и приближается к таковой во второй (после Вранчской) аналогичной континентальной зоне подкоровых очагов Евразии – Памиро-Гиндукушской, размеры которой, однако, гораздо больше, чем Вранчской.

Сейсмическая опасность всего Карпатского региона обусловлена главным образом именно Вранчской зоной подкоровых очагов. Разрушительное Вранчское землетрясение 4.III 1977 г. является ее типичным представителем, причем отнюдь не наибольшим из известных как по энергетической величине K в очаге или магнитуде M , так и по проявлениям на поверхности Земли. Вранчское землетрясение 10.XI 1940 г. с близкими координатами эпицентра и глубиной очага было по всем показателям еще более крупным событием.

Вранчская зона подкорových очагов землетрясений держит под своим грозным контролем огромную область, выходящую далеко за пределы собственно Карпатского региона. Разрушительные и ощутимые сотрясения от вранчских очагов распространяются на большую часть Восточной и Центральной Европы: территории Албании, Болгарии, Венгрии, Греции, Польши, Румынии, Турции, Чехословакии, части СССР.

Наиболее опасны они на территориях Румынии и Болгарии, а в СССР — в Молдавии и в юго-западной части Украины. Ощутимость же их в СССР достигает Кавказа, Киева, Москвы и даже Ленинграда.

1. СЕЙМОТЕКТОНИКА

Рассмотрим приуроченность очагов землетрясений Карпатского региона сначала корových, а затем подкорových к тектоническим элементам региона [2].

Коровые очаги можно подразделить в этом отношении на три группы. Очаги первой группы приурочены к нарушениям в фундаменте Русской платформы добайкальского возраста, второй группы — к разломам в герцинско-киммерийском фундаменте, образующем горсто-грабенную систему Северной Добруджи и ее обрамления, третьей группы — к разломам в альпийских геосинклинальных сооружениях Карпат и Предкарпатских впадин.

Землетрясения первой группы возникают в основном в краевых частях Русской платформы и внутри платформенных нарушений, разделяющих различные участки этой древней структуры. Сейсмичность здесь невысока ни по частоте повторения землетрясений, ни по уровню выделяемой энергии вследствие умеренной контрастности движений в зонах тектонических сочленений.

Очаги этой группы определяют местную сейсмичность Молдавии. Интенсивность сотрясений от наиболее значительных корových землетрясений в районе городов: Кишинев, Бендеры, Оргеев, Сороки, Леово не превышала 6 баллов. Очаги эти приурочены к тектоническим нарушениям с видимыми проявлениями вплоть до самых молодых отложений и даже в поверхностном рельефе.

Наиболее часты землетрясения этой группы в юго-западной части добайкальской платформы на правом берегу р. Прут. Очаги с эпицентрами в районе румынских городов Дорохой, Ботошаны, Бекау, Хуши, Яссы и др. приурочены к краевой части платформы, нарушенной сбросами, в зоне ее сочленения с альпийскими структурами Карпат. В связи с небольшими глубинами очагов сейсмический эффект этих землетрясений проявляется на весьма ограниченной территории.

Очаги корových землетрясений этого типа известны также в Северной Буковине. В городах Кардибав, Черновцы и Берегово отмечены довольно сильные, 6-балльные, сотрясения, обусловленные оча-

гами в тектонических нарушениях краевой части платформы в зоне ее сочленения с альпийской геосинклиналью Восточных Карпат.

В коре платформенной части Карпатского региона тектонические процессы проявляются в виде зон дизъюнктивных нарушений небольшой протяженности и переменного знака. Зоны эти возникают на границах блоков с разнонаправленными или значительно различающимися по скоростям движениями. Мы полагаем, что напряжения в очаговых зонах этой группы определяются процессами в подкоровом веществе, приводящими преимущественно к вертикальным дифференцированным движениям в коре, что ведет к сколовым тектоническим дислокациям типа круто падающих нормальных сбросов и взбросов, характерных для жестких платформ.

Очаги землетрясений второй группы (в герцинско-кимерийском фундаменте) располагаются в горном массиве Северной Добруджи и в окружающих его участках, погруженных на различные глубины, а также в прилегающей к Добрудже шельфовой части акватории Черного моря на участке от Одессы до Констанцы.

Землетрясения горной части Добруджи, на юге Молдавии и Украины, а также в северо-восточной части Черного моря представляют проявления тектонической активности, свойственной относительно молодой складчатой области. Тектоническая, а следовательно, и сейсмическая активизация проявляется в герцинской платформе гораздо сильнее, чем в докембрийской, добайкальской структуре.

Очаги землетрясений располагаются вдоль зон ступенчатых нарушений в фундаменте, формирующих северный склон Добруджинского горста, который далее к северу переходит в южное крыло грабена юрской Преддобруджинской впадины. Наиболее сильной, крупноамплитудной и молодой из всей серии нарушений вдоль северного края Добруджинского горста является Нижнедунайская зона нарушений, проходящая в направлении Рени-Исакча-Тулча-Киля. В названной полосе на протяжении мезокайнозойского периода неоднократно происходила активизация тектонических подвижек. Здесь известны проявления местной сейсмичности с весьма локальными зонами осязаемости.

На южном склоне расположены очаги, приуроченные к зонам разломов, формирующим ступенчатую структуру перехода от горста Северной Добруджи к Бабадагской меловой грабен-синклинали.

Другой сейсмогенной зоной, к которой приурочены эпицентры землетрясений, является полоса сочленения герцинско-кимерийской платформы с лежащей южнее областью "зеленых сланцев", представляющей собой эпибайкальскую складчатую структуру. Из наиболее известных проявлений сейсмичности отметим землетрясения с очагами в районе городов Кыржеларь, Констанца, Хыршово и в других местах.

В северо-западной части акватории Черного моря и в районе о-ва Змеиного установлено наличие поперечных и параллельных береговой линии нарушений, подвижки по которым определяют сейсмичность данной области.

Очаги коровых землетрясений третьей группы, приуроченные к разломам в альпийских сооружениях Восточных Карпат и в Предкарпатском прогибе, существенно отличаются от таковых в соседних областях добайкальской и гердинско-киммерийской платформ региона. Общим для тех и других остается лишь формальный признак — малая глубина очага. Коровые очаги третьей группы вместе с подкоровыми очагами области Вранча находятся в зоне перехода от складчатых альпийских структур Восточных Карпат к Предкарпатскому краевому прогибу. Те и другие приурочены к единой фокальной зоне, наклоненной под крутым углом к горизонту с падением на северо-запад и уходящей до глубины около 200 км. Дизъюнктивные дислокации, в том числе очаги землетрясений, в этой области обусловлены преимущественно близгоризонтальными сжимающими напряжениями, ориентированными вкрест простирания Карпатской дуги.

С точки зрения глобальной плитовой тектоники здесь вырисовывается следующая картина. В области Восточно-Карпатской дуги встречаются две сближающиеся литосферные плиты, которые наползают друг на друга. Надвигаемая с северо-запада плита образует горное сооружение Карпат. Пододвигаемая с юго-востока плита во фронтальной части орогена образует Предкарпатский прогиб. В области динамического сопряжения геоплит образуется высокосейсмичная зона Заварицкого-Беньофа. Явно континентальная структура — Карпатская дуга аналогична гранично-континентальной структуре — островной дуге (например, Курило-Камчатской). Тогда Предкарпатский прогиб аналогичен глубоководному океаническому желобу с той лишь разницей, что в условиях быстрого осадконакопления желоб (Предкарпатский прогиб) перекомпенсирован осадками и геоморфологически не выражен.

Следует отметить и другую особенность тектонических взаимосвязей Карпат и Предкарпатского прогиба. Известно, что прогиб почти повсеместно сопровождает Карпатские горные массивы с внешней стороны. Тем не менее его глубина на различных участках сильно варьирует.

Особенностью тектонического строения Карпат и Предкарпатья является наличие непосредственно перед массивом Вранча локальной весьма глубокой впадины, известной в литературе под названием "впадина Одобешти". Ее глубина по данным геофизических методов оценивается в 12–14 км, что намного превышает глубину Предкарпатской впадины на соседних участках. Заполнена эта впадина преимущественно неоген-четвертичными отложениями, часть из которых, возможно, накопилась за счет "соскребления" ранних отложений при поддвижении плиты под Карпаты.

Однако между сейсмичностью области Вранча и обычными зонами Беньофа в областях смыкания океанической коры с континентальной есть существенные различия. Так, Курило-Камчатская дуга с ее океаническим желобом или же Критская дуга с Геленским океаническим желобом (Средиземное море — "карманный океан") — это

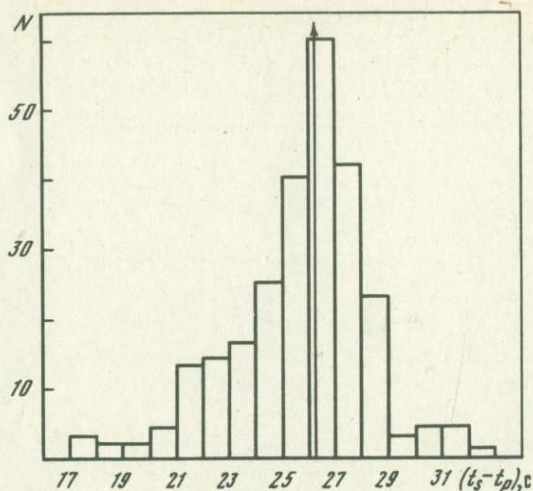


Рис. 1. Гистограмма распределения значений $t_s - t_p$ от землетрясений области Вранча для сейсмической ст. Кишинев

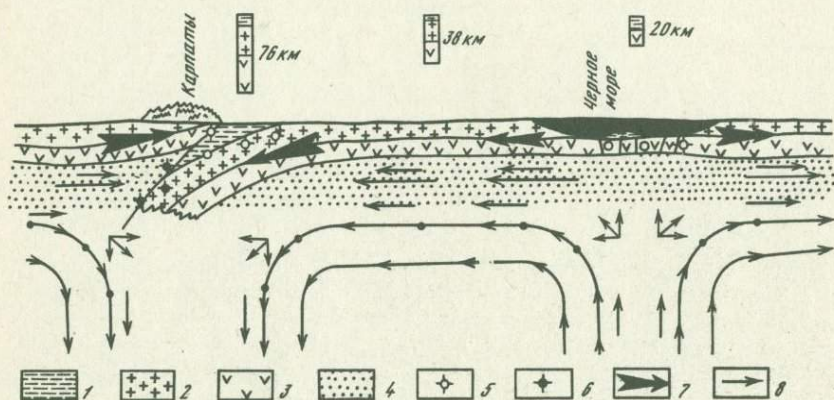


Рис. 2. Схема тектонического механизма возникновения очагов землетрясений в области Вранча

1 - осадочный слой; 2 - гранитный слой; 3 - базальтовый слой; 4 - верхняя мантия; 5 - коровые очаги; 6 - подкоровые очаги; 7 - направление движения литосферных плит; 8 - направление движения вещества в мантии

типичные зоны Бенъофа. Они представляют собой линейно вытянутые структуры. Их длина — тысячи километров при сотнях километров в ширину. В них преобладают коровые очаги, точнее, очаги с глубиной до 60 км. Область же Вранча сильно ограничена в пространстве: ее протяженность всего около 100 км. Причем, и это очень существенно, в ней по числу очагов и по выделяемой сейсмической энергии сильно преобладают подкоровые очаги.

Разница во времени вступления продольных и поперечных волн $t_S - t_P$ от вранчских коровых и подкоровых землетрясений на сейсмической ст. Кишинев находится в интервале 17–33 с (рис. 1). Медиана распределения значений разности времен пробега волн по 256 землетрясениям за 1960–1977 гг. равна 26,2 с. В интервале $t_S - t_P = 24 \div 29$ с находится 74% всех событий. Это соответствует диапазону расстояний от очага до сейсмостанции 170–250 км и свидетельствует о локальности области Вранча.

На рис. 2 представлена геомеханическая модель области Вранча, которая согласуется с положениями плитовой тектоники и может объяснить высокую локализацию сейсмичности по площади и огромную разницу в выделяемой сейсмической энергии здесь и в примыкающих карпатских сооружениях. Высокая сейсмичность в изгибе Карпатской дуги, по-видимому, объясняется тем, что этот участок наиболее выдвинут по отношению к платформенной плите, на которую двигается Вранчский геосинклинальный край другой плиты. В результате именно этот участок при встречном движении плит испытывает наибольшие напряжения. Область сочленения Карпат с платформой является фокальной зоной, генерирующей коровые и подкоровые землетрясения в районе Вранча.

2. СЕЙСМИЧНОСТЬ

Карпатские землетрясения изучались издавна и сведения о них приводились во многих публикациях. Каталоги этих землетрясений имеются в работах советских [3–5] и зарубежных [6–9] сейсмологов, в известной монографии В. Карника [10] о сейсмичности Европы, а также в "Новом каталоге сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г." [11].

В каталоге [11] для Карпатского региона за период 1091–1977 гг. отмечено 27 больших землетрясений с магнитудой $M > 6,5$, т.е. энергетической величиной $K > 16$. Для перехода от магнитуд M ЕССН к K здесь и далее мы условно пользуемся формулой

$$K = 4 + 1,8 M. \quad (1)$$

Все отмеченные в [11] землетрясения этого региона, за исключением двух: 10. VIII. 1590 г. и 8. XI. 1620 г., возникли в районе Вранча и имели глубину очага 100–150 км. Сотрясения от них ощущались на огромной площади, включающей европейскую часть СССР, Болгарию, Грецию, Польшу, Румынию, Турцию, Чехословакию, Югославию. Они обуславливают сейсмическую опасность МССР и вызывают на ее территории сотрясения интенсивностью до 8 баллов.

На рис. 3 и 4 представлены карты эпицентров коровых (за 1091–1972 гг.) и подкоровых (за 1960–1977 гг.) землетрясений Карпатского региона, составленные на основе каталогов [8, 11]. Размеры кружков эпицентров соответствуют в масштабе карт средним размерам очагов коровых землетрясений. Они взяты из таблицы,

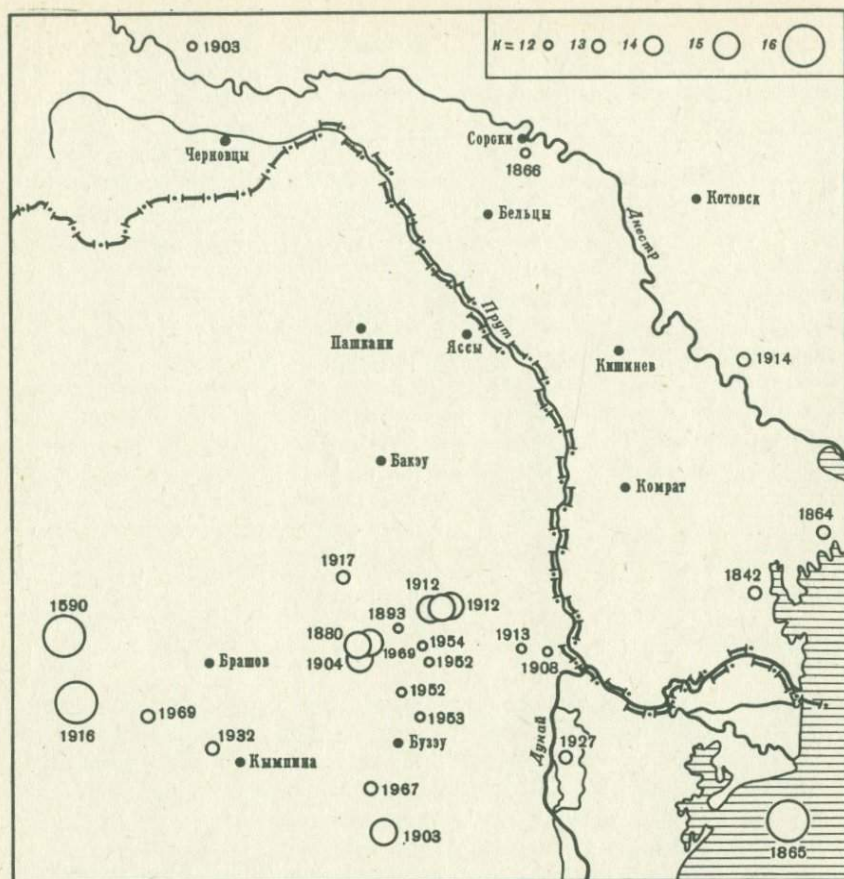


Рис. 3. Карта эпицентров коровых землетрясений Карпатского региона за 1091–1972 гг.

составленной Ю.В. Ризниченко [12] по мировой статистике для таких очагов (см. также [13, с. 31]).

Средние радиусы r очагов землетрясений различной энергетической величины или магнитуды представлены ниже (r – средний радиус сферы, равновеликой по объему очагу, или же радиус круга, равновеликого поверхности главного разрыва):

K	10	11	12	13	14	15	16	17
M	3,3	3,9	4,4	5,0	5,6	6,1	6,7	7,2
r , км	0,5	1,0	1,6	2,7	4,6	7,9	14	23

Наибольшие коровые землетрясения отмечены в области Вранча и у западного побережья Черного моря. На территории Молдавии наблюдаются землетрясения величиной не более $K=12$ ($M=4,5$).

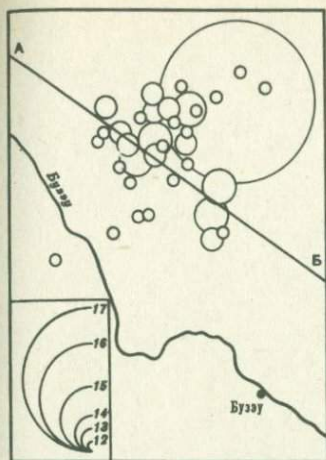


Рис. 4

Рис. 4. Карта эпицентров подкорковых землетрясений за 1902–1977 г.

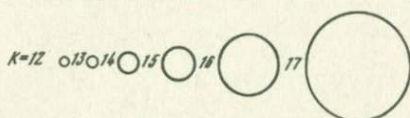
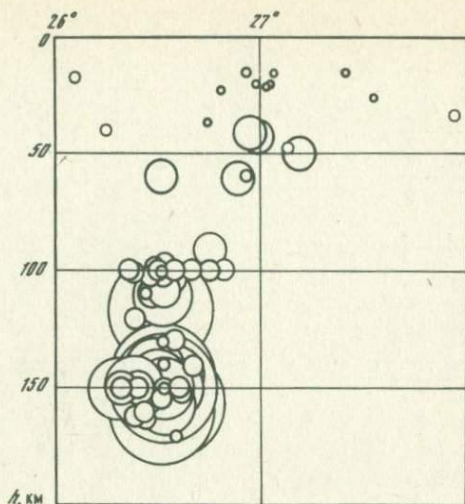


Рис. 5

Рис. 5. Глубинный разрез очаговой зоны Вранча

Рис. 6. Распределение землетрясений 1970–1977 гг. по магнитуде и глубине

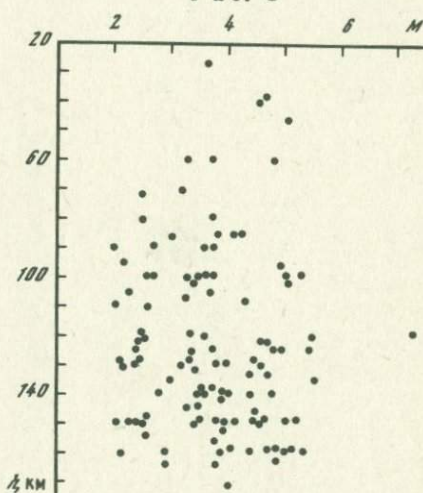


Рис. 6

На рис. 5 показано расположение гипоцентров коровых и подкорковых землетрясений в зоне Вранча в вертикальной плоскости, проходящей через изгиб Восточно-Карпатской дуги вкrest прости- рания основных структур. Видно, что в этой зоне нет четкого раз- деления очагов на коровые и подкорковые. Те и другие образуют единую последовательность. Характерны небольшие размеры коровых

очагов в этой зоне по сравнению с подкорковыми. Эти размеры условно показаны на рис. 5 в соответствии с табл. 1.

Распределение очагов вранчских землетрясений за 1967–1977 гг. по магнитуде и глубине (рис. 6) выполнено по данным бюллетеней сейсмической ст. Кишинев и оперативного сейсмологического бюллетеня сети сейсмических станций Советского Союза и сейсмологических бюллетеней Румынии. Большинство очагов распределено довольно равномерно в интервале глубин 80–170 км. Здесь же высвобождается основная доля сейсмической энергии, так как в этом слое расположены гипоцентры наибольших землетрясений. Глубина залегания очага землетрясения 4.III 1977 г. равна 120 км.

Сведения об отдельных больших землетрясениях. Первое землетрясение Карпатского региона, отмеченное Молдавской хроникой, произошло 29.VIII 1471 г. Его описание содержится в летописи XV века монастыря Быстрица, в Прутнянской летописи и в ряде других источников. Судя по описаниям, максимальная интенсивность I_{\max} этого землетрясения достигала 8–9 баллов. Это землетрясение ощущалось в Киеве, в связи с чем его следует считать подкорковым.

10.VIII 1590 г. произошло коровое землетрясение, которое было отмечено в Австралии, Югославии, Чехии и Моравии. Данные по Молдавии отсутствуют. Очевидно, это сильнейшее коровое землетрясение района Южных Карпат.

Следующее сильное коровое землетрясение произошло 8.XI 1620 г. Оно проявилось в ряде городов, из которых наиболее удаленный к северу – Львов.

Подкорковое вранчское землетрясение 18.VIII 1681 г. с $I_{\max} = 8$ ощущалось в Молдавии, Валахии и Трансильвании.

Катастрофическое Вранчское землетрясение, ощущавшееся в Валахии, Молдавии, Трансильвании и на Украине, произошло 11.VI 1738 г. Сообщается, что в Бухаресте и Яссах были большие разрушения. Реки вышли из берегов, было наводнение.

Подземные толчки землетрясения 6.IV 1790 г. отмечались в Галации, Трансильвании, Румынии, Молдавии, на Украине. Их максимальная интенсивность была $I_{\max} = 8$ баллов. Практически, начиная с этого землетрясения, макросейсмический материал по Карпатскому региону становится более систематичным и может быть использован для различных расчетов и построений.

Вполне вероятно, что в этом регионе были и другие крупные сейсмические события, однако сведения о них до нас могли не дойти. Построение карт изосейст сильных карпатских землетрясений подробно описано в статье Т.П. Москаленко "Карты изосейст землетрясений Карпатской зоны", помещенной в настоящем сборнике.

26.X 1802 г. произошло особо выдающееся землетрясение, описанное в многочисленных летописях, художественных произведениях, семейных хрониках и вошедшее в историю под названием "великое". Оно охватило огромную территорию от Греции до Петер-

бурга. При этом землетрясении были разрушены в Бухаресте все церкви и половина замка, построенного еще римлянами. Высокая башня Колца, известная своей архитектурой, устоявшая перед многими предыдущими землетрясениями, разрушилась. Между Силистрой и Рушуком провалилась местность, земля открылась, из нее хлынула черная вода [3, 14]. В письме в Академию наук аптекаря Бунге (по О.В. Цшохеру¹) сообщалось, что в Киеве толчки ощущались в течение 3 мин и были такими сильными, что дом и каменная аптека испытывали сильное сотрясение. Часы остановились, а колокола на здании городского управления звонили сами собой. В Москве сотрясения были так сильны, что в домах появились трещины, разбивались стекла в окнах и даже развалилось несколько домов. Землетрясение ощущалось в Калуге, Лихвине, Козельске, Перемышле, Тухле и Белеве.

Большое землетрясение 17. XI 1821 г. ($I_{\max} = 7 \div 8$) ощущалось в Валахии, Трансильвании, Бессарабии и на всем юго-западе России.

Архиепископ Кишиневский и Хотинский в 1829 г. сообщал Синоду (фонды ЦГА МССР), что в ночь на 26 ноября "в исходе четвертого часа по полуночи" в Кишиневе произошло сильное землетрясение, "подобного сему из многих в прошедшие времена бывших никто из старожилов не запомнил". "Действие оного продолжалось до трех минут непрерывно, быв предшествуемо двумя ударами". В рапортах уездных протоиереев Бессарабской области о землетрясении 1829 г. содержатся сообщения о том, что оно ощущалось в Аккермане, Болграде, Одессе. Зона 7-балльных колебаний от этого землетрясения доходила до Днестра.

23. I 1838 г. произошло разрушительное Вранчское землетрясение с интенсивностью в эпицентре $I_{\max} = 8$ баллов, охватившее юго-запад России, Валахию, Молдавию, Трансильванию, Венгрию и Балканский полуостров. Среди характерных признаков этого землетрясения — образование трещин в почве и активизация оползней на склонах. В рапорте новороссийскому и бессарабскому губернатору (фонды ЦГА МССР) приведены подробные сведения о происшедших вследствие землетрясения повреждениях в церквях, казенных и общественных строениях по Бессарабской области. Сообщается, что "в Кишиневе произошло сильное землетрясение, продолжавшееся около трех минут, от которого в целом городе не осталось ни одного здания без повреждения более или менее значительного: в некоторых обвалились потолки, разрушились печи и трубы, а другие с пазами в стенах и вообще во всем составе своем трещины. Одна только вновь выстроенная соборная церковь осталась невредимой,

¹ Цшохер О.В., Тищенко В.Г., Попов В.В. Карпатские землетрясения 22.10 и 10.11 1940 г.: Отчет академической комиссии по обследованию последствий этих землетрясений в МССР и областях западной Украины. М.: Фонды ИФЗ АН СССР, 1940.

исключая разбившиеся в окнах купола нескольких стекол. Потрясение земли, продолжавшееся непрерывно, было столь велико, что здания весьма ощутимо колебались и все находившиеся в оных вещи пришли в движение, падали и разрушались". Повреждениями отмечены также Измаил, Килия, Бендеры, Теленешты, Хотин, Липканы, Бельцы, Рени, Леово, Аккерман, Оргеев. 7-балльная изосейста этого землетрясения включает Кишинев и доходит до Днестра.

8-балльное землетрясение 31.VIII 1894 г. ощущалось на сравнительно небольшой площади.

Землетрясение 6.X 1908 г. ощущалось в Венгрии, Польше, Галиции, Буковине, Бессарабии и Сербии.

Землетрясение 29.III 1934 г. не произвело больших разрушений. В Бухаресте известны лишь частичные повреждения зданий. В Кишиневе это землетрясение вызвало образование трещин в некоторых зданиях, обрушение карнизов. Обвалился каменный забор и труба одного из заводов. Землетрясение сильно ощущалось в Аккермане, Болграде, Оргееве, Измаиле. Отмечено в Тирасполе, Кривом Роге, Киеве, Житомире.

Наибольшее Карпатское землетрясение XX столетия с интенсивностью в эпицентре $I_0 = 9$ баллов произошло 10.XI 1940 г. Ему предшествовал сильный 7-балльный толчок 22.X того же года. Главный толчок произвел ощутимые сотрясения на площади около 2 млн. км², которая охватывает большую часть Восточной Европы — Румынию, Болгарию, Югославию, Венгрию. Его ощущали даже во Франции и на побережье Малой Азии. Ощутимые толчки наблюдались на всем Балканском полуострове.

Во время этого землетрясения вблизи эпицентра в Галаце находился советский пароход "Красный Профинтерн". Его капитан Доросинский сообщил: "В течение 2-3 минут весь корпус судна содрогался от ударов. Казалось, мы находимся во время сильнейшего шторма в открытом море. В городе сразу потухли огни. В наступившей тьме были слышны крики жителей, объятых ужасом. На рассвете мы увидели большие разрушения. Множество зданий Галаца было совершенно разрушено... Под обломками обрушившихся домов погребены десятки людей... Целых зданий в Галаце не осталось" [15].

На территории Советского Союза это землетрясение ощущалось в Ленинграде, Москве, Воронеже, Владимире, Новочеркасске и других городах. С большой интенсивностью проявилось оно в МССР, Припрутская часть республики шириной до 50 км на участке Джурджулешты-Леово подверглась 8-балльным сотрясениям. Такой же эффект наблюдался на территории УССР в районе г. Рени на Дунае. Остальная часть территории Молдавии, за исключением северных районов, и юго-западная часть Одесской области подверглись колебаниям интенсивностью 7 баллов. 6-балльная зона ограничена дугой, проходящей примерно через города Николаев, Первомайск, Винница, Каменец-Подольский, Черновцы.

Землетрясение это было отмечено всеми ведущими сейсмическими станциями мира и подробно исследовано во многих публикациях. Осо-

бенно тщательно изучено и описано оно созданной в 1941 г. Геофизическим институтом АН СССР комиссией под руководством О.В.Шихера. В отчете комиссии сообщается, что из 12 500 зданий Кишинева пострадало 2795, из них сильно — 501, совершенно разрушенных оказалось 179. Детальные наблюдения над разрушениями отдельных зданий и сооружений показали, что в некоторых случаях эффекты разрушений превышали на 1 или даже на 2 балла среднюю интенсивность колебаний, отмеченную в данной зоне. В Кишиневе, отнесенном к 7-балльной зоне, во многих случаях имели место эффекты, свойственные 8 баллам.

Через несколько лет после катастрофического события 1940 г. в Карпатском регионе произошло еще одно крупное землетрясение 7.IX 1945 г. с магнитудой $M = 6,5$ и интенсивностью сотрясений до 7–8 баллов. За последующие три десятилетия зафиксировано значительное количество ощутимых толчков и множество слабых землетрясений, отмеченных приборами, макросейсмический эффект которых оставался в пределах 6 баллов.

Вранчское землетрясение 4.III 1977 г. с $M = 7,2$ ($K = 17$) и $I_0 = 8 \div 9$ баллов может быть поставлено в один ряд с самыми выдающимися по своим последствиям, хотя и не по величине в очаге и интенсивности, мировыми сейсмическими событиями. По данным ЕССН координаты его эпицентра были $\phi = 45,8^\circ\text{С}$, $\lambda = 26,8^\circ\text{В}$ и глубина очага $h = 120$ км. Эти координаты совпадают с таковыми для предыдущего, еще большего землетрясения 1940 г.

Подробные сведения о землетрясении 4.III 1977 г. приведены в других статьях настоящего сборника. Здесь для общей характеристики этого события мы укажем лишь крайние пункты области его ощутимости ($I = 2 \div 3$ балла). Это на севере — г. Петрозаводск, а к востоку отсюда — города Ярославль, Кострома и Горький; на востоке — Черноморское побережье Кавказа; на юге — острова Эгейского моря; на западе — Адриатическое побережье Италии.

Распределение интенсивности сотрясений от подкоровых очагов землетрясений вокруг эпицентра мы обсудим на основании карт, изосейст, представленных в статье Т.П. Москаленко (см. настоящий сборник). Легко заметить существенную вытянутость зон повышения интенсивности в северо-восточном направлении в сторону Русской платформы, т.е. вкрест простираения основных тектонических структур.

В эпицентральной области зоны максимальных сотрясений не совпадают с эпицентрами, определенными инструментальным путем. Для выяснения общего характера этих смещений мы провели следующее построение (рис. 7). Для сильнейших подкоровых землетрясений прошлого были определены координаты макросейсмических эпицентров как центров изосейст максимальной интенсивности. Для каждого землетрясения были взяты также инструментальные эпицентры, где они известны, а где неизвестны, в качестве таких эпицентров была условно принята точка с координатами $\phi = 45,7^\circ\text{С}$ и $\lambda = 26,6^\circ\text{В}$ — центр теперь уже хорошо очерченной эпицентральной

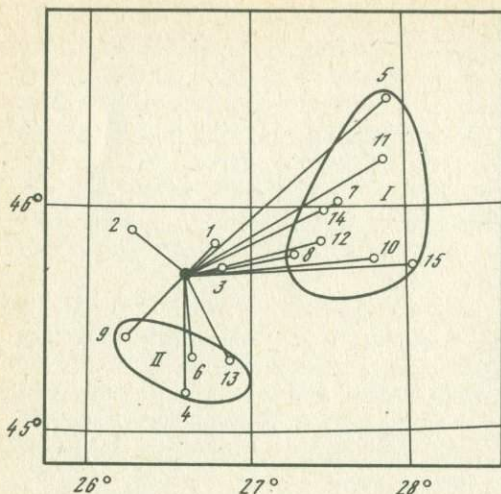


Рис. 7. Величина отклонения положения макросейсмического эпицентра от среднего инструментального для подкорковых землетрясений
 1 - 11. VI 1738; 2 - 26. X 1802; 3 - 17. XI 1821; 4 - 26. XI 1829; 5 - 21. IV 1835; 6 - 23. I 1838; 7-10. IX 1893; 8 - 6. II 1904; 9 - 6. X 1908; 10 - 29. III 1934; 11 - 24. VI 1940; 12 - 22. X 1940; 13 - 10. XI 1940; 14 - 14. I 1963; 15 - 2. X 1966

ной области подкорковых очагов Вранча. На рис. 7 инструментальные эпицентры, совмещенные в одну точку, соединены лучами с соответствующими макросейсмическими эпицентрами. Из рисунка видно, что смещения макросейсмических эпицентров группируются в двух областях: большая I - к северо-востоку (на 50-100 км) и меньшая II - к югу (примерно на 50 км) от соответствующих инструментальных эпицентров.

Некруговой характер полей интенсивности сотрясений от подкорковых очагов Вранча связан с тремя главными обстоятельствами: 1) несферичностью излучения сейсмической энергии из очага вследствие отличия его механизма от такового для центра расширения; 2) горизонтальной неоднородностью среды, по которой распространяются сейсмические волны, в отношении ее упругих и неупругих характеристик (расхождение, поглощение и рассеяние упругой энергии); 3) местными грунтовыми и другими условиями в пунктах наблюдения на земной поверхности. Количественные данные о влиянии этих обстоятельств пока лишь накапливаются и обрабатываются. Их обобщение - задача близкого будущего. Сейчас можно лишь предположительно отнести некруговое распределение интенсивности сотрясений вокруг эпицентра в близкой к нему области главным образом за счет первого фактора, а в далекой - за счет второго, хотя везде действуют все три.

Так, в самой эпицентральной области Вранча, кроме механизма очагов, большую роль могут играть повышенная неоднородность среды, тектонические и другие особенности геологических структур, через которые проходят сейсмические волны. К ним относятся мощные зоны разломов и сочленения разнотипных блоков земной коры.

Сильное сжатие изосейст наблюдается со стороны Трансильвании и Добруджи. Обе указанные области характеризуются большим количеством глубинных тектонических разломов, которые и обуслови-

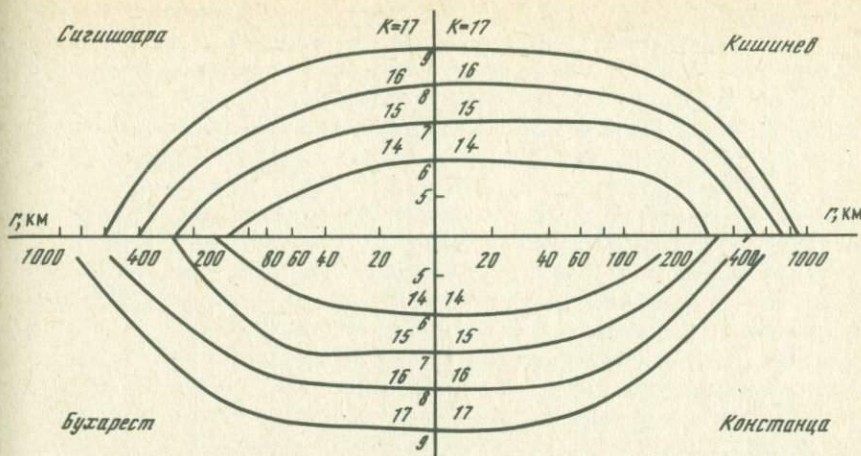


Рис. 8. Графики зависимости интенсивности I от эпицентрального расстояния r для четырех направлений.

вают быстрое затухание интенсивности сотрясений в северо-западном и юго-восточном направлениях.

В северо-восточном направлении, т.е. в сторону докембрийской платформы, земная кора становится монолитнее и затухание сейсмической энергии происходит медленнее, расстояние между изосейстами увеличивается. Аналогичным образом ведет себя интенсивность в противоположном направлении, в сторону Мизийской платформы.

Существенную роль в спаде интенсивности сотрясений с расстоянием играют не только крупные зоны разломов в альпийской и герцинской складчатых зонах, но и некоторые глубинные нарушения в древней докембрийской платформе.

На рис. 8 представлены различия в затухании с расстоянием r интенсивности I сотрясений от подкорковых очагов Вранча для землетрясений разной энергетической величины K в четырех выбранных нами почти взаимно перпендикулярных направлениях: северо-восточном на г. Кишинев, северо-западном на г. Сигишоара, юго-западном на г. Бухарест и юго-восточном на г. Констанца. Для построения этих графиков были использованы многочисленные сведения по макросейсмической статистике. Кривые спада интенсивности с расстоянием строились на основании атласа карт изосейст карпатских землетрясений с $I_0 = 5 \div 9$ баллов.

Из рис. 8 видно, что интенсивность карпатских подкорковых землетрясений медленнее всего затухает в северо-восточном платформенном направлении. Наиболее быстрый спад интенсивности, т.е. наибольший коэффициент затухания интенсивности, характерен для северо-западного сектора.

Механизм очагов вранчских землетрясений исследовался многими авторами [16-21]. Результаты определений для наиболее крупных землетрясений с $M \geq 5,0$ за период с 1929 по 1950 г. и

для землетрясений с $M \geq 4,0$ за 1951–1973 гг. сведены в [8]. Анализ решения механизма очагов землетрясений района Вранча различными авторами приводит к непротиворечивым выводам, суть которых заключается в следующем. Механизм глубоких очагов обусловлен главным образом действием близгоризонтальных сжимающих напряжений при близвертикальной ориентации напряжения растяжения. Преимущественное направление осей напряжения сжатия – с северо-запада на юго-восток, т.е. почти перпендикулярно Карпатской дуге. В центре области направление осей сжатия меняется на северо-восточное. В очагах преобладают движения типа взброса или надвига. Оси промежуточного напряжения ориентированы субгоризонтально и направлены вдоль Карпатского хребта.

В случае очагов, расположенных в земной коре, оси напряжения сжатия ориентируются круче, чем оси растяжения, так что в этих очагах более распространены сбросовые подвижки. Об изменении угла наклона к горизонту оси сжатия по мере изменения глубины очага можно судить по рис. 9, где в вертикальной плоскости нанесены гипоцентры землетрясений и стрелками показан угол, который составляет ось сжатия с горизонтом. Крупными стрелками выделены землетрясения с $M \geq 6,0$. Выявляется общая тенденция к близгоризонтальной ориентации оси сжатия в очагах, расположенных на глубине 100–150 км и к более крутой ориентации этой оси для коровых очагов. Разброс в направлениях осей отображает неоднородность поля напряжений в условиях разломно-блоковой структуры коры.

Плоскости разрыва для большинства очагов вранчских землетрясений направлены приблизительно вдоль простираения в области изгиба Карпатской дуги или же, ввиду известной двойственности, в поперечном направлении. На основании указанного расположения главных осей напряженного состояния в очагах были произведены расчеты полей смещений в окружающей области [22]. Оказалось, что в связи с наличием преимущественной ориентации осей в сочетании с локализацией очагов в небольшом объеме области максимальных смещений остаются для разных землетрясений довольно стабильными на земной поверхности, и расположены они к востоку от эпицентральной зоны вранчских подкоровых очагов.

Сейсмический режим и возможности прогноза землетрясений. Рассмотрим временную последовательность вранчских подкоровых землетрясений, пытаюсь по возможности выявить те особенности сейсмического режима, которые можно было бы использовать для прогноза больших землетрясений во времени. Заметим, что вопрос прогноза землетрясений по месту и величине для зоны Вранча в сущности уже решен. Это решение в настоящее время лишь несколько уточняется – см. далее рассмотрение показателей долговременной средней сейсмичности: A , K_{\max} и др.

На рис. 10 показаны распределения во времени числа N землетрясений интенсивностью $I_0 = 7 \div 9$ баллов, а также выделенной суммарной сейсмической энергии E по десятилетиям начиная

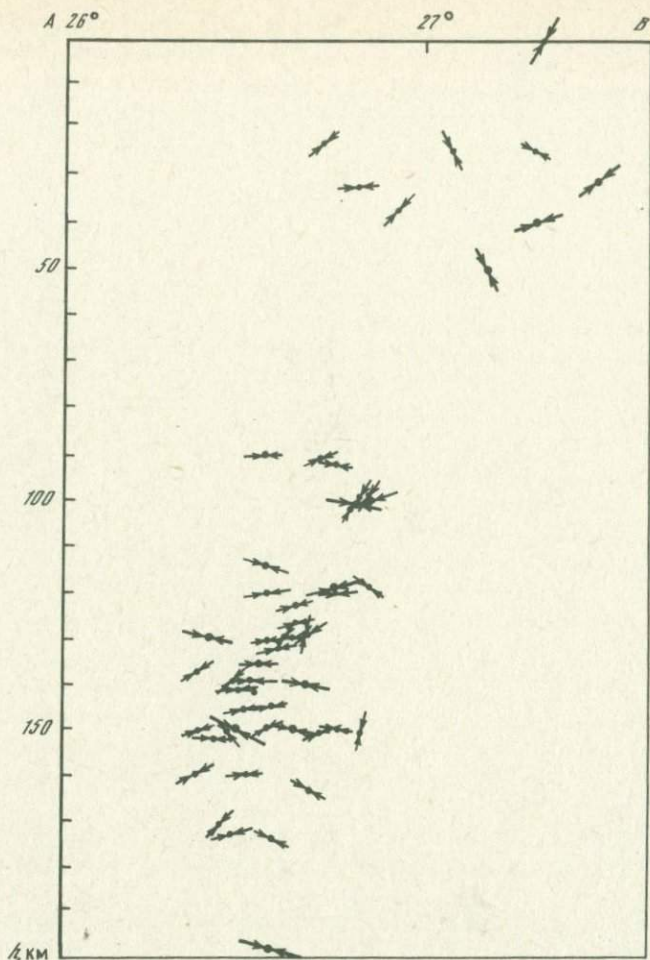


Рис. 9. Изменение углов наклона к горизонту осей напряжения-сжатия с глубиной очагов Вранчских землетрясений

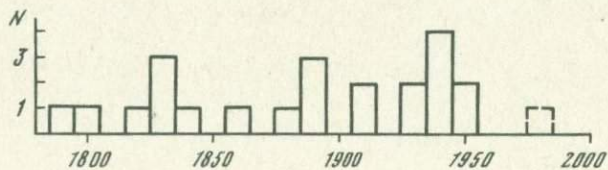


Рис. 10. Распределение во времени числа подкоровых землетрясений

Таблица 1

Большие землетрясения области Вранча с $M > 6$ ($K > 15$)

Дата	M	K	T_i	Дата	M	K	T_i
8.XI 1620	6,6	15,9	17	25.XII 1880	6,2	15,2	13
1.II 1637	6,6	15,9	13	17.VIII 1893	6,1	15,0	0
19.IV 1650	6,2	15,2	16	10.IX 1893	6,1	15,0	1
II 1666	6,2	14,8	13	31.VIII 1894	6,5	15,7	4
9.VIII 1679	6,8	16,2	2	6.X 1908	6,8	15,2	4
18.VIII 1681	6,7	16,1	20	25.V 1912	6,3	15,3	17
12.VI 1701	6,9	16,4	10	1.XI 1929	6,6	15,9	5
11.X 1711	6,5	15,7	27	29.III 1934	6,9	16,4	5
11.VII 1738	7,0	16,6	40	5.IX 1939	6,1	15,0	1
18.XI 1778	6,5	15,7	12	22.X 1940	6,2	15,2	0
6.IV 1790	6,9	16,4	3	10.XI 1940	7,3	17,1	5
8.XII 1793	6,4	15,5	9	7.IX 1945	6,5	15,7	0
26.X 1802	7,4	17,3	19	9.XII 1945	6,2	15,2	2
17.XI 1821	6,7	16,1	8	17.X 1947	6,1	15,0	1
26.XI 1829	6,9	16,4	9	29.V 1948	6,0	14,8	29
23.I 1838	6,9	16,4	42	4.III 1977	7,2	17,0	

с 1785 г. Построения сделаны по данным каталога сильных землетрясений [11]. Интервал 1975–1985 гг. справа еще не закрыт, и соответствующие данные мы нанесли пунктиром. За два неполных десятилетия произошло как будто несколько циклов накопления и высвобождения сейсмической энергии. Наибольшая энергия выделялась за период 1935–1945 гг.

Однако визуально наблюдаемая цикличность может оказаться лишь кажущейся закономерностью. Этот вопрос заслуживает количественного рассмотрения с применением, с одной стороны, известных методов статистики, а также эмпирических приемов построения графиков типа Бенъофа, а с другой – математических моделей физического характера типа энергетической модели пространственно-временного хода сейсмичности [23, 24] и сейсмического течения горных масс [25, 26]. Ниже мы приведем результаты опробования для вранчских землетрясений пока лишь статистического и эмпирического подходов.

В статистической работе Г. Пуркару и Д. Зорилеску [27] было показано, что землетрясения района Вранча распределены по времени случайно по закону Пуассона, т.е. что одно землетрясение якобы причинно не связано с другим и цикличности не существует. Показано, что интервалы времени τ между последовательными событиями из их потока следуют показательному закону с плотностью потока (повторяемостью) $\lambda = 0,034$ землетрясения в день, т.е. с плотностью вероятности

$$f(\tau) = 0,034 \exp(-0,034\tau). \quad (2)$$

В работе Н.И. Онофраса [28] временной поток землетрясений Карпатской очаговой зоны для интервалов времени τ не противоречит показательному закону

$$p(\tau) = 14,85 \exp(-14,85\tau) \quad (2a)$$

с параметром $\lambda = 14,85$ землетрясения в год. В работах [27, 28] не указывается пороговых значений величины исследованных событий, от которых зависит значение параметра λ . Различие значений λ несущественно для суждений о типе распределения.

Проверим еще раз справедливость подобных заключений, пользуясь в сущности тем же статистическим подходом. С этой целью рассмотрим временную последовательность подкорковых вранчских землетрясений с магнитудой $M > 6$ ($K \geq 14,8$). В табл. 1 приведен их список начиная с 1620 г. Землетрясения с такой магнитудой порождают колебания в эпицентральной зоне с интенсивностью $I_0 \geq 6 \div 7$ баллов. В каталоге сильных карпатских землетрясений [11] за последние три столетия отмечено 32 события с подобной магнитудой.

Величина наблюдаемых промежутков времени между двумя отдельными последовательными событиями варьирует в пределах от 0 до 42 лет. Для данного района характерно возникновение парных землетрясений с одинаковой или нарастающей магнитудой. Так, например, в 1893 г. два больших землетрясения произошли 17.VIII и 10.IX, в 1940 г. — 22.X и 10.XI, в 1945 г. — 7.IX и 9.XII.

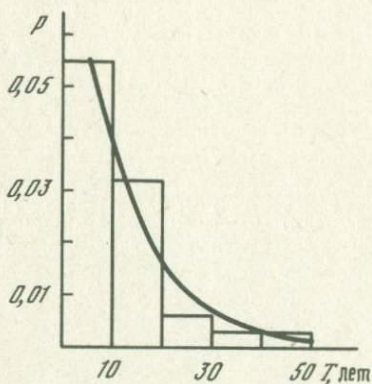
Средняя величина промежутка времени между двумя последовательными событиями указанной величины ($M \geq 6$) оказалась равной $T = \bar{T} \pm \sigma_T = 11 \pm 11$ лет. Здесь σ_T — среднее квадратическое отклонение одного определения от середины (а не средняя квадратическая погрешность определения среднего). Именно оно характеризует естественное рассеяние последовательности событий от идеальной цикличности, точной периодичности. Равенство среднего квадратического отклонения одного определения самому среднему значению определяемой величины $\sigma_T = T$ свойственно распределению Пуассона. Это соответствует значению известной в сейсмологии меры рассеяния [29] $R = 1$.

Заметим, что случай $\sigma_T < T$ (или $R < 1$) выражает тенденцию последовательности событий к цикличности, как бы к взаимному отталкиванию соседних событий. В случае точной периодичности имеем $\sigma_T = 0$ (или $R = 0$). Противоположный случай $\sigma_T > T$ (или $R > 1$) соответствует тенденции событий к группированию, образованию пар, троек, роев событий. Для основной последовательности больших подкорковых землетрясений Вранча (афтершоки в нее не входят) по данному критерию не отмечается ни той, ни другой тенденции. События этой последовательности ведут себя в этом отношении как совершенно случайные, взаимно независимые.

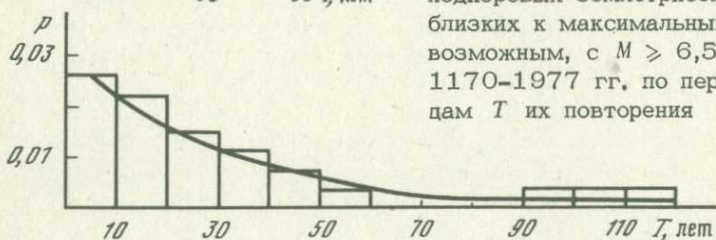
Таблица 2

Сильнейшие подкоровые землетрясения Карпатской зоны с $M \geq 6,5$ ($K \geq 15,7$)

Дата	M	K	T_i	Дата	M	K	T_i
1. IV 1170	7,0	16,6	26	12. XI 1778	6,5	15,7	12
13. II 1196	7,0	16,6	34	6. IV 1790	6,9	16,4	12
10. V 1230	7,1	16,8	97	26. X 1802	7,4	17,3	19
1327	7,0	16,6	119	17. XI 1821	6,7	16,1	8
10. X 1446	7,3	17,1	25	26. XI 1829	6,9	16,4	9
20. VIII 1471	7,1	16,8	45	23. I 1838	6,9	16,4	56
24. XI 1516	6,8	16,2	104	21. VIII 1894	6,5	15,7	14
8. XI 1620	6,6	15,9	17	6. X 1908	6,8	16,2	21
1. XI 1637	6,6	15,9	42	1. XI 1929	6,6	15,9	5
9. VIII 1679	6,8	16,2	2	29. III 1934	6,9	16,4	6
18. VIII 1681	6,7	16,1	20	10. XI 1940	7,3	17,1	5
12. VI 1701	6,9	16,4	10	7. IX 1945	6,5	15,7	32
11. X 1711	6,7	15,7	27	4. III 1977	7,2	17,0	
11. VI 1738	7,0	16,6	40				

Рис. 11. Распределение больших подкоровых землетрясений Карпатского региона с $M \geq 6$ за 1620-1977 гг. по периодам T их повторения

Гистограмма-наблюдения, экспонента-пуассоновский процесс

Рис. 12. Распределение подкоровых землетрясений, близких к максимальным возможным, с $M \geq 6,5$ за 1170-1977 гг. по периодам T их повторения

Известно, что критерий соотношения между σ_T и T или величины R не очень чувствителен для выявления скрытых отклонений наблюдаемых последовательностей событий от пуассоновского процесса. Более показательное исследование распределения промежутков времени между соседними событиями, которое обсуждалось в [27, 28] и др. Так же как это было сделано в работе [30] для боль-

ших коровых землетрясений Японии, мы сравнили наблюдаемое распределение величин τ_i для подкоровых землетрясений Вранча, представив его в виде гистограммы, с теоретическим экспоненциальным законом распределения промежутков времени между двумя последовательными событиями в простейшем пуассоновском потоке независимых событий

$$p(T) = \frac{1}{\bar{T}} \exp\left(-\frac{T}{\bar{T}}\right). \quad (26)$$

Это сделано в двух вариантах, для землетрясений с $M \geq 6$ и с $M \geq 6,5$.

Как видно из рис. 11, плотность распределения промежутков времени для землетрясений с $M \geq 6$ и теоретическое показательное распределение при той же величине среднего значения \bar{T} , что и у экспериментального распределения, хорошо согласуются между собой. Повышенной периодичности по сравнению со случайным процессом не наблюдается.

Распределение промежутков времени T между сильнейшими подкоровыми землетрясениями области Вранча с $M \geq 6,5$ ($K \geq 16$) было построено для событий начиная с 1170 г. (табл. 2). В каталоге за 8 столетий отмечено 27 землетрясений такой магнитуды. Величина промежутков времени между ними изменяется от 2 до 119 лет. Большие промежутки наблюдаются в XIV и XV веках очевидно, вследствие недостаточно полной информации о больших землетрясениях за этот период. Средний период повторения землетрясения с $K \geq 16$ по приведенным данным составляет $\bar{T} = 31$ год.

Гистограмма распределения промежутков времени между сильнейшими землетрясениями (рис. 12) довольно хорошо согласуется с показательной зависимостью.

Таким образом, пуассоновское распределение взаимонезависимых событий приближенно соответствует исследуемому ряду крупных землетрясений Карпатского региона. Из этого следует, что после события, близкого к максимально возможному в данной области, не уменьшается вероятность появления землетрясения примерно такой же величины. Рассмотренные до сих пор статистические подходы не дают оснований для каких-либо заключений прогностического характера относительно ожидаемого момента времени появления очередного большого землетрясения, кроме констатации величины среднего периода \bar{T} повторения событий той или иной величины.

Но эта констатация относится не к проблеме прогноза землетрясений во времени, а к проблеме долговременного среднего сейсмического режима (сейсмическая активность A и т.п.), которая обсуждается дальше.

Продолжая поиски возможных подходов к проблеме прогноза, обратимся еще к обсуждению временного хода сейсмического режима с помощью рассмотрения графиков типа Бенъофа.

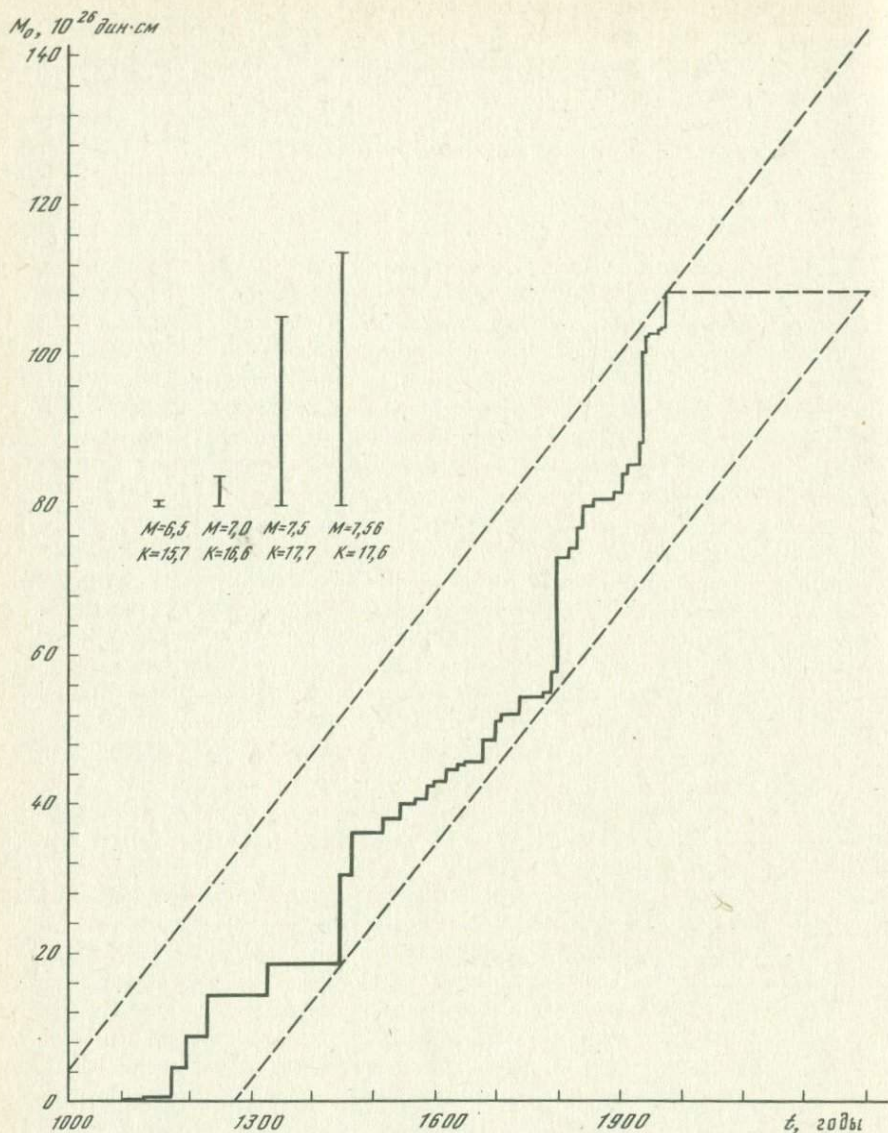


Рис. 13. Временной ход сейсмичности в области подкорковых очагов Вранча за 1170-1977 гг.

Временной ход сейсмичности в области подкорковых очагов Вранча за длительное время, почти за тысячелетие с 1000 по 2000 г. н.э., представлены на рис. 13. Это — график суммирования во времени t сейсмических моментов ΣM_0 вранчских землетрясений. Исходным материалом для него послужил новый каталог [11], содер-

жащий данные о карпатских землетрясениях начиная с 1091 г. н.э. Значения сейсмических моментов M_0 были условно рассчитаны из магнитуд M , приведенных в каталоге, для $M \geq 6,5$. Вклад в ΣM_0 меньших землетрясений в данной области пренебрежимо мал. Перевод M в M_0 был проведен условно согласно корреляционной зависимости, полученной из статистики для коровых очагов [12]:

$$\lg M_0 = 15,4 + 1,6 M. \quad (3)$$

Для землетрясений доинструментального прошлого эти расчеты особенно схематичны, так как погрешность магнитуд, определенных по макросейсмическим данным, может быть порядка $\Delta M = \pm 1$ или в лучшем случае $\pm 0,5$, что сказывается на значениях M_0 очень сильно.

Величины сейсмического момента M_0 использованы нами вместо значений $K \frac{1}{2}$, принятых при построении аналогичных графиков Бенъофа, или же вместо сейсмической энергии очага E или его магнитуды M , часто используемых в подобных случаях, по следующим соображениям физического характера.

Во-первых, потому что сейсмический момент M_0 теснее связан с показателями интенсивности сейсмотектонического процесса, которую мы условно можем считать постоянной за современный геологический "момент" времени (1000–2000 гг. н.э.). В самом деле, как известно, сейсмический момент M_0 — элементарная ячейка сейсмического, а в связи с этим и сейсмотектонического течения горных масс [31, 32].

Во-вторых, потому что сейсмическое течение определяется в основном большими землетрясениями, которые опять-таки лучше характеризуются значениями M_0 , чем M . Для больших землетрясений существует известное явление насыщения шкалы магнитуд M , тогда как для сейсмических моментов M_0 его не существует. Заметим, что с этой точки зрения графики типа рис. 13 лучше было бы строить по прямым определениям моментов M_0 подкоровых землетрясений, обходя корреляционную зависимость (3). Но, к сожалению, это пока невозможно. Обсудим теперь принципиальную сторону вопроса.

Согласно уравнению (3) при увеличении магнитуды M всего лишь на 0,1 момент M_0 возрастает приблизительно в 1,5 раза. На рис. 13 отрезками разной длины показаны значения M_0 , соответствующие магнитудам $M = 6,5 \div 7,5$. Видно, что в этом диапазоне достаточно больших землетрясений сравнительно малые изменения магнитуды вызывают весьма существенные изменения момента и соответственно вклада таких землетрясений в ход тектонического процесса.

На рис. 13 наклонными параллельными прямыми показаны границы, в пределах которых помещается наблюдаемый график $\Sigma M_0 = f(t)$. Эти прямые можно находить, соблюдая условие, что для заданного графика $f(t)$ расстояние вдоль оси M_0 между параллельными прямыми, ограничивающими этот график, должно быть минимальным.

Если допустить, что найденное положение граничных линий правильно отображает долговременную закономерность нашего предположительно стационарного процесса, то расстояние по оси M между граничными линиями должно соответствовать максимальному возможному землетрясению — его моменту $M_{0\max}$, а следовательно, его энергетической величине K_{\max} и магнитуде M_{\max} . Из этих соображений по нашему графику получается $K_{\max} = 17,6$, $M_{\max} = 7,6$. Эта новая конструктивная оценка величины максимального возможного землетрясения для подкоровых очагов зоны Вранча в пределах погрешностей не отличается от полученной нами ранее [33] из совершенно других соображений, а именно о предельном контуре $K_{\max}(\bar{A})$ корреляционного поля между наблюдаемыми величинами K землетрясений и средней сейсмической активностью A в окружающей области.

На основании графика $\Sigma M_0 = f(t)$ (см. рис. 13) можно делать также выводы прогностического характера. Очевидно, что в каждой точке графика $f(t)$ величина отрезка по оси M_0 между графиком и верхней граничной прямой дает величину землетрясения, которая не может быть превышена в ходе сейсмического процесса в данной области в ближайшее время. Если считать, что верхняя граничная прямая на рис. 13 проведена правильно, то можно найти, что до 2000 г. ожидаемые землетрясения в районе Вранча не превысят величины $K = 16,4$ ($M = 6,9$), до 2100 — величины $K = 17,2$ ($M = 7,3$) и т.д.

В будущем при построении графика $f(t)$ по наблюдаемым данным подобные оценки, естественно, могут уточняться в сторону снижения максимальных величин.

Обратимся к рассмотрению сейсмического режима перед землетрясением 4.III 1977 г. и после него.

Подкоровые землетрясения области Вранча по данным бюллетеней сейсмической ст. Кишинев за 1968–1977 гг. распределяются по энергетическим классам следующим образом (табл. 3).

В этой таблице представлено землетрясение 4.III 1977 г., энергетическая величина которого ($K = 17$) на четыре порядка ($\Delta K = 4$) выше, чем остальных.

Перед землетрясением 4.III ближайшим событием величиной $K = 14$ ($M = 5,7$) было землетрясение 1.X 1976 г. Афтершоки землетрясения 4.III 1977 г. были немногочисленны и процесс их появления практически исчерпался всего лишь за один месяц. После мартовского землетрясения наибольшим явилось землетрясение 1.I 1978 г. с величиной $K = 14$ ($M = 5,5$), которое ощущалось в Кишиневе интенсивностью $I = 3$ балла. Таким образом, энергетический разрыв на три порядка ($\Delta K = 3$) между основным землетрясением и фоновой сейсмичностью после него оставался таким же, как был до него.

Долговременная средняя сейсмичность. На протяжении последних десятилетий в Карпатской зоне проводятся многочисленные геологические, геофизические и сейсмологические исследования, так или

Таблица 3

Распределение землетрясений области Вранча за 1968–1977 гг. по энергетической величине K

Год	K					n_{Σ}
	10	11	12	13	17	
1968	4	8	6			18
1969	5	4	1	1		11
1970	3	2	2	1		8
1971	2	9	1			12
1972	3	8	4			15
1973	9	5	5	1		20
1974	5	5	1	1		12
1975	8	7	1			16
1976	2	3	2	1		8
1977	6	13	2		1	22

Примечание. За указанный период наблюдений землетрясений $K = 14$, $K = 15$ и $K = 16$ не зарегистрировано.

иначе связанные с изучением сейсмичности и сейсмической опасности этого региона. До недавнего времени они носили преимущественно описательный геолого-географический характер и включали лишь некоторые элементы количественного анализа. Детальному количественному изучению подвергались только отдельные землетрясения. Но в Восточном Прикарпатье в последние годы стали проводиться специальные систематические количественные исследования сейсмичности и сейсмической опасности. Они выполняются группой сейсмологов Института геофизики и геологии АН МССР. Эта работа является составной частью программы всесоюзных работ Комиссии по разработке новых количественных методов оценки сейсмической опасности Межведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР (КСО МСССР АН СССР). Работы молдавских исследователей во многом способствовали развитию количественной сейсмологической методики в целом по Советскому Союзу.

В 1970 г. сотрудниками Института геофизики и геологии АН МССР были опубликованы первые результаты исследования основных параметров долговременного среднего сейсмического режима Карпатской зоны [34]. На основе графиков повторяемости подкорковых землетрясений, карты сейсмической активности и графиков затухания интенсивности с расстоянием был произведен расчет сотрясаемости северо-восточной части исследуемой территории [34]. Затем были построены карты максимальных возможных землетрясений

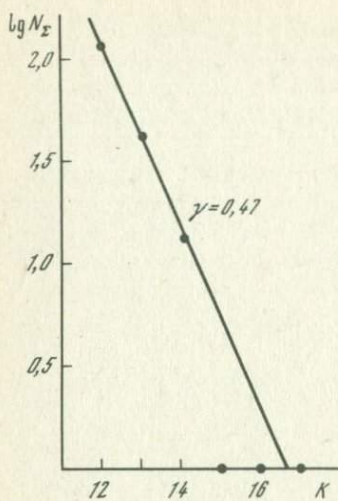


Рис. 14. График повторяемости подкорových землетрясений за 1952-1977 гг.

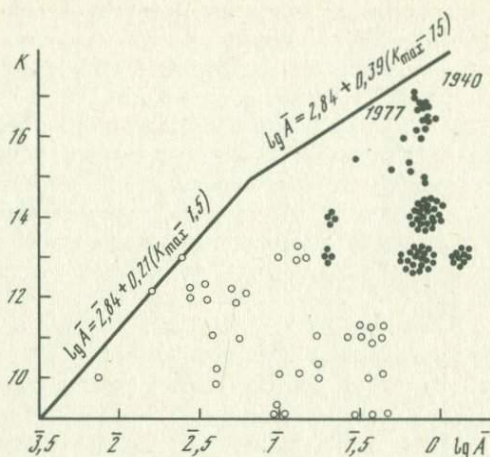


Рис. 15. Корреляция величины K землетрясений Карпатского региона со средней сейсмической активностью \bar{A} в области, окружающей эпицентр; $K(\bar{A})$ - среднеазиатско-японская зависимость

[33] и карты сотрясаемости для корových и подкорových очагов области Вранча [35-37]. Далее сейсмический режим Карпат был рассмотрен в единстве с режимом всего Карпато-Балканского региона в целом в аспекте получения долговременных средних показателей [38, 13]. Широкое исследование сейсмичности Карпатской зоны связано с выполнением Проекта ЮНЕСКО по изучению сейсмичности Балкан Институтом физики Земли АН СССР и Институтом геофизики и геологии АН МССР [39, 40].

Настоящая работа является продолжением и расширением количественных исследований, начатых авторами и их коллегами несколько лет тому назад.

Повторяемость землетрясений. В работах [34-36] построены распределения N_{Σ}/K и установлены наклоны $\gamma = -d \lg N_{\Sigma} / dK$ графиков повторяемости подкорových землетрясений за периоды 1934-1968, 1902-1972 гг. В статье К. Раду [41] приводятся графики повторяемости подкорových землетрясений области Вранча $N_{\Sigma}(M)$ за различные сроки наблюдений. Полученные в [34-36, 41] значения γ совпадают с обычно наблюдаемыми средними значениями по сейсмическим районам СССР [42], $\gamma = 0,48 \pm 0,02$. В Карпатской зоне наклон графика повторяемости корových землетрясений за 1943-1971 гг. $\gamma = 0,45$, уровень представительности $K_{\min} = 11$ [13].

График повторяемости подкорových землетрясений в области Вранча за 1952-1977 гг. приведен на рис. 14. Сведения о зем-

летрясениях за 1952–1970 гг. взяты из работы К. Раду [41] и дополнены данными из бюллетеней сейсмической ст. Кишинев за 1971–1977 гг. График этот – кумулятивный, он выполнен в форме подклассового суммирования $N_{\Sigma}(K)$. Наклон его $\gamma = 0,47$, уровень представительности $K_{\min} = 12$.

Сейсмическая активность. Наиболее важной и показательной характеристикой долговременной средней сейсмичности региона является карта сейсмической активности. Расчеты карт сейсмической активности $A = (A_{10})$ для коровых и подкоровых очагов и карты сейсмической активности, выполненные по методу суммирования с постоянной точностью [43], опубликованы нами в работах [34–36].

Высокая концентрация эпицентров подкоровых землетрясений обуславливает и высокий уровень сейсмической активности. В центральной части зоны глубоких землетрясений отмечена активность $A_{\max} = 3$ на небольшой площади. Для внутриконтинентальных зон такое значение A является очень высоким. Даже при $A = 1$ величина потока сейсмической энергии очагов землетрясений, выражаемого через сейсмическую активность и другие параметры [44], приблизительно равна значению энергии среднего теплового потока Земли, т.е. $1,2$ мккал/(см²·с). Обычно же вклад континентальной сейсмичности гораздо меньший.

Был построен также вертикальный разрез подкоровой сейсмической активности в области Вранча вкрест простирающихся тектонических структур [35, 13]. Область наивысшей активности $A_{\max} = 3$ относится к интервалу глубин 100–150 км.

Активность, создаваемая коровыми очагами альпийской зоны, относительно невелика. Зона, ограниченная изолинией $A_{\max} = 0,5$, незначительна по площади.

Максимальные возможные землетрясения. К решению проблемы K_{\max} в условиях Карпатской зоны мы применили метод корреляции K_{\max} со средней сейсмической активностью A на площади подготовки соответствующих землетрясений [33, 13].

Мы проверили возможность применения в наших условиях стандартных корреляционных зависимостей [45, 30]

$$\lg \bar{A} = \bar{2},84 + 0,21 (K_{\max} - 15) \text{ при } K < 15, \quad (4)$$

$$\lg \bar{A} = \bar{2},84 + 0,39 (K_{\max} - 15) \text{ при } K \geq 15. \quad (5)$$

Здесь \bar{A} – средняя сейсмическая активность на площади радиуса R , "ответственной" за подготовку большого землетрясения. Величина радиуса R определяется зависимостями

$$10^{K_{\max}} = cR^3, \text{ где } c = 3 \cdot 10^{10} \text{ Дж/км}^3 \text{ при } K < 15, \quad (6)$$

$$\lg R = \bar{1},505 + 0,11 (K - 15) \text{ при } K \geq 15. \quad (7)$$

На корреляционный график были нанесены точки, соответствующие наблюдаемым коровым и подкоровым карпатским землетрясениям (рис. 15). Средняя активность в окрестности каждого эпицентра землетрясения определялась по соответствующим картам сейсмической активности [35, 36, 13]. Судя по рис. 15, экспериментальные точки для коровых землетрясений хорошо согласуются со "среднеазиатской" прямой [45]. Они лежат либо ниже ее, что соответствует немаксимальным в своих областях событиям, либо на прямой и соответствуют максимальным возможным землетрясениям.

Уравнение (4) было использовано для построения карты максимальных возможных коровых землетрясений района Вранча [36, 13]. В зоне, окружающей г. Фокшаны, возможны максимальные землетрясения энергетического класса $K = 16$.

Экспериментальные точки, соответствующие сильнейшим в XX столетии подкоровым землетрясениям Карпатской зоны 10. XI 1940 г. и 4. III 1977 г., мы также нанесли на корреляционный график. Обе точки находятся чуть ниже корреляционной прямой (5) и являются событиями, близкими к максимальным возможным для области Вранча.

Применение корреляционной зависимости $K_{\max}(A)$ для подкоровых землетрясений области Вранча приводит к выводу о равновероятности проявления максимальных землетрясений в любой точке активной зоны. Площадь зоны, "ответственной за землетрясение" с $K \geq 14$, включает всю территорию, на которой расположены эпицентры подкоровых землетрясений, и в подготовке сильного землетрясения участвует вся область Вранча.

3. СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ

Основные показатели, которыми характеризуется долговременный средний сейсмический режим, — это наклон графика повторяемости землетрясений $\gamma = -d \lg N_{\Sigma} / dK$, сейсмическая активность A_{Σ} на максимального возможного землетрясения K_{\max} , ожидаемого в том или ином пункте. Добавление сюда еще зависимости, характеризующей затухание интенсивности I сотрясений с расстоянием r , дает основу для расчета сейсмической сотрясаемости $B_I = B(I)$ — средней частоты повторения сотрясений любой данной интенсивности I в каждом данном пункте. Обратная величина $1/B_I = T_I$ — средний период повторения сотрясений данной интенсивности.

Ранее в Карпатском регионе, как и во многих других областях, было принято характеризовать долговременную сейсмическую опасность для целей сейсмораионирования так называемой максимальной интенсивностью I_{\max} сейсмических сотрясений в баллах макросейсмической шкалы. Мы же эту опасность характеризуем более информативной величиной — сейсмической сотрясаемостью B_I , которая включает сведения об интенсивности, средней частоте и вероятности ожидаемых сейсмических сотрясений. Практически мы рассчитывали сотрясаемость региона отдельно для коровых и для подкоровых оча-

гов, а затем суммировали эффекты (в отношении V_I) тех и других землетрясений.

Расчет сотрясаемости от коровых очагов для интенсивности $I \geq 7$ и 8 баллов был выполнен с помощью ЭВМ [36, 13]. Наименьшее значение периодов повторения сотрясений наблюдается на территории, окружающей города Текуч и Фокшаны.

Для того чтобы учесть некруговую форму изосейст подкоровых землетрясений области Вранча, расчет сейсмической сотрясаемости был выполнен вручную по методике, описанной в работе [46] с разделением зоны на четыре области, имеющие свои особенности проявления сейсмичности [35, 37]. Были рассчитаны значения сотрясаемости в 60 пунктах Карпатского региона для сотрясений интенсивностью $I \geq 5, 6, 7, 8$ и 9 баллов. Значения периодов повторения сотрясений приведены в табл. 4.

Были построены графики зависимости сотрясаемости V_I от расстояния r от пункта до центра области подкоровых сотрясений области Вранча, подобраны эмпирические формулы для функции $V_I = f(r)$ в виде показательной зависимости $V_I = Ae^{-ar}$. С помощью этих формул мы построили карты сотрясаемости для интенсивности $I \geq 5 \div 9$ баллов [37].

Для Кишинева и Бухареста, по которым имеются наиболее полные сведения об ощущавшихся здесь землетрясениях, на основе

Таблица 4

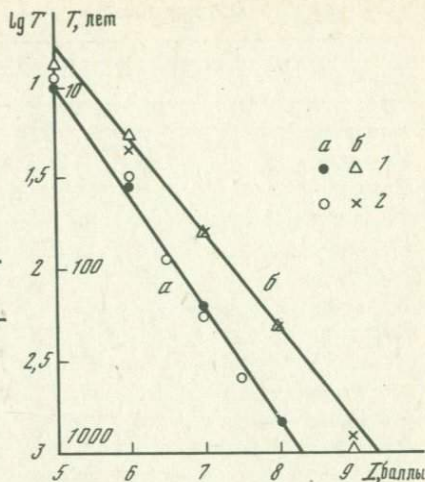
Значения периодов повторения сотрясений Карпатского региона

Пункт	T_5	T_6	T_7	T_8	T_9
1	2	3	4	5	6
Арциз	10	34	149	720	∞
Атаки	34	167	625	∞	∞
Бабадаг	19	53	145	1 017	∞
Белгород-Днестровский	25	92	345	∞	∞
Бельцы	14	47	213	2 002	∞
Бистрица	52	130	476	∞	∞
Болград	5	15	50	238	3 527
Браилов	10	26	72	346	14 535
Брашов	7	18	46	146	805
Бузэу	4	9	25	76	300
Бухарест	8	23	62	195	1 163
Бърлад	3	8	35	105	762
Васлуй	4	12	44	167	1 570
Вилково	11	40	175	911	∞
Георгени	19	45	233	714	138 889
Глюдяны	11	42	182	1 011	∞

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Змеиный	20	91	357	40 003	∞
Измаил	6	19	70	385	21 662
Кагул	4	5	37	111	1 036
Кишинев	10	34	141	658	∞
Кодыма	42	192	909	∞	∞
Констанца	31	106	294	83 333	∞
Котовск	27	109	455	∞	∞
Левоб	5	15	52	204	2 724
Липканы	26	97	385	68 166	∞
Меркуря-Чук	11	25	72	244	2 755
Михай-Витязу	31	77	256	5 429	∞
Одесса	38	192	909	∞	∞
Одорхой	17	39	123	454	15 385
Олтеница	12	36	87	263	6 105
Оргеев	13	41	200	1 900	∞
Питешти	9	28	67	222	2 286
Плоешти	5	13	33	105	411
Регин	29	93	294	41 667	∞
Резина	22	99	286	62 933	∞
Рени	4	10	39	125	1 263
Роман	5	12	49	185	3 490
Рошиори-де-Веде	15	38	133	526	208 333
Рымникул-Вылча	12	30	88	322	10 870
Рэдэуци	13	51	227	1 961	∞
Сибиу	38	92	244	16 667	∞
Сигишоара	24	68	175	1 250	∞
Сороки	27	104	417	∞	∞
Слатина	18	48	152	625	∞
Слободзея	14	35	95	95 238	∞
Сфынтул-Георге	5	12	29	116	484
Тараклия	10	35	147	1 429	∞
Тирасполь	16	56	227	1 966	∞
Тырговиште	7	16	49	127	546
Тырнэвени	32	91	294	43 103	∞
Унгены	9	28	118	625	40 700
Урзичени	6	16	41	119	483
Фламинда	33	92	417	∞	∞
Фокшани	2	5	18	62	472
Фэгэраш	19	44	126	500	16 383
Фэлтичени	8	25	110	556	1 137
Цебриково	31	125	476	∞	∞
Черна	15	38	107	556	∞
Черна-Вода	27	58	185	2 391	∞
Янка	5	21	59	227	2 251

Рис. 16. Сравнение теоретических (1) периодов повторения сотрясений с наблюдениями (2) для Кишинева (а) и Бухареста (б)



карт сотрясаемости были сопоставлены наблюдаемые T_n и рассчитанные T_p периоды (в годах) повторения сейсмических сотрясений разной интенсивности I (в баллах) (табл. 5, где N - наблюдаемое число событий; T - время наблюдений, в годах).

В соответствии с табл. 5 были построены рассчитанные графики сотрясаемости, т.е. повторяемости сотрясений, и нанесены точки, соответствующие числу наблюдаемых сотрясений (рис. 16). Как видно из рис. 16, получилось вполне удовлетворительное соответствие расчетных и наблюдаемых данных для Кишинева и Бухареста.

Расчеты сейсмической сотрясаемости от коровых и подкоровых очагов показали, что значения сотрясаемости, определяемые коровыми очагами, относительно невелики. Если в центральной части области подкоровых землетрясений период повторения 7-балльных сотрясений равен 20 годам, то в центральной части области коровых землетрясений $T_{\min} = 200$ лет. Минимальные периоды повторения 8-балльных сотрясений равны соответственно 50 и 2000 лет. Таким образом, сейсмическая опасность юго-западной части СССР создается практически лишь глубокими очагами области Вранча.

Карты сотрясаемости. Итоговые карты сотрясаемости суммируют эффекты коровых и подкоровых землетрясений. Суммирование производилось в тех точках, где сотрясаемость от подкоровых очагов рассчитывалась вручную. Значения суммарной сотрясаемости B_I для каждой данной интенсивности I были переведены в обратную величину, период $T_I = T(I)$ повторения сотрясений интенсивностью $\geq I$ баллов. Поле дискретных значений $T_I(x, y)$ для каждого балла I обобщено изолиниями.

Мы построили также систему карт для фиксированных периодов T повторяемости сотрясений ($T = 50, 100, 200, 500$ лет) с изображением на каждой карте изолиний интенсивности I_T , имеющей данную повторяемость $B_I = 1/T_I$.

Полученные карты равновероятных ожидаемых интенсивностей I_T землетрясений Карпатского региона за различные сроки T ожидания приведены в работе [13]. При пуассоновском распределении событий во времени, что приближенно справедливо для карпатских

Таблица 5

Расчетные и наблюдаемые периоды повторения сотрясений разной интенсивности

I	N	T	T_H	T_P	I	N	T	T_H	T_P
Кишинев					Бухарест				
7,5	2	807	403	-	9	1	807	807	1163
7	2	357	178	141	8	4	807	202	195
6,5	4	357	89	-	7	4	256	64	62
6	6	186	31	34	6	8	186	23	23
5	4	36	9	10					

землетрясений, эти интенсивности имеют 63%-ную вероятность быть превышенными за указанное время T , или 37%-ную вероятность не быть превышенными за то же время.

Для выяснения устойчивости и возможной точности определения величины сотрясаемости на примере Карпатской зоны подкоровых землетрясений были проведены расчеты сотрясаемости при варьировании значений параметров, входящих в расчетную формулу сотрясаемости [47]. Значение сотрясаемости при изменении в реальных пределах величины γ , K_{\max} и I меняется достаточно устойчиво внутри сотрясаемой области. На ее границах устойчивость нарушается, но для практической оценки сейсмической опасности это не играет большой роли.

Сейсмическое районирование. Работа по сейсмическому районированию юго-западной части СССР начала проводиться после катастрофического землетрясения 10. XI 1940 г., которое разрушило несейсмостойкие здания и сооружения на территории Молдавии.

В 1949 г. С.В. Медведев [48] опубликовал важное исследование по сейсморайонированию МССР, в котором предвосхитил на десятки лет вперед идею отображения на карте сейсмической опасности сведений не только об интенсивности, но и о повторяемости сейсмических сотрясений. Эту повторяемость он назвал тогда не совсем удачно "сейсмической активностью". Позже (с 1958 г.) этот термин был отнесен к первичной, подземной, очаговой сейсмичности — к повторяемости землетрясений, вторичный же эффект вызываемых ими сотрясений на земной поверхности предложено было называть "сейсмической сотрясаемостью" [46]. Идея С.В. Медведева, однако, не нашла в то время дальнейшего развития. Она не была использована и в составленной им же первой, достаточно научно обоснованной нормативной карте сейсморайонирования МССР и смежных областей 1957 г. [49, 50].

Методика составления карты 1957 г. была обычно принятой в то время в Советском Союзе. Она заключалась в следующем [50]. Сейсмическая опасность оценивалась "максимальной возможной" (а фактически — некоторой условной расчетной, т.е. рекомендуемой

для учета при строительстве) интенсивностью сейсмических сотрясений, выраженной в баллах макросейсмической шкалы. Оконтуривание зон предположительно одинаковой сейсмической опасности — балльности — проводилось с учетом сейсмологических и геологических данных. При этом обсуждались сведения о распределении очагов землетрясений в пространстве и во времени, о новейших тектонических движениях в их связи с сейсмичностью и многие другие. Фактически же установление интенсивности ожидаемых землетрясений в пределах оконтуриваемых зон проведено в основном исходя из инженерно-сейсмологических описательных данных о происходивших здесь ранее сотрясений наибольшей "силы".

Эта карта отражала степень изученности сейсмичности Восточного Предкарпатья в то время и учитывала существовавший в те годы геологический материал. Она явилась необходимым и ценным руководством для строительства в МССР и на юго-западе УССР. Составлением карты сейсморайонирования 1957 г. было положено начало планомерных исследований сейсмической опасности территории юго-запада Советского Союза.

В 1961 г. Советом Министров СССР было поручено ряду сейсмологических и геологических научных учреждений уточнить карту сейсмического районирования СССР 1957 г. Уточнение должно было первоначально проводиться в пределах административных границ каждой из союзных республик.

ИФЗ АН СССР, руководивший этой работой, издал инструкцию-методику² в целях установления единого подхода при составлении карт сейсморайонирования территорий союзных республик и сейсмоактивных зон РСФСР.

Накопление сведений о карпатских землетрясениях по инструментальным наблюдениям, использование исторического материала о землетрясениях прошлого и включение материала по глубинному геологическому строению и тектонике региона позволили в 1964 г. уточнить карту сейсмического районирования Молдавии.

Результаты исследований по сейсморайонированию МССР и Одесской области УССР освещены в [2].

К недостаткам карты следует отнести почти полное отсутствие в ее обосновании количественных методов в обработке как геологического, так и инструментального сейсмологического материала.

Тем не менее карта сейсмического районирования Предкарпатья 1964 г. явилась шагом вперед на пути изучения сейсмической опасности его территории, так как она уточнила степень сейсмической опасности целого ряда населенных пунктов.

По сравнению с картой 1957 г. на новой карте сейсморайонирования 8-балльная зона осталась неизменной. В нее оказались включенными такие города, как Кагул, Рени, Леово, Вулканешты, Баймаклия и др. 7-балльная опасность была снята с северо-вос-

² Инструкция по проведению сейсмического районирования/ В.И. Бу-не, Н.А. Введенская, В.Н. Гайский и др. М.: ИФЗ АН СССР, 1960.

точных городов МССР. В южной части республики 7-балльная зона осталась неизменной, 6-балльная зона была расширена, и в ее пределы вошла северо-восточная часть МССР, восточная часть Одесской, а также частично Винницкая и Черновицкая области УССР.

Карта сейсмического районирования, составленная в 1964 г., была одобрена Советом по сейсмологии АН СССР и утверждена Государственным комитетом по строительству СССР в качестве нормы для строительства в МССР и юго-западной части УССР. Она стала составной частью сейсмического районирования СССР, и ее описание вошло в монографию "Сейсмическое районирование СССР" [51].

Для дальнейшего упорядочения строительства зданий и сооружений в сейсмических районах перед советскими сейсмологами была поставлена важная народнохозяйственная задача — на новой научно-технической основе построить обновленную, уточненную карту сейсмического районирования СССР, СР-75, которую следовало подготовить к 1975 г., что и было выполнено. С небольшими изменениями она была утверждена в качестве нормативной в 1978 г. и названа СР-78.

Собранный коллективом Института геофизики и геологии АН МССР совместно с учеными ИФЗ АН СССР дополнительный геолого-геофизический и сейсмологический материал, а также новые методы его интерпретации дали возможность существенно уточнить, лучше аргументировать карту сейсмического районирования МССР и сопредельных территорий (рис. 17), рассчитать максимальные возможные и близкие к ним события для Карпатского региона и, главное, ввести данные о вероятной частоте повторения сильных сейсмических сотрясений, т.е. о сотрясаемости.

Основой этой карты служит по-прежнему макросейсмическая интенсивность сейсмических сотрясений, выражаемая в условных баллах шкалы ГОСТа. На карте выделены зоны с различными целочисленными значениями интенсивности в баллах. Каждая из зон расчетной интенсивности подразделяется на подзоны трех категорий со средней повторяемостью сотрясений этой интенсивности один раз в 100, 1000 и 10 000 лет соответственно.

Внешне, по способу изображения сведений о сейсмической опасности, эта новая карта СР-78 весьма близка к ранее упоминавшейся карте районирования МССР С.В. Медведева 1949 г. [48], на которой зоны различной интенсивности в баллах подразделялись на подзоны тоже с тремя градациями частоты повторения сотрясений; часто, умеренно и редко. Различие по существу между картой Медведева [48] и картой СР-78 для Молдавии состоит в том, что в первой учитывалась частота сотрясений, непосредственно наблюдаемых в пунктах земной поверхности, тогда как во второй указана главным образом рассчитанная сотрясаемость, выделенная из данных об очаговой сейсмичности и о затухании интенсивности сотрясений с удалением от очагов; наблюдаемая же сотрясаемость использовалась лишь для контроля результатов расчета сотрясаемости в

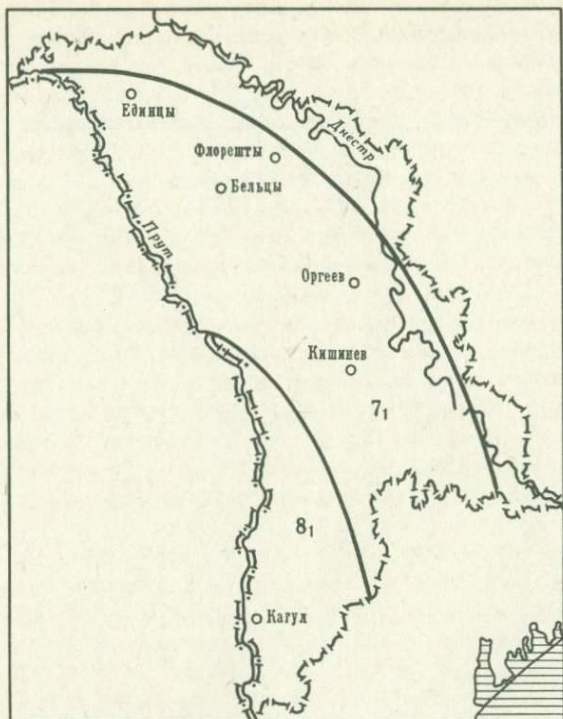


Рис. 17. Карта сейсмического районирования МССР

сопоставимых пределах. Существенные преимущества последнего подхода уже обсуждались неоднократно. Дело в том, что непосредственные наблюдения мало пригодны для установления среднего периода повторения сильных сейсмических сотрясений в любом пункте территории и даже в отдельных избранных пунктах, если этот период порядка 1000 лет, и уже вовсе несостоятельны, если они порядка 10 000 лет.

Алгоритм сейсморайонирования. Несмотря на то, что новая нормативная карта сейсморайонирования СССР СР-78 является в методическом отношении заметным шагом вперед по сравнению с предыдущими, поскольку она частично учитывает сотрясаемость, она все еще несет на себе большой груз серьезных недостатков, свойственных предыдущим. Один из них заключается в большой роли субъективных, волевых решений, допускаемых при ее построении, ввиду отсутствия вполне определенных логических правил, алгоритма ее построения.

Между тем такой алгоритм может быть сформулирован на основе использования расчетных данных о сотрясаемости, и это было сделано еще в 1973 г. [52]. За последние годы в СССР собран и обобщен огромный фактический материал как по сейсморайонирова-

нию в основном традиционными описательными методами, так и по расчетам сотрясаемости, и в настоящее время практически реализация алгоритмического построения карт сейсморайонирования стала вполне возможной.

При составлении карты СР-75 данные о сотрясаемости были учтены на полуинтуитивном уровне во многих местах территории СССР, в том числе в Молдавии и советской части Карпатского региона.

Примеры же последовательного применения алгоритмического подхода для сейсморайонирования пока лишь в пробном порядке, с методическим целью, имеются по Узбекистану [52] и по Азербайджану³. Ниже приводится подобный пример для более обширной территории Карпатского региона. Но сначала мы рассмотрим методические основы таких построений.

Методика. При сопоставлении существующих карт сейсморайонирования с результатами расчета сотрясаемости по различным сейсмическим регионам СССР было обнаружено, что в качестве "максимальных" интенсивностей I_{max}^{of} , показываемых на официальных нормативных картах районирования, приводились обычно не действительно максимальные возможные величины, которые должны были бы встречаться крайне редко, а величины, повторяющиеся с практически обозримой частотой (вероятностью). При этом наблюдается тенденция показывать в качестве максимальных сотрясений, повторяющиеся с различной частотой: для сильных сотрясений — с меньшей частотой, для слабых — с большей. Это интуитивное решение оправдано соображениями экономически достаточно выгодного сейсмостойкого строительства. В самом деле, представляется естественным, что с небольшими землетрясениями следует считаться, предпринимать меры по сейсмостойкому строительству, если такие землетрясения появляются достаточно часто; с возможностью же появления больших землетрясений надо считаться, даже если они происходят редко. В последнее время подобные общие соображения были подтверждены и теоретическими расчетами с получением экономически оптимальных решений. Одними из первых вполне конструктивных работ в этом направлении являются статьи С.В. Медведева [53], Я.М. Айзенберга и Л.Ш. Килимника [54].

Сотрясаемостный алгоритм сейсморайонирования можно было бы построить в принципе с учетом условия экономически оптимального сейсмостойкого строительства. Однако это мы оставляем на близкое

³ См.: Установление корреляционной зависимости между геофизическими полями, геологическими данными и сейсмичностью и построение макета карты детального сейсмического районирования Азербайджана и прилегающей акватории Каспия в масштабе 1:1 000 000 и крупнее: Научный отчет, 1977 г. Фонды Азербайджанского отделения ВНИИ Геофизика НПО "Союзгеофизика" Министерства геологии СССР, Института геологии АН АзССР и Института физики Земли АН СССР.

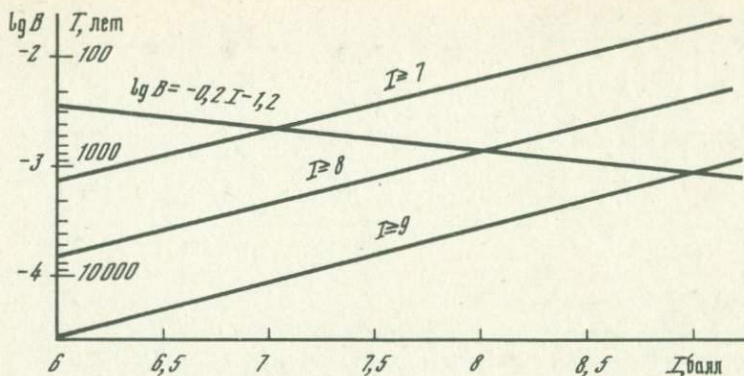


Рис. 18. Графики зависимости сотрясаемости от балльности для сейсмических районов Советского Союза

будущее вместе с переходом от описательной макросейсмической к вполне количественной спектрально-временной сотрясаемости. В настоящее же время, в нынешний переходный период от качественной к количественной оценке сейсмической опасности, мы решили удовлетворить другому условию, имеющему также вполне понятный практический смысл: построить такую алгоритмическую карту сейсморайонирования, основанную на данных о сотрясаемости, которая в среднем по возможности меньше отличалась бы от прежней неалгоритмической карты.

Для этого в процессе работы над монографией "Сейсмическая сотрясаемость территории СССР" [55] мы попытались выяснить корреляционные зависимости между принятой официально расчетной интенсивностью, балльностью $I_{\max}^{\text{Ф}}$ по карте СР-75 и величиной рассчитанного периода сотрясаемости для той же интенсивности.

Были взяты, с одной стороны, серии карт сотрясаемости $B_I = 1/T_I$ для интенсивностей $I \geq 7,8$ и 9 баллов, заданные в изолиниях периодов сотрясаемости T_I для ряда основных сейсмических областей СССР. С другой стороны, были взяты карты сейсмического районирования СР-75. На них изображены зоны с целочисленными значениями интенсивности $I = 7, 8$ и 9 баллов. На картах в изолиниях изображаемая функция координат подразумевается непрерывной, на зональных же картах — прерывной, горизонтально-ступенчатой. Для удобства сопоставления мы заменили разрывные карты сейсморайонирования соответствующими непрерывными, сглаженными картами, а именно целочисленные значения интенсивности I_i мы приписали средним линиям зон, границам же зон приписали значения интенсивностей, средние арифметические из значений интенсивностей в соответствующих зонах. Остальное поле интенсивностей в зонах мы детализировали проведением изолиний с шагом в 0,1 балла.

На все карты были нанесены квадратные сетки со стороной 50 км. В каждом узле сетки значения сглаженных интенсивностей

Таблица 6

I , баллы	T , лет	T_{\max} , лет	$T_{\text{ср}}$, лет	I , баллы	T , лет	T_{\max} , лет	$T_{\text{ср}}$, лет
6	240	-	70	8	630	800	700
7	400	290	200	9	1000	1200	2000

I сопоставлялись с величиной периодов T_I по картам сотрясаемости для значений интенсивности $I \geq I_i$.

Совокупности точек группируются на графике $\lg B, I$ (рис. 18) около некоторых прямых регрессии, восходящих в сторону увеличения I . На этих прямых мы взяли точки, соответствующие целочисленным значениям $I_i = 7, 8$ и 9 баллов для построения искомой общей корреляционной прямой $\lg B_I, I$. Она оказалась ниспадающей в сторону увеличения I , а ее уравнение регрессии таково:

$$\lg B_I = -\lg T_I = -1,2 - 0,2I. \quad (8)$$

Выведенные нами ориентировочные оценки средних периодов T повторения сотрясений данной целочисленной интенсивности I , прикидочные значения средних периодов повторяемости "максимальных возможных землетрясений" (а фактически — сотрясений расчетной интенсивности) по С.В. Медведеву [53], а также средние значения периодов $T_{\text{ср}}$, полученные Ю.В. Ризниченко [52], для Восточного Узбекистана в результате сопоставления карт сейсмического районирования и сотрясаемости приведены в табл. 6.

Наши данные, полученные по большому объему информации, для всей территории СССР хорошо согласуются с данными, полученными ранее С.В. Медведевым и Ю.В. Ризниченко по гораздо меньшему объему информации.

Введенное соотношение (8) позволяет перейти от карт сотрясаемости к построению вполне формализованных карт сейсмического районирования, которые будем называть, согласно [52], картами вероятной интенсивности землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главной особенностью сейсмичности и причиной сейсмической опасности Карпатского региона является зона подкоровых очагов землетрясений Вранча, находящаяся в изгибе дуги Восточных Карпат. Вранчское землетрясение 4.III 1977 г. — рядовое крупное событие в этой области.

При рассмотрении сейсмического режима Вранчской зоны подтверждено, что временная последовательность больших землетрясений в этой зоне достаточно хорошо описывается пуассоновским по-

током случайных взаимно независимых событий. Это не открывает перспектив для построения простого статистического алгоритма прогноза крупных событий на основании учета прошлой их последовательности. Тем не менее анализ этой последовательности путем построения кумулятивной функции сейсмических моментов землетрясений дает основание для некоторых выводов относительно ожидаемого поведения сейсмичности в ближайшем будущем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Джибладзе А.В., Джибладзе Э.А. Сейсмичность. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975, с. 213–236.
2. Друмя А.В., Устинова Т.И., Шукин Ю.К. Сейсмическое районирование территории Молдавской ССР и прилегающих районов Украинской ССР. — В кн.: Проблемы тектоники и сейсмологии Молдавии. Кишинев: Карта молдовеняскэ, 1964, вып. 2. 120 с.
3. Евсеев С.В. Землетрясения Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 75 с.
4. Каталоги карпатських землетрусів. Киев: Изд-во АН УССР, 1955–1965 гг.
5. Catalogue of Balkan Earthquakes 1900–1970. UNDP/UNESCO: Survey of seismicity of the Balkan region. Catalogue of Earthquakes/Ed. N.V. Shebalin, Pt 1. Skopje, 1974.
6. Петреску Г., Раду К. Сейсмичность территории Румынской Народной Республики за период 1901–1960 гг. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1962, № 4, с. 68–69.
7. Radu C. Regimul seismic al regiunii Vrancea. — Stud. cerc. geol. geofiz., geogr. Ser. geofiz, 1965, t. 3, N 2, p. 231–239.
8. Ritsema A.R. The earthquake mechanisms of the Balkan region. UNESCO, de Bilt, 1974.
9. Rethli A. Karpatmedeneck Foldrengesei (455–1918). Budapest: Acad. Kiadó, 1952. 150 p.
10. Karnik V. Seismicity of the European area. Praha: Czechosl. Acad. Sci., 1968, 1971. Pt 1, 2.
11. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.
12. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 9–26.
13. Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев: Штиинца, 1976. 118 с.
14. Сагалова Н.А. К вопросу о сейсмическом районировании территории Буковины. — В кн.: Сейсмичность Украины. Киев: Наукова думка, 1969, с. 70–80.
15. Горшков Г.П. Землетрясения на территории Советского Союза. М.: Географгиз, 1949, с. 21–22.
16. Введенская А.В., Рупрехтова Л. Особенности напряженного состояния в очагах землетрясений у изгиба Восточных Карпат. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 7, с. 953–965.
17. Constantinescu L., Enescu D. Caracteristicile mecanismului cutre-

- murelor carpatice si implicațiile lor seismotectonice. — Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geofiz., 1963, t. 1, N 1, p. 51–98.
18. Radu C. On the intermediate earthquakes in the Vrancea region. — Rev. Roum. geol., geophys. et geogr., 1967, t. 11, N 2, p. 113–120.
 19. Radu C. Mecanismul in focar pentru o serie de cutremure produse pe teritoriul României in perioada 1967–1969. — Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. gefiz., 1971, t. 9, N 2, p. 221–234.
 20. Добрев Т.Б., Шукин Ю.К. Геофизические поля и сейсмичность Восточной части Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974. 170 с.
 21. Симонова Н.А. Напряжения и разрывы в очагах землетрясений Восточных Карпат. — В кн.: Новые данные по сейсмичности и тектонике территории Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1975, с. 43–51.
 22. Соболева О.В. Влияние механизма очага на распределение интенсивности сотрясений в эпицентральной зоне глубокого землетрясения. — Труды ЕСК. М., 1970, т. 2, с. 20–31.
 23. Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима. Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 5, с. 3–19.
 24. Ризниченко Ю.В., Артамонов А.М. Развитие энергетической модели пространственно-временного хода сейсмичности. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1975, № 12, с. 35–42.
 25. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс. — В кн.: Динамика земной коры. М.: Наука, 1965, с. 56–63.
 26. Ризниченко Ю.В. Расчет скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 10, с. 34–47.
 27. Purcaru G., Zorilescu D. Simularea procedurii cutremurelor intermediare din Vrancea si caracteristicile lor informationale. — Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geofix. 1972, t. 10, N 1, p. 87–102.
 28. Онофраш Н.И. Статистическая модель режима очаговой зоны землетрясений. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 19–24.
 29. Методы детального изучения сейсмичности/Под ред. Ю.В. Ризниченко, 1960, № 9 (176). (Труды ИФЗ АН СССР).
 30. Ризниченко Ю.В., Багдасарова А.М. Максимальные возможные землетрясения Японии. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1975, № 11, с. 14–32.
 31. Ризниченко Ю.В. Элементарная теория вертикальных сеймотектонических движений. — ДАН СССР, 1975, т. 15, № 3, с. 1310–1312.
 32. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1976, № 1, с. 23–31.
 33. Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Карта максимальных возможных землетрясений сейсмического района Вранча. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 10, с. 77–78.
 34. Друмя А.В., Попов В.М., Решетилев А.И. Расчет сейсмической сотрясаемости северо-восточной части Карпатской зоны. — Геофиз. сб. АН УССР, 1970, вып. 36, с. 46–54.
 35. Друмя А.В., Попов В.М., Решетилев А.И., Степаненко Н.Я. Сотрясаемость Карпатской зоны от подкоровых очагов. — В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент: ФАН, 1971, с. 55–61.
 36. Друмя А.В., Попов В.М., Степаненко Н.Я. Сотрясаемость Карпатской зоны от коровых очагов. — В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент: ФАН, 1971, с. 62–65.

37. Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Карты сотрясаемости Карпатского сейсмического региона. – Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук, 1971, № 1, с. 86–91.
38. Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я. и др. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 10, с. 32–41.
39. Drumea A.V., Reisner G.I., Shebalin N.V. et al. Maps of seismic origin zones and maps of maximum expected intensity Balkan region (procedure of compiling). Skopje: UNESCO, 1975. 41p.
40. Shebalin N.V., Reisner G.I., Drumea A.V. et al. Earthquake origin zones and distribution of maximum expected seismic intensity for the Balkan region. – In: Proc. of the Seminar on Seismic Zoning maps, Skopje: UNESCO, 1976, v. 2, p. 68–171.
41. Radu C. Magnitude-frequence relation of Romanian earthquakes. – In: Proc. of the Seminar of Seismic Zoning Maps, Skopje: UNESCO, 1976, v. 1, p. 157–176.
42. Ризниченко Ю.В. Проблема сейсмической опасности на новом рубеже. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 4, с. 33–48.
43. Горбунова И.В., Ризниченко Ю.В. Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1965, № 7, с. 22–29.
44. Ризниченко Ю.В. Определение потока энергии очагов землетрясений на основе сейсмической активности. – ДАН СССР, 1964, т. 159, № 2, с. 321–322.
45. Ризниченко Ю.В. О связи энергии максимальных землетрясений с сейсмической активностью. – ДАН СССР, 1964, т. 157, № 6, с. 1352–1355.
46. Ризниченко Ю.В. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, № 6, с. 16–32.
47. Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Влияние ошибок в исходных параметрах на конечный результат расчета сотрясаемости (на примере Карпатского очага). – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 5, с. 60–64.
48. Медведев С.В. Опыт нового районирования Молдавской ССР. – Труды Геофизического ин-та АН СССР, 1949, № 5 (132), с. 38–48.
49. Медведев С.В. Карта сейсмического районирования территории СССР (1957). – Труды ИФЗ АН СССР, 1958, № 1, с. 3–28.
50. Медведев С.В. Основные направления научных исследований по сейсмическому районированию Карпат и Балкан на основе опыта сейсмического районирования территории СССР. – Stud. cerc. astron. și seismolog., 1961, t. 2, N 6, p. 173–180.
51. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 476 с.
52. Ризниченко Ю.В. Карты вероятной интенсивности землетрясений. – ДАН СССР, 1973, т. 210, № 1, с. 82–84.
53. Медведев С.В. К вопросу об экономической целесообразности антисейсмического усиления зданий. – Труды ИФЗ АН СССР, 1962, № 22 (189), с. 59–65.
54. Айзенберг Я.М., Килимник Л.Ш. О критериях оптимального проектирования и параметрах предельных состояний сооружений при расчетах на сейсмические воздействия. – Строит. механика и расчет сооружений, 1970, № 6, с. 10–16.
55. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР/ Под ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Наука, 1979.

Т. П. МОСКАЛЕНКО

**КАРТЫ ИЗОСЕЙСТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
КАРПАТСКОГО РЕГИОНА**

Сведения о землетрясениях на территории Молдавии приходят к нам с очень давних времен. Первые упоминания о карпатских землетрясениях относятся к IV–V векам. Собираемые по крупицам из древних произведений, семейных хроник, из многочисленных летописей, главным образом летописей монастырей, сведения эти доносят до нас отзвуки тех катастроф, которые "потрясали землю и колебали церкви", заставляли людей трепетать от страха. Во второй половине XIX века наиболее сильные карпатские землетрясения описываются в газетах, журналах, каталогах, а в XX веке сейсмичность Карпат уже изучают и инструментальными методами. Большая глубина возникновения землетрясений, обуславливающая огромную площадь распространения сейсмического эффекта, вызывает значительные трудности при сборе макросейсмического материала. Поэтому для старых землетрясений Вранча мы встречаем чаще обобщенные данные без указания конкретных пунктов: "катастрофическое землетрясение на большом пространстве", "ощущалось на Руси", "особенно сильным было в Венгрии", "ощущалось в Польше, Чехии" и т.д. Иногда в отдельных государствах и эти данные отсутствуют.

К настоящему времени землетрясения района Вранча изучены и описаны довольно полно. Для многих известных землетрясений (1790, 1802, 1838, 1893 гг. и др.) в разное время разными авторами построены карты изосейст. На этих картах принцип проведения изосейст как усредненной огибающей системы точек, представляющей собой (за исключением особых случаев) гладкую, всюду выпуклую линию, не всегда выполняется. Часто авторы расходятся в оценке балльности в отдельных населенных пунктах, в определении балльности в эпицентре. Поскольку карты изосейст обрабатывались по разным шкалам балльности, по разным методикам, их трудно сравнивать между собой.

В связи с этим интенсивность землетрясений пересчитывалась нами в каждом отдельном пункте. По описаниям, взятым у различных авторов, по шкале MSK -64 мы определяли балльность в каждом пункте. Данные из каталогов также пересчитывались по шкале корреляции сейсмических шкал, составленной Г.П. Горшковым и Г.А. Шенкаревой в 1958 г. На первом этапе работы был составлен каталог землетрясений района Вранча, включающий все известные землетрясения с $M > 5$. Этот каталог содержит данные о 160 землетрясениях. При сборе сведений о землетрясениях мы использовали в первую очередь общеизвестные каталоги, основанные на опросных материалах.

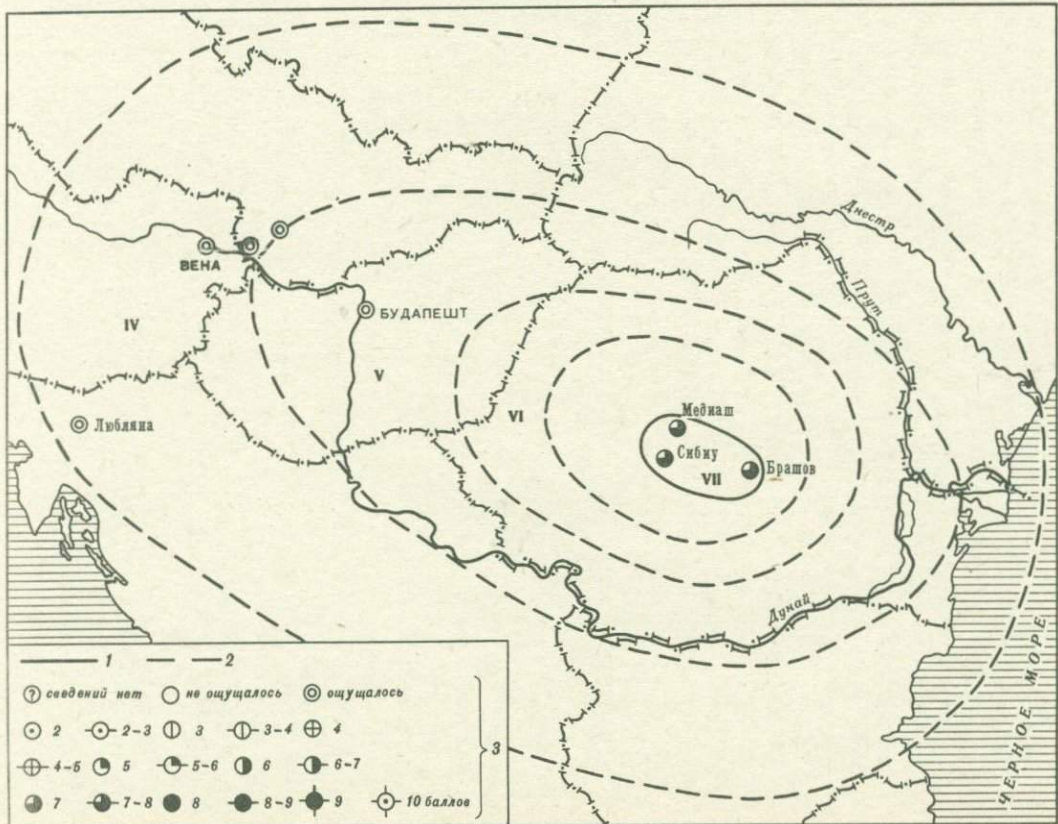


Рис. 1. Карта изосейст землетрясения 10. VIII 1590 г.

1 - по А.В. Друмя, Т.П. Москаленко, А.А. Роману, Н.В. Шибалину; 2 - по С.В.Медведеву; 3 - интенсивность землетрясений в баллах

Римскими цифрами на картах изосейст здесь и далее обозначена зона соответствующей балльности

Кроме каталогов, были использованы следующие источники: Бюллетень постоянной центральной сейсмической комиссии Российской академии наук, Труды метеорологической сети юго-запада России, Известия постоянной центральной сейсмической комиссии АН, газетные сообщения ("Бессарабское слово", "Бессарабская почта" и др.).

Были проанализированы многочисленные статьи и заметки по отдельным землетрясениям.

Начиная с 1954 г. использовались инструментальные и макросейсмические данные, полученные на сейсмической ст. Кишинев, с привлечением сейсмограмм и бюллетеней сейсмических станций Львов, Симферополь и др.

Регистрация землетрясений на сейсмической ст. Кишинев велась вначале приборами системы Д.П. Кирноса и Д. Харина, а затем Кирноса, СД-1, СМТР, СКМ.

С 1964 г. макросейсмический материал собирался сотрудниками станции. Основным источником информации о данных по землетрясениям 1964–1977 г. служили анкетные данные, полученные от сейсмокорреспондентов. В Институте геофизики и геологии была составлена анкета, которая сразу же после землетрясения рассылалась в населенные пункты. В эту анкету в качестве вопросов вошли все определения из шкалы MSK-64. Сейсмокорреспондентами у нас являются в основном учителя географии, физики, секретари сельсоветов, райисполкомов, работники почты, инженеры гидрометслужбы и др. Большинство из них получили устные или письменные консультации о заполнении анкеты. Кроме анкет, практиковали выезды в населенные пункты для проверки. По Кишиневу, кроме телефонных сообщений, проводили массовые опросы. В результате были построены карты изосейст землетрясений последних лет.

Одно из первых сильных вранчских землетрясений, включенных в наш каталог по данным С.В. Евсеева, произошло 12.II 1107 г. В Киеве и Новгороде удалось оценить его интенсивность в 4 и 3 балла соответственно. Интенсивность в эпицентре была не менее 7 баллов. Кроме этого землетрясения к вранчским относятся следующие землетрясения: X 1122 г., 8.VIII 1126 г., 1.IV 1170 г., 13.II 1196 г., 10.V 1230 г., 1327 г., 10.X 1446 г. Для всех этих землетрясений оценены радиусы далеких изосейст [1–5]. Однако данных по Молдавии нет.

Приведем макросейсмические данные по отдельным землетрясениям начиная с 1471 г., так как в этом году 29.VIII произошло первое отмеченное молдавской хроникой землетрясение в районе Вранча (1471, 29.VIII, 05 ч. 00 мин \pm 6 ч. 45,7°N 26,6°E + 0,5h = 150 км (100 + 170), M = 7,1). Параметры землетрясения вычислены по макросейсмическим данным. Максимальная интенсивность землетрясения 8–9 баллов. Это землетрясение описано главным образом в летописях. У А. Флоринеско: "...большое землетрясение во время завтрака: разрушения в Молдавии, Бессарабии, Валахии. Эпицентр – возможно район Вранча" [3, 5–8].

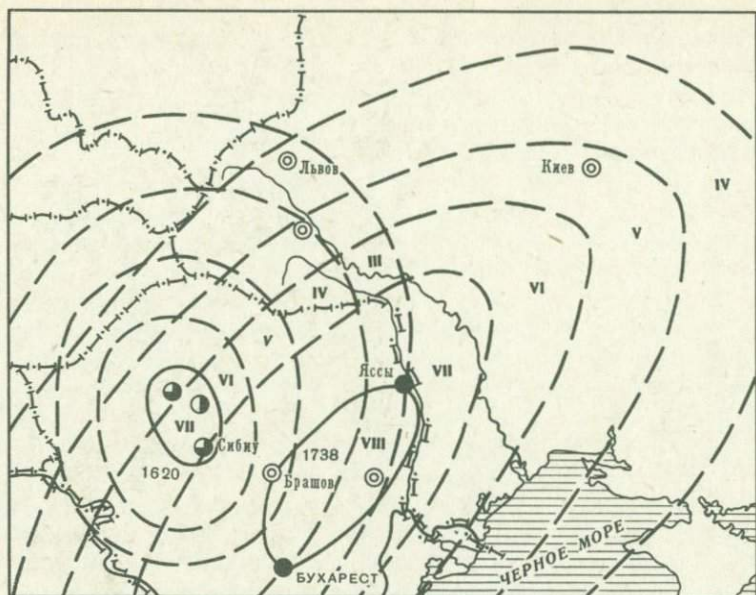


Рис. 2. Карта изосейст землетрясения 11.VI 1738 г. и 8.XI 1620 г.

Обозначения те же, что и на рис. 1

Землетрясение 10.VIII 1590 г. [2, 3, 7, 9] ошибочно относят к району Вранча. А. Флоринеско [7] сообщает: "...большое землетрясение к юго-востоку от Трансильвании. Сотрясения сопровождалось большими разрушениями в Брашове, Ришнове, Сибю, Медиаше".

Информация по Молдавии и Валахии отсутствует. У С.В. Евсева, в "Землетрясения Украины": "...в Брашове на башнях звенели колокола, многие здания и большая часть церковного свода обрушились". Очевидно, это сильнейшее землетрясение из региона Южные Карпаты (г. Кымпюлунг) – рис. 1.

8.XI 1620 г. Интенсивность в эпицентре 8 баллов. В [7]: "...большое землетрясение на земле Трансильвании, особенно чувствительно: Клуж, Сибю и в районе Тырнавы. Большие повреждения и разрушенные здания". С.В. Евсеев, ссылаясь на В. Ляска: "...в Молдавии и Валахии более сильное, там земля распалась крестообразно и оттуда перестали истекать источники", ощущалось во Львове, Каменце, Луцке. Эпицентр этого землетрясения – не район Вранча (рис. 2) [2, 6, 7, 10].

18.VIII 1681 г. Интенсивность в эпицентре 8 баллов [2, 3, 6, 7, 11, 12]. А. Флоринеско сообщает: "...большое землетрясение в Молдавии, Валахии и Трансильвании. Большие повреждения в церквях, башнях, разрушены деревянные дома. В Яссах направление ударов с запада на восток. Ощущалось в течение четверти часа". С.В. Евсе-

ев: "...земля вздрогнула и немного затряслась". Землетрясение здесь было незначительным. В [6, 7, 11, 12] приводятся, кроме того, данные для землетрясения 9.VIII 1679 г. со сложим описанием (разрушены церкви, башни, деревянные дома). Либо это описание двух землетрясений одинаковой силы, либо это описание одного и того же землетрясения.

11.VI 1738 г. Интенсивность этого землетрясения в эпицентре 8-9 баллов. В [7]: "ужасное землетрясение", охватившее огромную площадь: Валахия, Молдавия, Трансильвания. Особенно чувствительно в Бухаресте, Яссах, Фокшанах, Бузеу, долина р. Бузеу. Большие разрушения в Яссах (15 домов, 15 башен, 11 монастырей). С большой силой проявилось в Молдавии (разрушено 11 монастырей). Наиболее удаленный пункт к востоку - с. Кривая Руда Полтавской области. Ощущалось также во Львове (см. рис. 2). Описано в [2, 3, 6, 7, 10-13].

6.IV 1790 г. Интенсивность в эпицентре 8 баллов [2-5, 7, 9-11, 13-16]. Землетрясение охватило юго-восток и юг России, Галицию, Трансильванию, Банат, Румынию. Предельная область распространения колебаний на восток - Крым. В Бельцах, Кишиневе, Бендерах повреждены здания. Особенно ощущалось в Романе, Яссах, Каменец-Подольске, Бухаресте. В Житомире разрушена одна церковь, в Очакове - несколько домов. Для этого землетрясения имеется карта изосейст С.В. Медведева без указания пунктов проявления, а также изосейсты для юго-запада СССР [9]. Мы составили карту изосейст по 17 пунктам (рис. 3, см. вкладку, табл. 1).

26.X 1802 г. Разрушительное и опустошительное Карпатское землетрясение, охватившее огромную территорию (свыше 2 млн. км²) от Москвы и Петербурга до Константинополя [3-7, 10]. Интенсивность в эпицентре 9 баллов. В эпицентральной области большие разрушения, в земле образовались трещины, из которых хлынула вода. Реки во многих местах вышли из берегов. "Московские ведомости" писали об этом землетрясении: "...многие церкви и дома

Таблица 1

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Бельцы	7	Бендеры	6
Яссы	7	Брашов	6
Роман	7	Очаков	5-6
Бухарест	7	Ананьев	4-5
Каменец-Подольский	6-7	Тульчин	4
Могилев-Подольский	6-7	Бердичев	4
Бод	6-7	Киев	Ощущалось
Житомир	6-7	Львов	Ощущалось
Кишинев	6		

Таблица 2

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Ленинград	3-4	Сибю	6-7
Москва	5	Фэгэраш	6
Калуга	5	Тимишоара	Ощущалось
Орел	Ощущалось	Турья	7-8
Варшава	4	Брэила	8
Львов	5-6	Брашов	8-9
Киев	5-6	Бухарест	8-9
Черновцы	6-7	Симферополь	4-5
Яссы	6-7	Варна	Ощущалось
Кишинев	7-8	Рушук	7
Каприяны	7-8	Стамбул	5-6
Гербовец	7-8	Алжир	3
Силистра	7	о. Итака	Ощущалось

разрушены и немалое число людей лишилось жизни... Природа в течение многих столетий никогда не соединяла вместе стольких разрушительных явлений". Из рассмотрения сводной карты изосейст (см. рис. 3, табл. 2) видно, что 8- и 7-балльные колебания землетрясения 26.X 1802 г. распространились дальше на северо-восток, чем те же колебания 10.XI 1940 г., что заставляет предполагать землетрясение 1802 г. более сильным, чем 10.XI 1940 г. К сожалению, о проявлении этого землетрясения на территории Молдавии имеются весьма скудные сведения.

17.XI 1821 г. Сильное землетрясение с интенсивностью в эпицентре 7-8 баллов. На территории Молдавии проявилось с силой 5-6 баллов. По собранным нами сведениям [5-7, 13, 17, 18], проведены изосейсты 5 и 6 баллов (см. рис. 3, табл. 3).

26.XI 1829 г. Интенсивность в эпицентре 8 баллов. Описано во многих работах [3-7, 9, 13, 15-20], однако по эпицентральной области данных очень мало. В Бухаресте "...разрушено 130

Таблица 3

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Киев	5	Николаев	5-6
Львов	5	Одесса	5-6
Винница	5	Очаков	5
Умань	5-6	Яссы	6
Дубоссары	5-6	Бухарест	6

домов, падением труб и стен побито и поранено около 60 человек...” Но уже в Яссах только “...некоторые здания были повреждены”. В Кишиневе причинен довольно значительный ущерб, во многих зданиях разрушились стены и трубы. На левом берегу Днестра землетрясение заметно ослабевало. В Тирасполе “...возникли трещины в стенах и были побиты стекла в окнах”. Для этого землетрясения имеются карты изосейст С.В. Медведева и А.В. Друмя и др. Собранные нами сведения (табл. 4) позволили построить карту изосейст этого землетрясения (см. рис. 3). Зона 7-балльных колебаний для этого землетрясения в районе Кишинева доходит до Днестра.

21.IV 1835 г. Интенсивность в эпицентре 6 баллов. На нашей территории с наибольшей силой (6 баллов) проявилось в Белгород-Днестровском. Данные для г. Львова из [5] (“сильное, во многих домах выпали стекла из окон”), видимо, завышены. И.М. Сухов [21], основываясь на недостоверных данных для Львова (5 баллов), предлагает, не привлекая дополнительной информации, эпицентр в Буковине (48,7°N, 25,7°E, $l_0 = 8,7, 6,5$ на расстоянии 125, 200, 300 км). Это соответствует $M \sim 7,4$, $h \sim 60$, что весьма маловероятно. Данные из [5, 13] о толчке во Львове 20.VII в 21 ч. относятся, видимо, к данному землетрясению; не исключен и самостоятельный местный толчок в районе Львова. Собранный нами материал по [3, 5, 7, 19] позволил нам построить карту изосейст (см. рис. 3, табл. 5).

23.I 1838 г. Разрушительное Вранчское землетрясение с интенсивностью в эпицентре 8 баллов. Ощущалось на большой площа-

Таблица 4

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Киев	3-4	Херсон	5-6
Бердичев	Ощущалось	Николаев	Ощущалось
Кременчуг	Ощущалось	Алба-Юлия	6
Днепропетровск	4-5	Медиаш	6
Черновицы	Ощущалось	Брашов	6
Борислав	Ощущалось	Кымпина	7
Сороки	6	Бухарест	7-8
Бельцы	6	Кагул	7
Яссы	7	Краков	Ощущалось
Дубоссары	5-6	Болград	7
Кишинев	7	Рени	6-7
Тирасполь	6	Измаил	Ощущалось
Комрат	7	Симферополь	4
Одесса	5	Белград-Днестровский	Ощущалось

Таблица 5

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Львов	4	Белгород-Днестровский	6
Яссы	4	Одесса	3
Кишинев	5-6	Измаил	4
Тирасполь	5-6	Бухарест	3-4

ди; юго-запад Украины, Молдавия, Румыния, Венгрия и весь Балканский полуостров. Отмечено во многих литературных источниках [2-9, 12, 13, 15-20, 28]. В эпицентральной области имелись жертвы, большие разрушения (трещины с выбросом черной воды, оползни вдоль рек в районе Бузеу, Рымникул-Сэрат, Путна, по левому берегу р. Сирет разрушено много зданий). На территории нашей страны 7-балльные колебания почвы распространились на большую часть Молдавии (южнее Оргеева) и на часть Одесской области. Повреждениями отмечены Одесса, Кишинев, Бельцы, Рени, Тирасполь, Измаил. Землетрясение ощущалось в Житомире, Киеве, Харькове (см. рис. 3, табл. 6).

4.XI 1866 г. Колебания почвы интенсивностью 6-7 баллов ощущались около г. Сороки (МССР). Трещали потолки и каркасы зданий [5, 7, 15].

13.XI 1868 г. Отмечается [3, 6, 11] как большое землетрясение, $I_0 = 8 \div 9$ по [6, 11], $I_0 = 7 \div 8$ по [2]. Мы оценили балльность в эпицентре в 6 баллов по данным [7], так как в литературе [2, 3, 5-7, 10-12, 17, 18] не встречаются упоминания о серьезных разрушениях. Для построения карты изосейст данных недостаточно.

17.VIII 1893 г. Сильное землетрясение, ощущавшееся на большой площади. Максимальная интенсивность 7 баллов. Проведенная нами 6-балльная первая изосейста занимает большую площадь, что дает возможность предполагать 7-балльную изосейсту внутри 6-балльной, хотя в литературе [3, 5-7, 9, 17-19] нет упоминаний о разрушениях, которые можно было бы отнести к 7 баллам (см. рис. 3). В табл. 7 приводятся данные о проявлении сотрясений в отдельных пунктах.

10.IX 1893 г. Сильное землетрясение [2-7, 14, 17-19, 23]. Интенсивность в эпицентре 7 баллов. Эпицентр в районе Текуч, Фокшаны (см. рис. 3, табл. 8). Ощущалось в Румынии, Болгарии, на Украине. Серьезных разрушений нет, хоть и более сильное, чем предыдущее, землетрясение.

4.III 1894 г. Ощущалось на большой территории в Румынии и на юго-западе Украины. Максимальная интенсивность 6-7 баллов

Таблица 6

Пункт	Интенсивность, б баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Бухарест	8	Тирасполь	6
Плоешти	8	Хотин	6
Вуков	8	Очаков	6
Рымникул-Сэрат	8	Белгород-Днест- ровский	6
Брэила	8	Сороки	5-6
Кымпина	8	Оргеев	5-6
Фокшаны	7-8	Гусятин	5-6
Питешти	7-8	Каменец-Подоль- ский	5-6
Крайова	7-8	Черновцы	5
Рени	7	Залешики	5
Кишинев	7	Киев	4-5
Сигишоара	7	Львов	4-5
Вьргиш	7	Тернополь	4-5
Сибю	7	Бердичев	4
Прежмер	7	Херсон	3
Брашов	7	Одесса	6
Бельцы	6-7		
Измаил	6-7		
Яссы	6		

Таблица 7

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Кишинев	6-7	Бухарест	6
Яссы	6	Одесса	4-5
Васлуй	6	Ананьев	4
Хуши	6	Ямполь	4
Измаил	6	Николаев	4
Местекэни	6	Киев	Ощущалось
Тулча	6	Сороки	Ощущалось

наблюдалась в Берешти. В Кишиневе обвалилась штукатурка, падали предметы. Больших разрушений в литературе не описано [2-7, 9, 13, 14, 17, 18].

31. VIII 1894 г. Интенсивность в эпицентре 8 баллов. Особенно сильно ощущалось в Бузэу и Галаце. "К северу от Галаца в

Таблица 8

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Фокшаны	7	Тудча	7
Текуч	7	Бабадаг	6-7
Бырлад	7	Зализничное	6
Драгушены	7	Кишинев	6-7
Берешти	7	Болград	5
Бакэу	6-7	Белгород-Днестровский	5
Аврамешты	6-7	Одесса	5
Васлуй	6-7	Сороки	5
Балга	5	Бельцы	5
Ананьев	5	Николаев	4
Тыргу-Фрумос	6	Единцы	4
Могилев-Подольский	Ощуща- лось	Умань	3
Исакча	7		

Таблица 9

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Галац	8	Болград	7
Бузэу	8	Бырлад	7
Рымникул-Сэрат	7	Васлуй	7
Бухарест	7	Хуши	7
Мизил	7	Роман	7
Фокшаны	7	Яссы	7
Текуч	7	Ботошаны	7
Велены	7	Кишинев	6
Кымпина	6	Котовск	5-6
Чимишлия	5	Измаил	5-6
Комрат	5	Единцы	3-4
Силистра	5	Могилев-Подольский	3-4
Тараклия-де-Салние	7		

с.Валены берега Прута обвалились, дома осели и дали трещины, церковные колокола звонили сами собой". К востоку от Прута землетрясение проявлялось заметно слабее, и уже в Измаиле, Комрате, Кишиневе сила землетрясений не превышала 5-6 баллов. Ощущалось на сравнительно небольшой площади. Описано в [3, 6, 7, 9,

12, 17-19, 23]. Построенная нами карта изосейст по данным, собранным в табл. 9, представлена на рис. 3.

6.X 1908 г. Ощущалось в Венгрии, Польше, Галиции, Буковине, Бессарабии и сербии [1, 2, 6, 12, 22, 24, 25]. Интенсивность в эпицентре 8 баллов.

На территории Молдавии и юго-западе Украины наблюдались 7- и 6-балльные сотрясения, 5-балльные сотрясения распространились до Киева, Житомира и Львова. Особенно интересны сообщения из Житомира: люди падали с кроватей, билась посуда и оконные стекла, обваливалась штукатурка, опрокидывалась мебель. При других землетрясениях в Житомире мы не встречали столь сильных проявлений. Собранные нами сведения (табл. 10) представлены на карте изосейст (см. рис. 3).

25.V 1912 г. Разрушительное землетрясение с интенсивностью в эпицентре 8 баллов. С наибольшей силой проявилось в Румынии, где наблюдались 8- и 7-балльные сотрясения [1, 2, 4, 6, 16, 24-26]. В городах Фокшаны, Мерешешты и Одобешты были разрушены дома и были человеческие жертвы. На территории юго-запада Украины и в Молдавии 6-5- и 4-балльные сотрясения распространились на сравнительно небольшие площади, что объясняется небольшой глубиной землетрясения - 50 км. Землетрясение сопровождалось

Таблица 10

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Бухарест	8	Могилев-Подольский	5
Бузеу	8	Черновцы	5
Брэила	8	Окница	5-6
Рымникул-Сэрат	8	Тирасполь	5-6
Текуч	8	Залешики	6
Бырлад	7	Старожинец	5
Бэкеу	7	Коломыя	5
Синая	6	Ивано-Франковск	5-6
Тырговиште	6	Киев	5
Сучава	6	Звенигород	5
Подгайцы	5-6	Казатин	5
Гусятин	5-6	Изяслав	5
Гримайлов	5-6	Староконстантинов	5
Бар	5-6	Черный остров	5
Жмеринка	5-6	Львов	5
Житомир	5-6	Золочев	5
Гура	5	Тернополь	5
Котовск	5	Любар	4
Ямполь	5	Черкассы	3-4

Таблица 11

	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Одобешты	8	Калараш	4
Мерешешты	8	Тирасполь	4
Фокшаны	8	Одесса	5
Рымникул-Сэрат	7-8	Сороки	5
Видра	8	Каменец-Подольский	3-4
Зализничное	4-5	Могилев-Подольский	3-4
Кишинев	5-6	Крыжополь	3-4
Яссы	4-5	Умань	3-4

афтершоками с магнитудами 6,2. Магнитуда основного толчка 6,3. Собранные нами сведения (табл. 11) представлены на рис. 3.

29. III 1934 г. Очень сильное Карпатское землетрясение с интенсивностью в эпицентре 8 баллов [1-4, 6, 12, 15, 24, 25].

Однако площадь распространения сравнительно небольшая - 4-балльные сотрясения не распространились дальше Ивано-Франково Житомира, Херсона. На территории Молдавии все же проявилось сильно: в Кишиневе была разрушена церковь, у многих зданий обвалились карнизы, трубы, штукатурка, рухнул стеклянный потолок в трактире. Опрокидывалась мебель, падали картины, посуда. Разрушения отмечены в Измаиле, Болграде, Бендерах. Довольно сильно ощущалось землетрясение в Одессе. Построенная карта изосейст представлена на рис. 3, данные о балльности в отдельных пунктах - в табл. 12.

22. X 1940 г. Сильное землетрясение с интенсивностью в эпицентре 7 баллов, 7-балльная изосейста протягивается от Васлуя

Таблица 12

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Бырлад	8	Бакэу	6
Галац	8	Белгород-Днестровский	4
Брэила	7	Одесса	4
Бухарест	7	Каменец-Подольский	4
Измаил	7	Хмельницкий	4
Кишинев	7	Винница	4
Роман	7	Житомир	4
Яссы	7		
Бендеры	6		

Таблица 13

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Одобешты	7	Черновцы	5
Текуч	7	Пашканы	5
Фокшаны	7	Киев	4-5
Бырлад	7	Черкаскы	4-5
Мэрэшешты	6	Мизил	6
Бухарест	6	Тырговиште	6
Плоешти	6	Брашов	6
Урлаци	6	Бакэу	6
Тыргу-Окна	7	Болград	6
Васлуй	7	Тулча	6
Хуши	7	Яссы	6
Галац	7	Кишинев	6
Брэила	7	Цыганешты	6
Бузэу	7	Констанца	5
Куртя-де-Арджеш	5	Одесса	5
Питешти	5	Белгород-Днестровский	5
Рошиори-де-Веде	5	Тирасполь	5
Шокаричу	5	Пятра-Нямц	5
Дубоссары	5	Кировоград	Ощущалось
Бельцы	5		

Таблица 14

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Бухарест	9	Силистра	7
Буда	9	Слобозия	7
Бузэу	9	Туркоая	7
Берешти	9	Тулча	7
Галац	9	Тыргу-Фрумос	7
Кымпина	9	Фалешты	7
Мэрэшешты	9	Чимишлия	7
Мизил	9	Чернавода	7
Одобешты	9	Яссы	7
Плоешти	9	Дубоссары	6
Панчу	9	Котовск	6
Рымникул-Сэрат	9	Одесса	6
Текуч	9	Саврань	6
Фокшаны	9	Очаков	6
Адждуд	8-9	Николаев	6

Таблица 14 (окончание)

Пункт	Интенсивность, баллы	Пункт	Интенсивность, баллы
Брэила	8	Вознесенск	6
Бакэу	8	Березовка	6
Брашов	8	Балта	6
Бырлад	8	Ямполь	6
Васлуй	8	Могилев-Подольский	6
Дарманешты	8	Черновцы	6
Мунтений	8	Никополь	6
Оанча	8	Овидиополь	6
Питешти	6	Видин	6
Рошиорий-де-Веде	8	Варна	6
Рукар	8	Габрово	6
Туркоая	8	Мангалия	6
Урзичены	8	Меркуря	6
Фелдиоара	8	Молдова-Веке	6
Хуши	8	Сибиу	6
Вишневка	8	Сигишоара	6
Гэичана	8	Сливен	6
Килия	7-8	Стрихая	6
Белгород-Днестровский	7	Сучава	6
Бендеры	7	Ботошаны	6
Болград	7	Тыргу-Нямц	6
Бельцы	7	Турну-Северин	6
Измаил	7	Белая Церковь	5
Комрат	7	Винница	5
Констанца	7	Кировоград	5
Кишинев	7	Киев	5
Криулены	7	Житомир	5
Крайова	7	Тернополь	5
Леушены	7	Дрогобыч	5
Леово	7	Ивано-Франковск	5
Меджидия	7	Каменец-Подольский	5
Милешти	7	Днепропетровск	5
Мозачены	7	Бургас	5
Олтеница	7	Львов	4-5
Оряхово	7	Москва	3-4
Пятра-Нямц	7	Ленинград	Ощуща-
Рупя	7	Ярославль	лось
Роман	7	Варшава	"
Резены	7	Будапешт	"
Разград	7	Марсель	"
Сарата	7	Стамбул	"

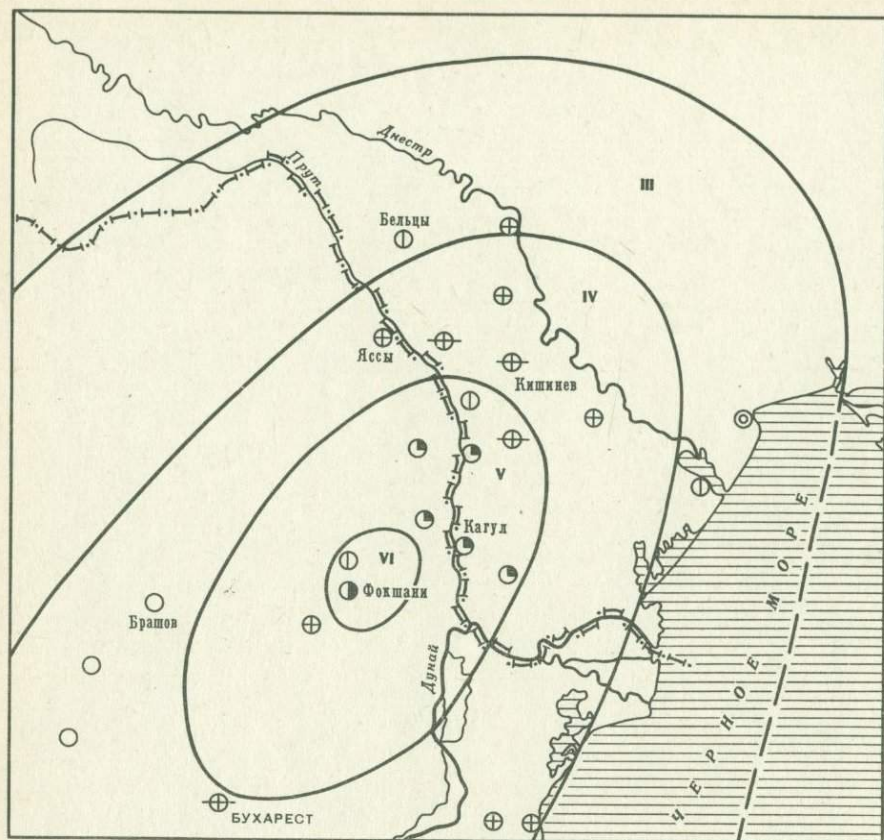


Рис. 4. Карта изосейст землетрясения 10. XI 1965 г.
 Обозначения те же, что и на рис. 1

до Бузэу и от Тыргу-Окна до Галаца, занимая, таким образом довольно большую площадь. На территории СССР разрушения наблюдались в Кишиневе, Болграде. В Днепропетровске, Киеве раскачивались люстры, падала штукатурка. Для этого землетрясения характерно медленное снижение балльности с расстоянием. 6-балльная зона охватывает значительную часть территории Молдавии (до Оргеева на севере) – см. рис. 3, табл. 13.

Землетрясение описано во многих литературных источниках [1-4, 6, 9, 11, 12, 14, 17, 24, 25, 27, 28].

10.XI 1940 г. Катастрофическое землетрясение, распространилось на площади порядка 2 млн. км², охватило большую часть Восточной Европы – Румынию, Болгарию, Югославию, Венгрию. Ощущалось во Франции и на побережье Малой Азии. Интенсивность в эпицентре 9 баллов. На территории Советского Союза ощущалось в Ленинграде, Москве, Ярославле, Владимире, Воронеже и Новочеркасске. Сильно пострадал юго-запад Украины, Молдавская ССР.

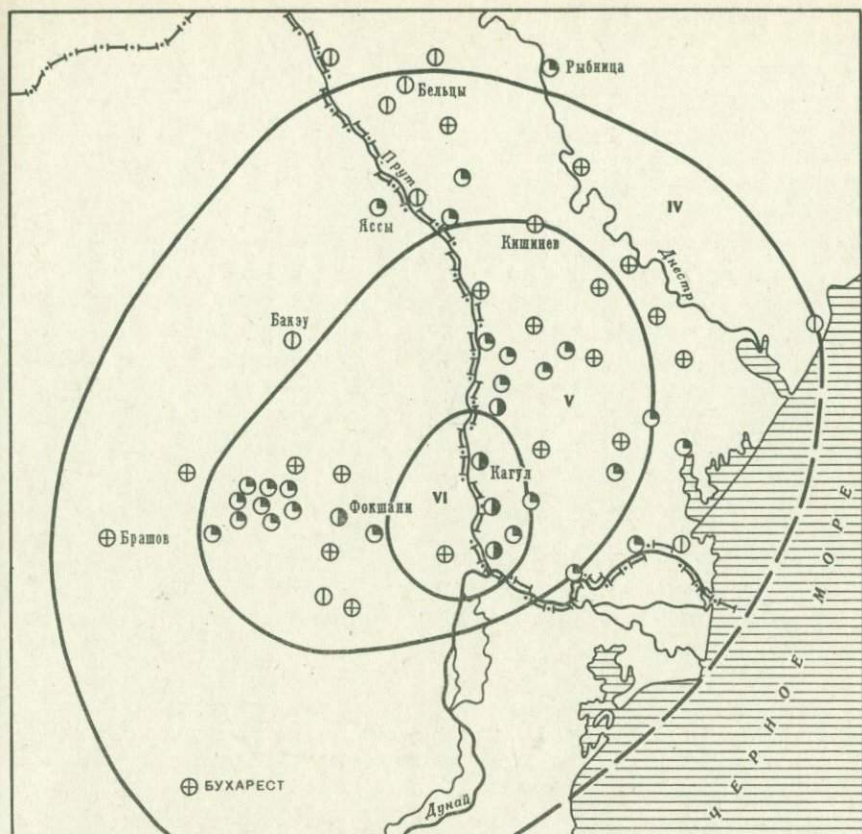


Рис. 5. Карта изосейст землетрясения 2.X.1966 г.
 Обозначения те же, что и на рис. 1

В Кишиневе землетрясение вызвало разрушение жилых домов и общественных зданий. Подробно описано во многих работах [1-4, 6, 9, 12, 14, 16, 17, 22-25, 27-31]. Особенно тщательно изучено и описано специально созданной в 1941 г. Геофизическим институтом АН СССР комиссией под руководством В.О.Шохера. Мы очень строго подходили к определению интенсивности в отдельных пунктах, привлекали первичный материал, сопоставляли интенсивности по многим авторам. Полученные данные сведены в табл. 14. Построенная карта изосейст представлена на рис. 3. 9-балльные колебания распространились на довольно большую площадь, включая Плоешти, Бузэу, Галац, Мэрэшешты, Буду.

8-балльная зона на территории СССР проходит по линии Леово, Комрат, Болград, 7-балльная зона на севере ограничена линией Бельцы - Котовск, на востоке - Белгород-Днестровским.

В 1945 г. произошли два сильных землетрясения (7.IX с $M = 6,5$ и 9. XII с $M = 6,2$). В Кишиневе эти землетрясения ощущались

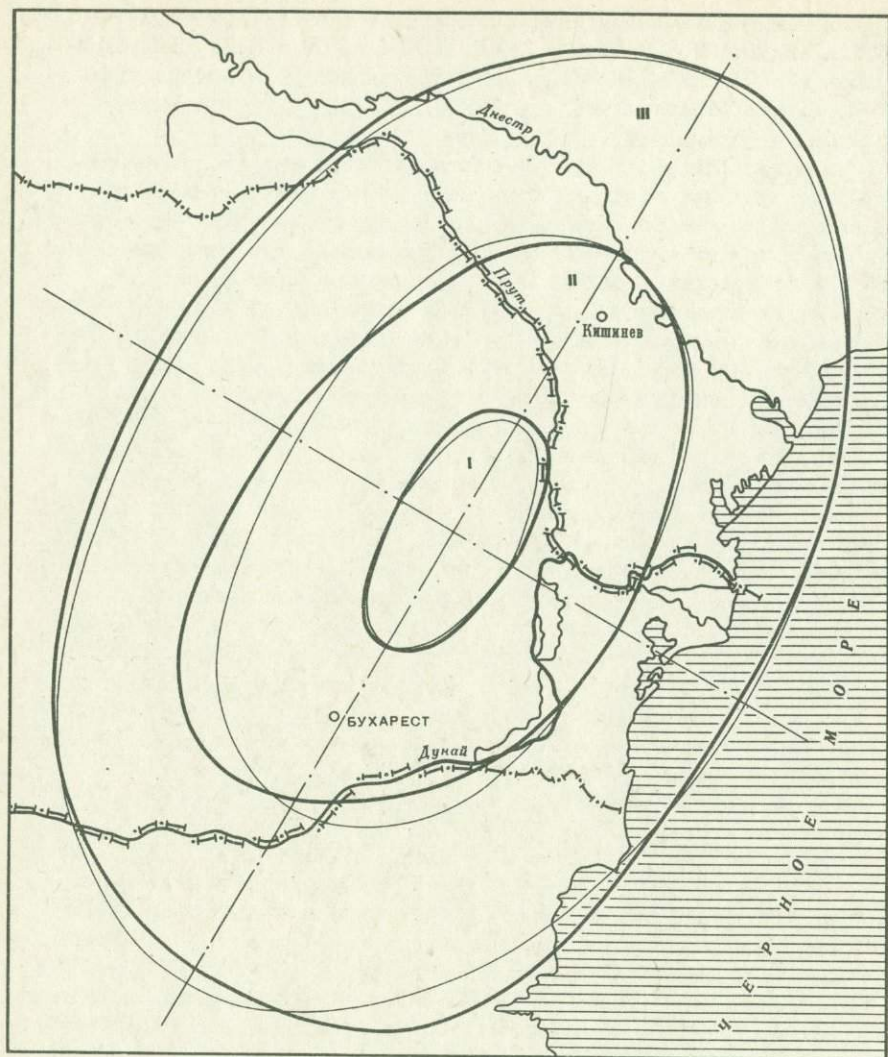


Рис. 6. Усредненные изосейсты Карпатских землетрясений
 Обозначения те же, что и на рис. 1

соответственно в 5 и 4 балла. Разрушений не отмечено. Следует отметить также землетрясения 17. X 1947 г. с $M = 6,1$ и 29. V 1948 г. с $M = 6$. Макросейсмический материал по этим землетрясениям отсутствует.

Из землетрясений последних лет по данным [2] и [32] мы представляем карту изосейст землетрясения 10.I 1965 г. Это землетрясение описано в [2, 32-34] ($I_0 = 6$ баллов). В Кишиневе оно проявилось в 4 балла (рис. 4). После этого землетрясения

произошли три землетрясения с $M > 5$: 2.X 1966 г. ($M = 5,1$) (рис.5), 1.X 1972 г. ($M = 5,5$) и 17.VII 1974 г. ($M = 5,2$). Землетрясение 17.VII 1974 г. в Кишиневе проявилось с интенсивностью 3-4, на юге Молдавии в Кагуле - 4, Леово - 4-5, Московской - 5, Болград, с.Чишмикой - 5-6 баллов.

Была построена обобщенная карта изосейст карпатских землетрясений (см. рис. 3). Таким образом, из анализа карт изосейст видно, что изосейсты землетрясений вытянуты в северо-восточном направлении в сторону Русской платформы вкостр простираения основных геологических структур и зон тектонических нарушений.

Как уже отмечалось ранее, инструментальный эпицентр глубоких карпатских землетрясений не совпадает с макросейсмическим. Макросейсмический эпицентр смещен к востоку или северо-востоку по отношению к инструментальному на расстояние, меньшее $h/2$.

На основе 17 карт изосейст мы построили средние изосейсты карпатских землетрясений (рис. 6) для I, II, III изосейст. Из точки, в которую были отнесены макросейсмические эпицентры землетрясений, через 30° проводились лучи, на которых измерялась величина радиуса каждой изосейсты и затем была найдена величина среднего радиуса. Как видно из рисунка, средние изосейсты имеют овальную форму и вытянуты с юго-запада на северо-восток. Это объясняется геолого-тектоническим строением региона, кроме того, конфигурация всех трех изосейст близка к эллиптической. Для сравнения на рисунок нанесен эллипс с координатами фокуса $45,6^\circ$ с.ш. и $27,2^\circ$ в.д. Отклонение от эллиптической формы усредненных изосейст незначительное. Большая полуось эллипса лежит в направлении с юго-запада на северо-восток.

Как видно, наиболее сильными в XIX и XX столетиях были землетрясения 26.X 1802 г. и 10.XI 1940 г. За последние 40 лет событие 4.III 1977 г. явилось первым разрушительным землетрясением с эпицентром в районе гор Вранча, которое может быть поставлено в ряд с сильнейшими сейсмическими событиями Карпат. Землетрясение ощущалось на огромных пространствах - от Неаполя до Сочи и от Афин и Стамбула до Ленинграда и Петрозаводска.

Нами собран и обработан макросейсмический материал этого землетрясения. В результате построена карта изосейст, которая приводится в статье Т.П.Москаленко, А.А.Роман "Макросейсмический эффект землетрясения 4.III 1977 г. на территории Молдавии" (см. настоящий сборник).

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас землетрясений в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.
2. Catalogue of Balkan Earthquakes 1900-1970: Survey of seismicity of the Balkan Region, Catalogue of Earthquakes, Skopje, 1974, Pt 1. 257 p.
3. Евсеев С.В. Землетрясения Украины, Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 75 с.
4. Медведев С.В. Опыт нового районирования Молдавской ССР. - Труды Геофизического ин-та АН СССР, 1949, № 5 (132), с. 38-49.

5. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи: Записки Русского географического общества. Петербург, 1893, т. 26. 420 с.
6. Petrescu G., Radu C. Seismicitatea teritoriului R.P. Romine in perioada anterioara anului 1900. — *Probl. geofiz.*, 1963, t. 2, p. 79–86.
7. Florinesco A. Catalogue des tremblements de terre ressentis sur le territoire de la RPR. Bucuresti, 1958. 167 p.
8. Stefanescu G. Cutremurele de pamint in Romania in timp de 1391 de ani de la anul 455 pina la 1874. Bucuresti: Anal. Acad. Rom. mem. stiinte II, 1902, t. 24, p. 40.
9. Друмя А.В., Устинова Т.И., Шукин Ю.К. Проблемы тектоники и сейсмологии Молдавии. Кишинев: 1964. 119 с.
10. Rethly A. A Karpatmedencek Foldrengesei (455–1918). Budapest: Akad. Kiado, 1952. 150 p.
11. Иосиф Т., Раду К. Характеристика обусловленных напряжений глубокого очага во Вранче. — *Изв. АН МССР*, 1962, № 4, с. 91–104.
12. Constantinescu L., Enescu D. Relatii energie–magnitudine–intensitate pentru cutremurele Carpatice. Parametri regulului seismic al regiunii Vrancea. — *Stud. cer. geofiz.*, 1963, t. 2, N 1, p. 239–268.
13. Laska W. Die Erdbeben Polens: Mitteilungen der Erdbeben-Kommission der Kais. Wien: Akad. Wiss., Neue Folg. 1–20, (1901–1906).
14. Atanasiu I. Cutremurile de pamint din Romania. Bucuresti, 1961. 275 p.
15. Попов В.В. Сейсмичность УССР и Бессарабии и связь землетрясений юго-запада СССР с Карпатскими очагами. — *Труды Сейсмологического ин-та АН СССР*, 1938, 79(2).
16. Сагалова Р.М. Изосейсты землетрясений на Украине: Каталог карпатских землетрусив, 6(9). Киев: Изд-во АН УССР, 1963, с. 21–26.
17. Евсеев С.В. Интенсивность землетрясений Украины. — В кн.: *Сейсмичность Украины*. Киев: Наукова думка, 1969, с. 32–55.
18. Karnik V. Seismicity of the European area. Praha: Czechosl. Akad. Sci., 1971, T. 2. 218 p.
19. Васильев П.К. Сейсмичность Южной России и прилегающих к ней стран в связи с тектоникой: Записки Новороссийского общества естествоиспытателей. Одесса, 1908, т. 31, с. 129–183.
20. Морозова Р.М., Шебалин Н.В. О землетрясениях Крыма 1800–1967 1967 гг. Опыт критического каталога. — *Геофиз. сб. АН УССР*, 1968, вып. 26, с. 13–14.
21. Сухов И.М. К вопросу о бальности г. Кишинева и сейсмическое районирование Молдавской ССР. Фонды Ин-та геофизики и геологии АН МССР, 1960. 68 с.
22. Сагалова Е.А. К вопросу о сейсмическом районировании территории Буковины. — В кн.: *Сейсмичность Украины*. Киев: Наукова думка, 1969, с. 70–81.
23. Цшохер В.О., Тищенко В.Г., Попов В.В. Карпатские землетрясения 22.10 и 10.11.1940 г.: Отчет. М.: Б-ка ИФЗ АН СССР. 149 с.
24. Karnik V. Seismicity of the European area, Praha: Czechosl. Akad. Sci., 1968, T. 1. 364 p.
25. Петреску Г., Раду К. Сейсмичность территории Румынской Народной Республики за период 1901–1960 гг. Кишинев: Штиинца, 1962. с. 68–89.
26. Сагалова Е.А. Карпатський землетрус 25.5.1912 — В кн.: *Каталог Карпатських землетрусив*. Киев: Изд-во АН УССР, 1958, 4(7), с. 34–44.

27. Линден Н.А. Каталог глубокофокусных землетрясений по данным сейсмической сети СССР 1909-1944 гг. - Труды Сейсмологического ин-та АН СССР, 1947, т. 124. 14 с.
28. Медведев С.В. О последствиях карпатских землетрясений 1940 г. - Труды геофизического ин-та АН СССР, 1948, 1 (128), с. 74-79.
29. Горшков Г.П. Землетрясения на территории Советского Союза. М., 1949, с. 17-29.
30. Constantinescu L., Georgescu P., Radu C. About a shallow earthquake in Romania. - Rev. Roum. geol., geophys., geogr. Ser. geophys., 1970, vol. 15, N 2, p. 185-204.
31. Костюк О.П., Руденская И.М. Сейсмичность Карпат в 1965 г. - В кн.: Сейсмичность Украины, Киев: Наукова думка, 1969, с. 23-32.
32. Бюллетень сильных землетрясений СССР за 1957-1961 гг. - В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 1, 2, 4, 7, 8, 9. М.: Изд-во АН СССР 1959-1961 гг. Землетрясения в СССР в 1962-1971 гг. (ежегодник). М.: Наука, 1964-1975.
33. Друмя А.В. Карпатское землетрясение 10 января 1965 г. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1965, № 8, с. 74-76.
34. Попов В.М. Макросейсмические данные карпатских землетрясений 1963-1965 гг. и сейсмическое микрорайонирование г. Кишинева. - В кн.: Новые данные по сейсмологии Молдавии. Кишинев: Картя молдовеняскэ, 1968, с. 72-74.

*А. В. ВВЕДЕНСКАЯ, Н. В. ГОЛУБЕВА, Л. РУПРЕХТОВА***ОСОБЕННОСТИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ РАЙОНА ИЗГИБА КАРПАТСКОЙ ДУГИ И ПАРАМЕТРЫ МЕХАНИЗМА РАЗВИТИЯ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г.****ВВЕДЕНИЕ**

Особенность механического процесса в очагах землетрясений, возникающего в результате деформирования среды и проявляющегося при подавляющем большинстве случаев в сдвиге по образующейся поверхности разрушения, является подтверждением дислокационной природы данного явления [1]. Согласно дислокационной теории разрушения под действием касательных напряжений в деформируемом твердом теле может происходить внезапное локальное нарастание плотности дефектов структурного строения среды, связанных со способностью атомных рядов сравнительно легко скользить один относительно другого по определенной плоскости и называемых дислокациями скольжения. Уплотняясь в процессе деформирования, дислокации локализуются в макроскопической полосе, состоящей из тонких слоев, между которыми происходит скольжение. Неограниченное уплотнение областей скольжения в пределах каждого слоя приводит к нарушению кристаллического строения материала и появлению пластического течения в полосе, при котором скальвающие напряжения релаксируют. В окружающей края полосы упругой среде возникает концентрация напряжений, которая приводит к последующему расширению области разрушения.

В настоящее время роль дефектов кристаллической структуры в процессе разрушения твердых тел считается общепризнанной. Лавинное нарастание плотности дислокаций в узких областях деформированного тела при напряжениях, соответствующих реальной прочности материала, приводит к появлению поверхностей скольжения и трещин сдвига. В условиях появления скальвающих напряжений при существующем отклонении напряженного состояния сейсмически активных областей Земли от гидростатического сжатия (равномерного всестороннего давления) разрушение среды в очагах протекает избирательно по поверхностям разрыва или площадкам скольжения.

Конечно, рассматриваемый здесь механизм очага не исключает возможность землетрясений, связанных с односторонним распространением испаривания по уже существующим разломам у поверхности Земли. Одним из таких землетрясений является, вероятно, Паркфильдское (США) в июне 1966 г., детально исследованное К.Аки [2] на основе специально подготовленной системы наблюдений. Тогда с помощью приемника сигналов была оценена скорость одностороннего распространения процесса вдоль существующего разлома, входящего на поверхность Земли, в 2,2 км/с. На основе измерений

деформаций на разломе удалось определить величину снимаемых напряжений, которая имела значение 10^7 дин/см², т.е. на четыре порядка меньше теоретического предела прочности пород на скалывание. Сейсмограмма смещений, рассчитанная на основе записи ускорений, имела в отличие от сейсмограмм рассматриваемого здесь землетрясения, только один импульс. Это позволяет думать, что механизм очага с преодолением сил трения на части существующего разлома и механизм очага с разрушением среды принципиально различны, но не исключают один другого.

Появление "типичных" (в виде цуга знакопеременных импульсов) сейсмограмм при сильнейших землетрясениях мира и определение на их основе высоких пределов прочности на скалывание, имеющих порядок величины теоретического предела, показывают, что в этом случае мы имеем дело с явлением мантийным, при котором разрыв в очаге не выходит на земную поверхность [3,4].

В данной работе не проводится определение размеров области, окружающей очаг, в которой формируется цуг импульсов, не рассматривается правомерность в этой области законов геометрической сейсмологии, не сопоставляются размеры этой области с глубиной включения. Поэтому вопрос о возможности наложения цугов импульсов в волнах pP и sS на цуги импульсов в волнах P и S не ставится.

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ИСТОЧНИК, МОДЕЛИРУЮЩИЙ ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, И ЕГО ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ

С точки зрения идеализированных представлений механики деформируемых сред поверхность разрушения Σ в очаге является источником возбуждения волнового поля, связанного с разрывом непрерывности тангенциальных смещений и тангенциальных напряжений в точках поверхности [1]. Определение структуры волнового поля этого источника выполнено в работе [4], где показано, что силовое поле, связанное с существованием разрыва, можно представить как поле объемных или как поле поверхностных сил, приложенных к точкам замкнутой поверхности Σ' , при переходе через которую имеет место разрыв непрерывности.

Выберем Σ' так, чтобы она состояла из поверхностей Σ_1 и Σ_2 , параллельных Σ и соединенных трубкой, осью которой служит контур площадки Σ [4]. Пусть Σ_1 и Σ_2 неограниченно приближаются к Σ' , радиус трубки стремится к нулю, а объем, ограниченный поверхностью Σ' , стягивается в площадку Σ с нормалью \vec{n} . Тогда массовые силы $\rho_0 K_j$, действующие в точках элементов $d\Sigma_1$ и $d\Sigma_2$, образуют дипольный тензор - девиатор $\lim \rho_0 K_j \Delta x_k$ при $\Delta x_k \rightarrow 0$. Он представляет в точке площадки $d\Sigma$ тензор снимаемых скалывающих напряжений в виде системы касательных напряжений на двух взаимно перпендикулярных площадках, одной из которых является $d\Sigma$ с нормалью \vec{n} .

Таким образом, поле плотности диполей массовых сил является полем напряжений. Действие диполей означает снятие скалывающих напряжений в точках площадки Σ . Диагональные компоненты тензора представляют двойные силы без момента (напряжения сжатия и растяжения), в то время как недиагональные компоненты представляют два взаимно уравновешенных диполя с противоположно направленными моментами (касательные напряжения на двух взаимно перпендикулярных площадках). Растягивающие и сжимающие напря-

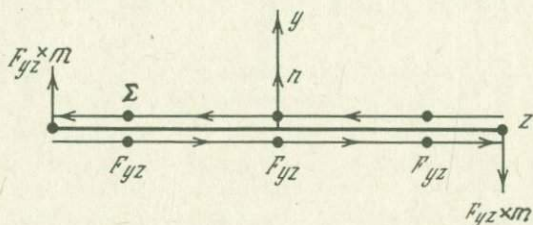


Рис. 1. Силовой плоский источник, моделирующий очаг землетрясения

жения на главных площадках равны между собой по абсолютной величине и равны также максимальным касательным напряжениям на двух других площадках, составляющих с главными углы в 45° .

Силовая модель конечной площадки разрыва представляет собой векторное множество одинарных диполей $\vec{F}_{yz} d\Sigma$ с моментом $\vec{n} \times \vec{F}_{yz} d\Sigma$, непрерывно распределенных на площадке в направлении скольжения, и усилий $\vec{F}_{yz} d\vec{\sigma} \times \vec{m}$ в точках контура площадки, ориентированных по ее нормали и создающих уравновешивающий момент (рис. 1).

Представленная силовая модель очага землетрясения имеет определенный физический смысл. Согласно закону сохранения момента количества движения в данном внешнем силовом поле, которое моделирует поле внутренних сил замкнутой системы, действие момента в точках площадки разрыва возбуждает потенциальные силы на ее контуре, создающие уравновешивающий момент. Действие момента и возбуждение потенциальных сил выражают перераспределение напряжений, которое заключается в их спаде на плоскости разрыва и концентрации на контуре, вызывающей некоторый поворот площадки относительно оси x . Перераспределение напряжений на поверхности разрыва определяет энергетический баланс протекающего механического процесса разрушения среды [4].

Так как главный вектор и главный момент данной силовой модели очага равны нулю, то, в соответствии с [4], будем рассматривать условные, отличные от нуля динамические параметры очага, называемые силой и моментом. Первый из них (\vec{G}_σ) определяет полную величину сил, действующих в точках контура и ориентированных только в положительном направлении нормали к площадке. Второй (M_Σ)

определяет полный момент в точках площадки Σ , кроме точек контура:

$$\vec{G}_\sigma = \frac{1}{2} \int_0^\pi \vec{F}_{yz} \times d\vec{\sigma}, \quad \vec{M}_\Sigma = \frac{1}{2} \iint_\Sigma d\vec{\Sigma} \times \vec{F}_{yz}.$$

Величины этих параметров очага в форме круга радиуса ρ равны соответственно

$$G_\sigma = \frac{1}{2} F_{yz} \rho \int_0^\pi \sin(\vec{u}, \vec{m}) d[(\vec{u}, \vec{m}) - \frac{\pi}{2}] = F_{yz} \rho, \quad M_\Sigma = \frac{1}{2} F_{yz} \Sigma.$$

Значение \vec{M}_Σ отличается множителем 1/2 от величины сейсмического момента, рассматриваемой К.Аки [2]. Как следует из приведенных выкладок, момент очага представляет собой аксиальный вектор, направление которого устанавливается, как обычно, по правилу правого винта.

Разделение поверхностных сил в источнике на систему потенциальных и вихревых сил (моментов) приводит к разделению совершаемой ими работы и соответственно освобождающейся энергии на две части. Одна часть энергии освобождается при скольжении в результате действия момента сил на плоскости разрыва. Другая часть составляет энергию контура, на котором распределены потенциальные силы, возбуждаемые этим моментом и создающие уравновешивающий момент.

Особенность сил, распределенных на контуре разрыва, накладывает определенное ограничение на форму источника. Согласно условию минимума потенциальной энергии площадка скольжения должна стремиться принять форму круга, имеющего минимальную протяженность контура, где сосредоточены потенциальные силы.

Метод определения величины разрыва непрерывности напряжений $\delta\sigma_{yz}$ (значения снимаемых напряжений) в точках контура площади Σ , где δu и Δy обращаются в нуль, изложен в [4]. В точках контура $\text{grad} \left| \lim_{\Delta y \rightarrow 0} \delta\sigma_{yz} \Delta y \times \vec{m} \right|$ переходит в поверхностный градиент $\vec{F}_{yz} \times \vec{m}$. Поэтому, следуя [4], можно написать

$$\text{grad} \left| \lim_{\Delta y \rightarrow 0} \delta\vec{\sigma}_{yz} \Delta y \times \vec{m} \right| = \delta\vec{\sigma}_{yz} \times \vec{m} = \vec{F}_{yz} \times \vec{m} \quad \text{при } \Delta y = 0,$$

когда поверхностная плотность $\vec{\sigma}_{yz}$ снимаемых внутренних сил на контуре разрыва численно совпадает с линейной плотностью \vec{F}_{yz} прикладываемых здесь внешних сил обратного знака.

Величина F_{yz} определяет значение $\delta\sigma_{yz}$ снимаемых касательных напряжений на двух взаимно перпендикулярных площадках, нормали к которым ориентированы вдоль векторов $\vec{F}_{yz} \times \vec{m}$ и \vec{F}_{yz} , т.е. по осям y и z в точках контура. В этих точках можно написать $\vec{n} \times \vec{F}_{yz} = \text{rot} \lim_{\Delta y \rightarrow 0} \delta\vec{\sigma}_{yz} \Delta y$. Таким образом, $\vec{F}_{yz} \times \vec{m}$ — вектор потенциальный, $\vec{n} \times \vec{F}_{yz}$ — вектор соленоидальный. Через величину F_{yz} выражаются как характеристики векторного поля поверхностных сил, так и величины напряжений, снимаемых на контуре разрыва.

В данной постановке задачи значение снимаемых напряжений может быть установлено только на контуре площадки. Во всех других ее точках оно связано со значением разрыва смещений следующим условием: $F_{yz} = \lim \delta \vec{\sigma}_{yz} \delta u$. Пока еще не выявлено дополнительное условие, которое открыло бы возможность раздельного определения δu и $\delta \vec{\sigma}_{yz}$.

Так как явление в очаге землетрясения представляет собой типичный переходный процесс от одного равновесного состояния к другому, то форма нарастания разрыва со временем в отдельных точках площадки скольжения принимается в виде ступеньки, т.е. допускается идеализация типа δ -функции.

В точке наблюдения (x, y, z) , расположенной на значительном расстоянии от избранного источника по сравнению с его линейными размерами, волновое поле определяется формулами [5]

$$u_P(x, y, z) = \frac{yz}{2\pi\rho_0 a^2 R^2} [G_a(t) + Q_a(t)],$$

$$u_{SV}(x, y, z) = \frac{-2yz \sin^2 e + \bar{z}(z l_y + y l_z)}{4\pi\rho_0 c^2 R^2 \sin e \cos e} [G_c(t) + Q_c(t)], \quad (1)$$

$$u_{SH}(x, y, z) = \frac{y(\bar{x} n_z + \bar{y} m_z) + z(\bar{x} n_y + \bar{y} m_y)}{4\pi\rho_0 c^2 R^2 \cos e} [G_c(t) + Q_c(t)],$$

где x, y, z и $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$ — координаты точки наблюдения в двух системах, имеющих общее начало в центре источника; m_j, n_j, l_j — косинусы углов, которые составляют направления $x_j(x_j = y, z)$ с осями $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$, $\sin e = \bar{z}/R$. Оси системы x, y, z направлены так, что положительная нормаль к площадке скольжения совпадает с положительной осью y и обращенная к ней сторона разрыва смещается в отрицательном направлении оси z , а оси $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$ ориентированы соответственно на север, восток и к центру Земли. Множитель перед квадратными скобками определяет волновое поле точечного источника в виде дипольного тензора-девиатора, численно равного единице, и тем самым ориентацию главных осей снимаемых напряжений в очаге. В квадратных скобках величина $G(t)$ определяет суммарную силу, а $Q(t)$ — суммарный момент множества элементарных источников, от которых при данном t возмущения достигают точки наблюдения.

Возмущения в точке наблюдения, вызванные действием моментов, отличны от нуля в том случае, если при данном t совокупность элементарных источников образует силовую линию в виде замкнутой кривой. И наоборот, возмущения в точке наблюдения, вызванные действием потенциальных сил, отличны от нуля в том случае, если совокупность элементарных источников образует незамкнутую силовую линию, ограниченную точками контура, где сосредоточены по-

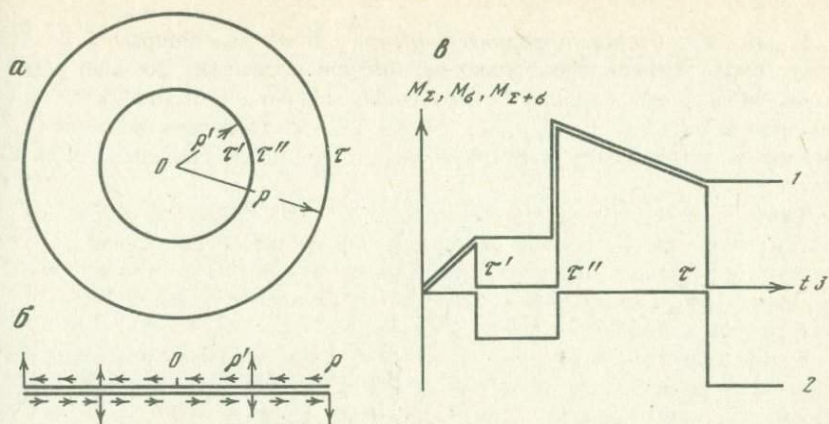


Рис. 2. Изменение во времени сил и моментов в источнике с прерывным вспарыванием

a – геометрия источника; *б* – направленность поверхностных и контурных сил; *в* – изменение во времени момента поверхностных сил и главного момента источника

тенциальные силы. Возмущения обращаются в нуль при переходе от замкнутых к незамкнутым кривым.

Как показывает опыт сопоставления реальных и теоретических сейсмограмм, их соответствия можно достигнуть допуская существование прерывного вспарывания, при котором процесс в очаге на первом этапе развивается в пределах площадки, играющей в дальнейшем роль включения, а на втором этапе – в пределах кольца, окружающего включение (рис. 2, *a*). Процесс во включении возникает одновременно по всей его площади. Затем после определенного перерыва вспарывание развивается в пределах кольца, где оно распространяется от контура включения с конечной скоростью. В каждой точке на границе включения и кольца происходит разделенное во времени воздействие противоположно направленных элементарных возмущений, при наложении которых возникают противоположно направленные импульсы в точке наблюдения. Так, отличие в знаках первого и второго импульсов на сейсмограммах связано с тем, что момент, действующий в плоскости включения, вызывает на контуре включения силы обратного знака по отношению к силам, вызываемым на том же контуре моментом, действующим в плоскости кольца (рис. 2, *б*).

Зависимость от времени сил и моментов в очаге круговой формы представлена на рис. 2, *в*. Кривая 1 показывает изменение во времени момента сил на поверхности разрыва, кривая 2 – изменение контурных сил, создающих уравнивающий момент, кривая 3 – изменение главного момента очага.

Прерывное во времени нарастание момента сил на площадке скольжения, возбуждающее нарастание, спад и последующее нарастание

тание сил на ее контуре, приводит к балансу энергии волнового поля, определяемому балансом кинетической энергии очага. Суть механизма очага сводится к возбуждению знакопеременных потенциальных сил в процессе прерывного воздействия момента на плоскости скольжения. Изучение механизма очага предполагает определение параметров статического поля напряжений, в котором развивается разрушение, определение кинематических параметров процесса (скорости и продолжительности вспарывания), а также динамических параметров (изменения сил и моментов во времени).

Логическим обоснованием предлагаемого анализа механизма развития очага является соответствие реальной и теоретической сейсмограмм. Решение задачи о механизме развития очага получается в том случае, если соответствие реальной и теоретической сейсмограмм установлено. Тогда оно сводится к расчету параметров распространения разрыва по данной расчетной схеме [3, 6] на основе теоретической сейсмограммы, к которой должна быть приведена сейсмограмма реального землетрясения с учетом влияния земной поверхности и неоднородности среды.

2. ОСОБЕННОСТИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ РАЙОНА ИЗГИБА КАРПАТСКОЙ ДУГИ

Структура формул (1), определяющих волновое поле очага, позволяет видеть, что положение узловых (нодальных) поверхностей в поле смещений P -, SV - и SH -волн определяется множителями перед квадратными скобками. Положение нодальных поверхностей в поле продольных волн соответствует положению плоскостей $y = 0$ и $z = 0$ максимальных касательных напряжений снимаемого девиатора скалывающих напряжений в точках появляющейся площадки разрыва, которая совпадает с одной из этих плоскостей. Наиболее простым способом определения их положения является способ построения в стереографической проекции на основе наблюдений за знаками смещений при вступлении продольных волн. Способ этот хорошо известен [7]. Он позволяет определить два возможных положения поверхности разрыва в очаге и однозначно установить положение главных осей девиатора снимаемых напряжений. Для уточнения положения найденных осей могут использоваться наблюдения над знаками смещений в волнах SV и SH . При выполнении стереографических построений приведение значений первых смещений в волнах P , SV и SH от точки наблюдения к точке однородного пространства осуществляется известным приемом "выпрямления" сейсмического дуга. В основе этого приема лежит положение, согласно которому сейсмический луч — плоская симметричная кривая относительно поверхности Земли. Поэтому в вертикальной плоскости — плоскости луча — для известного эпицентрального расстояния и условной глубины очага по годографу рассчитывается угол, который составляет касательная к лучу при выходе из очага с горизонтальной плоско-

стью. Направление этой касательной совпадало бы с сейсмическим лучем при распространении фронта волны, если бы Земля была однородной. Известный азимут Az с эпицентра на станцию и определяемый угол ϵ выхода луча из очага являются угловыми координатами точки наблюдения по отношению к очагу в однородном пространстве.

До сих пор эпицентром землетрясения принято считать проекцию точки начала процесса в очаге на поверхность Земли. Но по результатам анализа сейсмограмм начальные области разрушения (включения) в очагах имеют конечные, иногда значительные размеры. Поэтому о положении этой области на основании определяемых координат эпицентра очага можно судить только приблизительно.

Эпицентры карпатских землетрясений, как известно, приурочены к изгибу Карпатской дуги в районе Вранча. Достаточное количество наблюдений для надежного определения ориентации напряжений и возможного положения поверхности разрыва в очагах нам удалось собрать для следующих землетрясений [8]: 29.III 1934 г., $M = 6,3$; 24.VI 1940 г., $M = 6$; 22.X 1940 г., $M = 6,5$; 10.XI 1940 г., $M = 7,4$.

Обобщение результатов определения привело к выявлению особенности ориентации осей снимаемых напряжений в очагах землетрясений по отношению к Карпатской дуге. Горизонтальные составляющие сжимающих напряжений оказались ориентированными в северо-западном направлении, близком нормали к Карпатской дуге в районе ее изгиба, а линия пересечения плоскости, в которой располагаются оси промежуточных и растягивающих напряжений, с земной поверхностью служит касательной к дуге. Азимут простираения этой плоскости составляет около 35° и угол с горизонтальной плоскостью (в северо-западном направлении) равен 70° . Простирание этой плоскости совпадает с простиранием осей складок на тектонической карте в районе изгиба Карпатской дуги.

Детальное исследование ориентации главных осей напряжений в очагах как крупных, так и более слабых землетрясений района Вранча было проведено румынскими сейсмологами [9]. Их результаты показывают, что для 14 из 20 выбранных землетрясений ориентация осей напряжений оказалась близкой к той, которая была установлена в [8], а для восьми из них — с ней совпадала. Кроме этой системы напряжений, была выявлена система несколько иной ориентации, которая характеризуется также почти горизонтальными сжатиями, но ориентированными в северо-восточном направлении. Вероятно, первая из установленных систем относится к южной, а вторая — к северной ветви Карпатской дуги (рис. 3). Только для двух землетрясений оси напряжения сжатия в очагах оказались направленными вертикально.

Полученные данные показывают, что в подавляющем большинстве случаев сжимающие напряжения, снимаемые в очагах землетрясений, действуют почти в горизонтальной плоскости по нормали к простиранию основной геологической структуры района — Карпатской дуги.

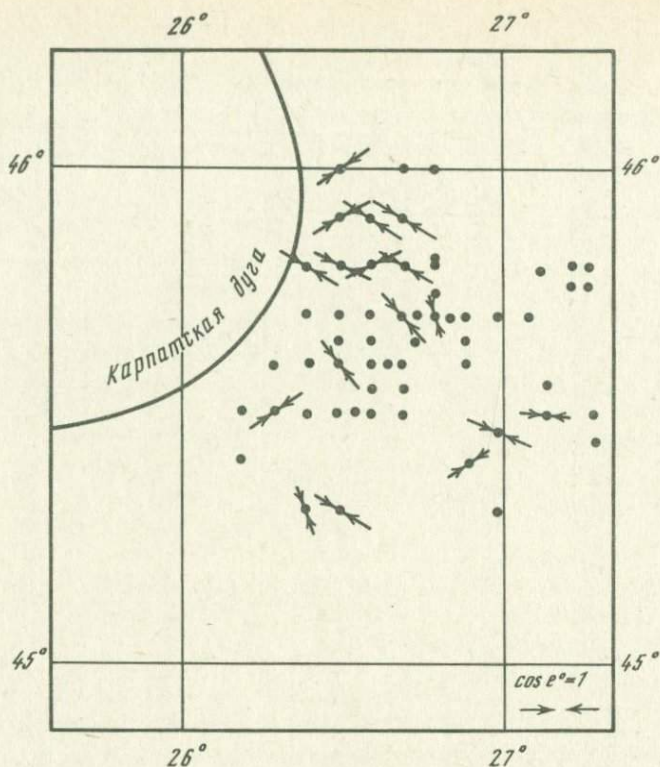


Рис. 3. Область эпицентров землетрясений у изгиба Карпатской дуги и горизонтальные составляющие сжимающих динамических напряжений в очагах

Оси растягивающих и промежуточных напряжений располагаются в почти вертикальной плоскости, линия пересечения которой с земной поверхностью служит касательной к дуге.

Чтобы определить тип напряженного состояния района изгиба Карпатской дуги, введем систему индексов 1, 2, 3, которые будем приписывать главным осям напряженного состояния в зависимости от их ориентации по отношению к земной поверхности и простираению Карпатской дуги. Так как ось снимаемых напряжений сжатия в очагах землетрясений занимает стабильное положение и оси промежуточных и растягивающих напряжений взаимно меняют положение и угол с горизонтальной плоскостью, при определении напряженного состояния района индекс 1 будем приписывать напряжению сжатия, действующему в горизонтальной плоскости по нормали к простираению Карпатской дуги. Индекс 2 будем приписывать напряжению, действующему в вертикальной плоскости вдоль дуги, и индекс 3 – вертикально направленному напряжению. Пусть главные величины снимаемых напряжений определяются соответствующими

Таблица 1

Знаки первых смещений при вступлении продольных волн на сейсмических станциях

№ п/п	Станция	Δ°	Az°	ϵ°	Знак P
1	2	3	4	5	6
1	Вранча (VRI)	0,08	330	-70	-
2	Фокшаны (FOC)	0,30	110	-70	-
3	Мунтеле-Роза (MLR)	0,66	242	-70	-
4	Бакау (BAC)	0,77	7	-70	+
5	Биказ	1,25	332	-46	+
6	Кымпулунг (CMP)	1,34	247	-43	-
7	Бухарест (BUC)	1,47	199	-40	-
8	Яссы (IAS)	1,49	21	-40	+
9	Аргу	1,55	252	-40	-
10	Кишинев (KIS)	1,8	48	-35	+
11	Лофру	2,15	258	-30	-
12	Дева (DEV)	2,71	273	-19	-
13	Павликены (PVL)	2,9	204	-17	+
14	Сусара	3,69	258	-14	+
15	Тимишоара (TIM)	3,89	271	-14	-
16	София (SOF)	4,0	220	-11	-
17	Демиркей (DMK)	4,05	170	-11	+
18	Витоша (VIS)	4,11	220	-11	-
19	Ужгород (UZH)	4,2	314	-11	-
20	Курдихали (KDZ)	4,3	194	-11	-
21	Львов (LVV)	4,4	336	-8	-
22	Скопье (SKO)	5,44	227	-4	-
23	Скальцате Плесо (SPC)	5,57	310	-4	-
24	Будапешт (BUD)	5,6	290	-4	-
25	Эзине (EZN)	6,04	183	-2	+
26	Охрид (OHR)	6,4	225	-2	-
27	Братислава (BRA)	7,03	293	-1	-
28	Шопрон (SOP)	7,27	289	+2	-
29	Загреб (ZAG)	7,54	274	3	-
30	Афины (ATH)	8,15	197	5	+
31	Кавак (KVT)	8,23	122	5	+
32	Бучек (BCK)	8,83	160	8	-
33	Триест (TRI)	9,1	274	8	+
34	Пругонице (PRU)	9,22	301	8	-
35	Сочи (SOC)	9,5	98	10	+
36	Бэд-Рейченхол (BHG)	9,73	286	10	-
37	Веттцеу (WET)	9,99	295	10	-
38	Коллмберг (CLL)	10,7	306	12	-
39	Фурстенфельдбрук (FUR)	10,85	288	12	-
40	Обнинск (OBN)	11,2	30	12	-

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
41	Болонья (BOL)	11,00	269	12	+
42	Мокса (MOX)	11,2	301	12	-
43	Мессина (MES)	11,3	232	12	-
44	Москва (MOS)	12,1	30	14	-
45	Штуттгарт (STU)	12,3	290	14	-
46	Павия (PAV)	12,4	273	14	-
47	Бухберг (BUB)	12,6	285	14	-
48	Бакуриани (BKR)	12,8	102	16	+
49	Цюрих (ZUR)	12,8	284	16	-
50	Карлсруэ (KRL)	12,85	291	16	-
51	Ленинакан (LEN)	13,4	105	16	-
52	Копенгаген (COP)	13,4	323	16	-
53	Диксенс (DIX)	13,5	278	16	+
54	Монако (MON)	13,9	268	18	-
55	Бенсберг (BNS)	14,0	299	18	-
56	Штайнбах (STB)	14,1	297	18	+
57	Пулково (PUL)	14,1	7	18	-
58	Ереван (ERE)	14,1	107	18	-
59	Кальтальшпере (KLL)	14,4	297	18	+
60	Винтерсвейк (WTS)	14,5	302	18	-
61	Херлен (HEE)	14,7	298	20	+
62	Виттенveen (WIT)	14,8	305	20	-
63	Упсала (UPP)	15,1	342	20	-
64	Укле (UCC)	15,7	297	22	-
65	Горис (GRS)	15,7	106	22	+
66	Хельван (HLW)	16,3	166	22	+
67	Гархи (GRC)	16,3	284	22	+
68	Баку (BAK)	17,7	99	26	+
69	Сефидруд (SRI)	19,2	110	38	+
70	Керманшах (KER)	19,2	119	38	+
71	Дурхам (DUR)	20,1	307	40	-
72	Гаага-Лоу (ECL)	21,0	309	41	+
73	Броудлоу (EBL)	21,1	309	41	+
74	Иран-7 (IR7)	21,2	113	41	-
75	Эдинбург (EDI)	21,3	309	41	+
76	Дандее (EDU)	21,3	311	41	+
77	Лоджиалмонд (ELO)	21,7	310	41	+
78	Аберфойл (EAB)	21,98	309	41	+
79	Кизыл-Арват (KAT)	22,7	96	42	-
80	Толедо (TOL)	23,28	266	43	+
81	Свердловск (SVE)	23,6	49	43	-
82	Альмерия (ALM)	23,6	258	43	-
83	Малага (MAL)	25,0	260	45	-
84	Порто (PTO)	25,96	272	45	-
85	Сан-Фернандо (SFS)	26,4	261	46	-

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6
86	Самарканд (SAM)	29,9	82	48	-
87	Ташкент (TAS)	30,8	82	48	+
88	Душанбе (DSH)	31,6	88	48	+
89	Куляб (KUL)	32,7	88	49	+
90	Фрунзе (FRU)	33,9	77	49	-
91	Кап-Тобин (KTG)	34,1	333	50	-
92	Талгар (TLG)	35,6	75	50	-
93	Данмаркшавн (DAG)	36,1	344	50	-
94	Новосибирск (NVS)	36,2	54	50	-
95	Хейс (KHE)	36,6	8	50	-
96	Нилора (NLL)	37,2	92	50	-
97	Ельцовка (ELT)	38,3	56	50	-
98	Понта-Дельгада (PDA)	39,3	277	47	+
99	Хорт (HOR)	41,0	280	50	+
100	Банги (BNG)	41,9	192	51	-
101	Годхавн (GDH)	44,8	330	51	-
102	Найроби (NAI)	47,7	166	51	+
103	Косан-Бока (KIC)	47,8	225	51	+
104	Иркутск (IRK)	48,9	53	54	+
105	Закаменск (ZAK)	49,2	55	55	-
106	Сент-Джон (STY)	52,2	303	55	-
107	Фробишер (FRB)	52,3	326	55	-
108	Сеймчан (SEY)	63,3	25	60	+
109	Магадан (MAG)	65,0	27	61	-
110	Иультин (ILT)	65,0	10	61	-
111	Булавайо (BUL)	65,6	178	61	+
112	Фирартана (FRR)	66,9	159	61	+
113	Виндхук (WIN)	68,6	190	62	+
114	Претория (PRE)	71,2	179	63	+
115	Пару (PRY)	72,4	179	63	+
116	Медан (MED)	74,9	101	64	+
117	Анпу (ANP)	75,5	69	64	+
118	Эдмонтон (EDM)	75,6	337	64	-
119	Форт-Сент-Джеймс (FSY)	77,1	343	65	-
120	Адак (ADK)	80,6	14	66	+
121	Баджио-Сити (BAG)	81,0	76	66	+
122	Миссула (MSO)	81,5	334	66	-
123	Виктория (VIC)	82,5	341	66	-
124	Кумана (CUM)	83,2	278	67	+
125	Лонгмайя (LON)	83,8	339	67	-
126	Каракас (CAR)	85,1	280	68	+
127	Эл-Тукуйо (TOV)	87,6	281	68	-
128	Лембанг (LEM)	88,5	101	68	+
129	Альбукерке (ALQ)	89,2	323	68	-
130	Вискейтаун (WDC)	89,7	337	68	-

абсолютными значениями $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, а знаки плюс и минус, как обычно, отвечают напряжениям растяжения и сжатия.

При одной совокупности землетрясений, в очагах которых ось растяжения была вертикальной, снимается девиатор напряжений, определяемый главными значениями: $-\sigma_1, 0, +\sigma_3$. Для другой совокупности землетрясений, в очагах которых ось промежуточного напряжения была вертикальной, девиатор снимаемых напряжений определяется главными значениями: $-\sigma_1, +\sigma_2, 0$. Очевидно, что напряженное состояние района, в условиях которого может происходить снятие напряжений, определяемых данными девиаторами, должно выражаться их суммой вместе с шаровым тензором равномерного всестороннего давления. Эта сумма $(-\sigma_1, 0, +\sigma_3) + (-\sigma_1, +\sigma_2, 0) + (-\sigma_1, -\sigma_2, -\sigma_3)$ определяет напряженное состояние одноосного сжатия $(-3\sigma_1, 0, 0)$, действующего в горизонтальной плоскости по нормали к простиранию Карпатской дуги. Конечно, высказанные здесь соображения являются самыми общими, не претендуют на исчерпывающую точность и полноту.

Посмотрим теперь, как в этот результат будут вписываться особенности ориентации осей напряжений, снимаемых в очаге землетрясения 4.III 1977 г.

В табл. 1 приведены наблюдения над знаками первых смещений при вступлении продольных P -волн. Сведения о знаках волн P были заимствованы из сейсмического бюллетеня (предварительного) ВСИС (130 станций). В табл. 1 указаны эпицентральные расстояния до наблюдающих станций и азимуты с эпицентра на станции Az . Углы e , которые составляют при выходе из очага касательные к лучам, достигающим станций, с горизонтальной плоскостью, приведены для устанавливаемой в данной работе глубины центра включения в очаге, составляющей около 160 км.

На рис. 4,а в стереографической проекции согласно данным угловым координатам Az и e показаны положения точек наблюдения, приведенных к однородному пространству, по отношению к очагу, помещенному в центр проекции. В данном случае, как видно на рисунке, по наблюдаемым знакам смещений в продольных волнах построение двух нодальных линий не безусловно. Мы пытаемся построить эти линии, пользуясь дополнительными данными относительно углов e_0 , которые составляют с поверхностью разрыва лучи, соответствующие определенным сейсмическим станциям. Значения этих углов устанавливаются вместе с кинематическими параметрами процесса в очаге на основе данных о форме сейсмограмм объемных волн. Забегая вперед, скажем, что найденные в данной работе значения угла e для станций Пулково и Кашперские Горы составляют около 0 и 30° . Соответствующие значения угла i_0 , которые составляют эти лучи с нормалью к плоскости разрыва (осью y), равны ~ 90 и $\sim 120^\circ$.

Зная значения угла l_0 в стереографической проекции, построим линии пересечения воображаемой сферы и двух конических поверхностей, имеющих вершины в центре сферы. Одна из этих поверхно-

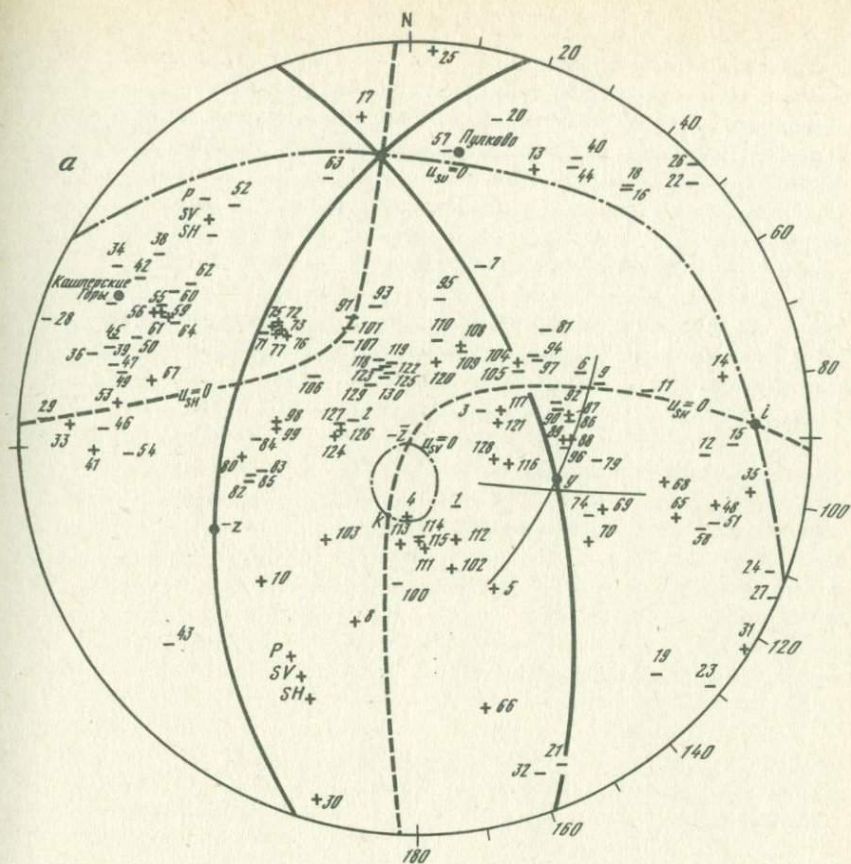
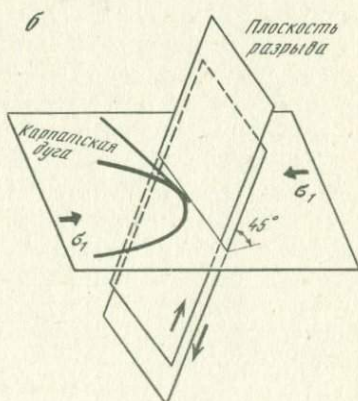


Рис. 4. Геометрические параметры очага и ориентация осей напряжений, снимаемых в очаге землетрясения 4. III 1977 г.

а - построения в стереографической проекции на нижнюю полу-
 плоскость, определяющие ориентацию осей (i, k, x) главных динамических напряжений, положение плоскости разрыва ($y = 0$) и ориентацию подвижки (оси z) в очаге;
 б - положение плоскости разрыва и ориентации подвижки в очаге по отношению к верхней полу-
 плоскости



стей составляет угол в $\sim 90^\circ$ с направлением из очага на ст. Пулково, вторая составляет угол в 120° с направлением на ст. Кашперские Горы. Линия пересечения этих поверхностей определяет положение нормали к плоскости разрыва (ось y). Рассматривая точку пересечения оси y со сферой единичного радиуса как полюс, построим соответствующую дугу большого круга, которая определяет проекцию линии пересечения воображаемой сферы с плоскостью разрыва в очаге. Для определения направления подвижки (оси z) в найденной плоскости проводим вторую дугу большого круга через точку пересечения оси y с воображаемой сферой так, чтобы наилучшим образом разделялись области, отличающиеся знаками смещений при вступлении продольных волн. Наилучшую согласованность наблюдений при разделении знаков удастся достигнуть для глубины центра включения около 160 км.

Выполненное построение позволяет установить положение осей девиатора снимаемых напряжений в очаге. Ось сжатия оказывается ориентированной в субширотном направлении и составляет небольшой ($\sim 10^\circ$) угол с горизонтальной плоскостью, а ось растяжения составляет малый угол с вертикалью ($\sim 20^\circ$). Эта система хорошо вписывается в установленную особенность напряженного состояния района, которая характеризуется горизонтальным сжатием, действующим вкрест простиранию тектонической структуры района - изгибу Карпатской дуги (см. рис. 3).

3. СООТВЕТСТВИЕ СЕЙСМОГРАММ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г. ТЕОРЕТИЧЕСКИМ СЕЙСМОГРАММАМ КРУГОВОГО ИСТОЧНИКА С ПЕРЕРЫВНЫМ ВСПАРЫВАНИЕМ

Определение параметров механизма развития очага землетрясения 4.III 1977 г. было выполнено на основе анализа сейсмограммы объемных волн, полученной на ст. Пулково при помощи вертикального длиннопериодного широкополосного сейсмографа СДШ [10], и сейсмограммы, полученной на ст. Кашперские Горы при помощи трехкомпонентного длиннопериодного широкополосного сейсмографа ФБВ [11]. Тот и другой прибор предназначены для регистрации сейсмических волн в широком диапазоне периодов. В условиях Пулково диапазон равнозначно пропускаемых периодов составляет от 0,1 до 200 с с увеличением V равным 400 и в условиях ст. Кашперские Горы - от 0,3 до 300 с с увеличением, избирательным в широких пределах в процессе обработки [11].

Эти сейсмограммы, показанные на рис. 5, а, б, представляют собой знакопеременный цуг импульсов. Их соответствие теоретическим сейсмограммам может быть достигнуто в том случае, если допустить, что процесс в очаге протекает с перерывом.

На ст. Пулково при регистрации продольных волн "сползло" положение нулевой линии, от которой ведется отсчет величин смещений, а при регистрации поперечных волн смещения вышли за пре-

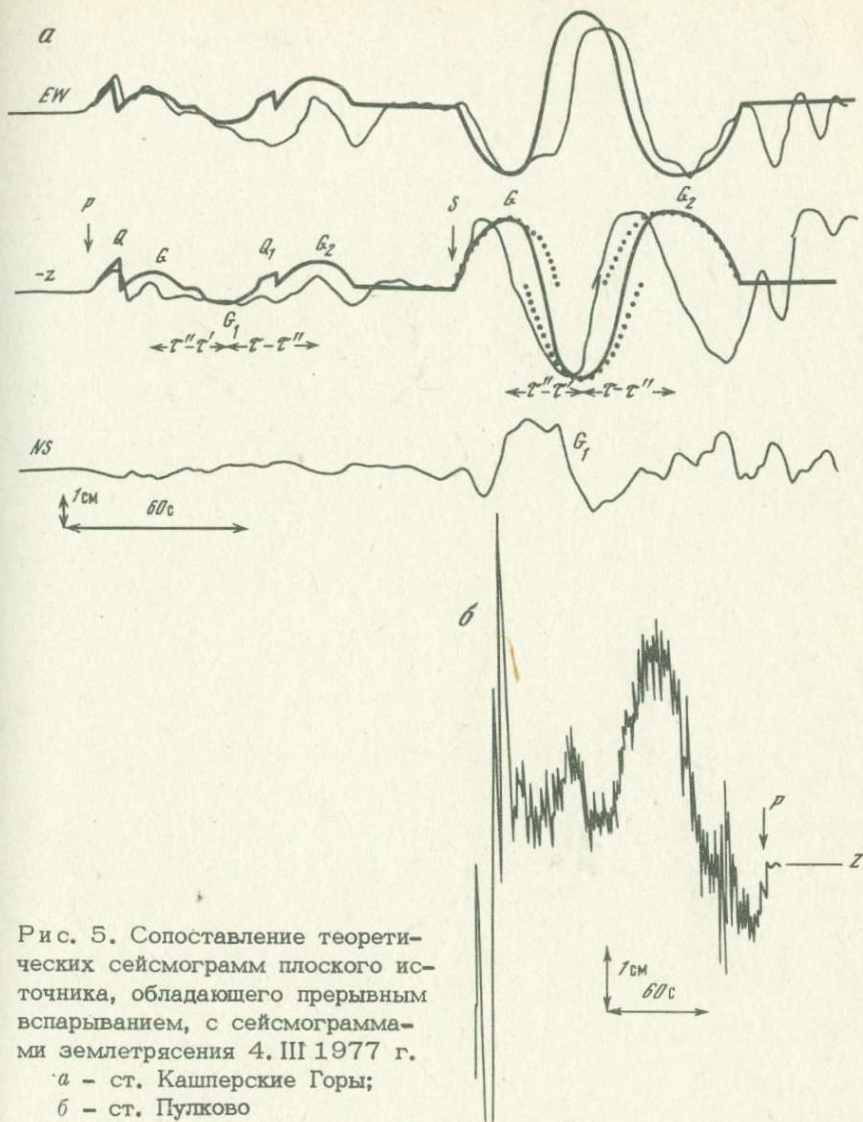


Рис. 5. Сопоставление теоретических сейсмограмм плоского источника, обладающего прерывным вспарыванием, с сейсмограммами землетрясения 4. III 1977 г.

а - ст. Кашперские Горы;

б - ст. Пулково

дела сейсмограммы. Поэтому доступным для измерения оказался только первый импульс в цуге продольных волн. На ст. Кашперские Горы как продолжительность, так и величины смещений в импульсах продольных и поперечных волн доступны для измерения.

Судя по форме представленных сейсмограмм, очаг данного землетрясения развивался по следующей схеме (см. рис. 2, а). Начиная со времени $t = 0$ и до времени $t = r'$ со средней скоростью v' развивалась площадка скольжения в форме круга радиуса $\rho'(r_0)$,

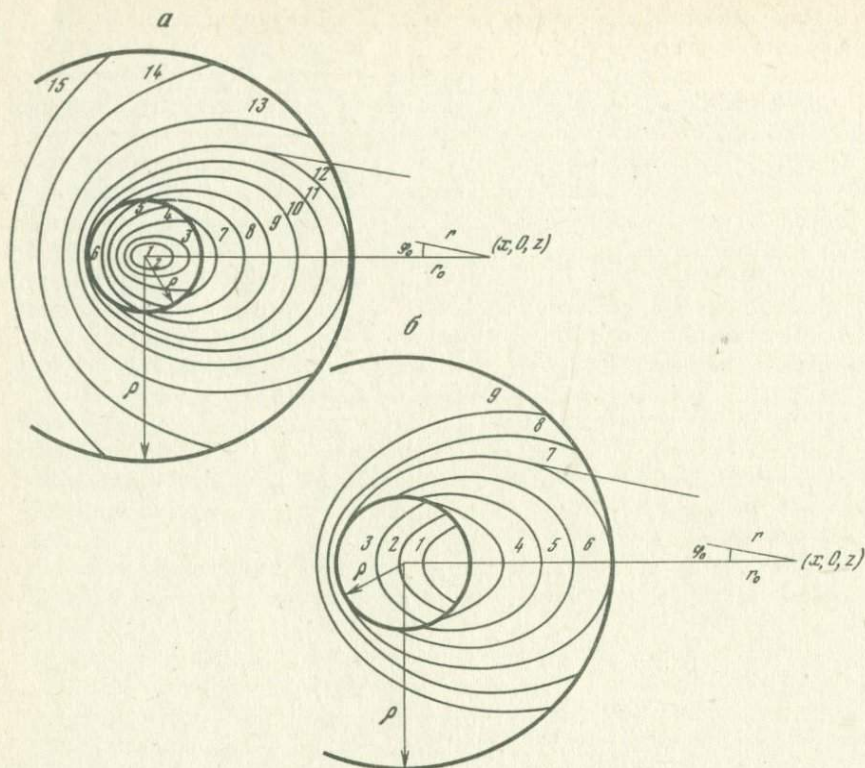


Рис. 6. Силовые линии в источнике, от которых в определенные моменты времени возмущения достигают точки наблюдения

a – существование замкнутых силовых линий в пределах включения и кольца; *б* – отсутствие замкнутых силовых линий

где $\rho'(r_0) = v' r_0$, $0 < r_0 < r'$. При $t = r'$ процесс прекращался, при $t = r''$ он возобновлялся и продолжался со средней скоростью v'' до момента $t = r$, когда радиус очага достигал величины ρ , $\rho = \rho' + v''(r - r'')$. Сопоставление реальной записи и теоретической сейсмограммы, соответствующей данной схеме развития очага, представлено на рис. 5,а. Жирными линиями показаны теоретические сейсмограммы. Теоретическая сейсмограмма волн *P* строится таким образом, чтобы в условиях принятой расчетной схемы она наилучшим образом отражала особенности реальной сейсмограммы.

Согласно предлагаемой интерпретации два первых импульса *Q* и *G* в цуге продольных волн на ст. Кашперские Горы вызваны раздельным во времени действием моментов сил на плоскости и потенциальных сил на контуре включения, имеющего форму круга радиуса ρ' (см. рис. 2,а, б). Импульсы *Q* и *G* на теоретической

сейсмограмме определяются путем суммирования возмущений от силовых линий типа 1, 2, 3 и 4, 5, 6 на рис. 6, а. Нарастание величины смещений в первом импульсе принимается соответственно реальной сейсмограмме, а мгновенный спад объясняется использованием обобщенных функций при расчете теоретических сейсмограмм. Второй импульс представляет собой полуэллипс, оси которого и положение центра определяются величиной максимального смещения и продолжительностью второго импульса на сейсмограмме.

Импульсы G_1 , G_2 и Q_1 связаны с распространением процесса в пределах кольца. Как уже говорилось, в каждой точке на границе включения и кольца происходит разделенное во времени воздействие противоположно направленных сил и происходит излучение противоположно направленных элементарных возмущений, поэтому импульсы G и G_1 имеют противоположные знаки. Смещения в импульсе G_1 , имеющем также вид полуэллипса, определяются путем суммирования возмущений от силовых линий типа 7, 8, 9 на рис. 6, а. Разность моментов времени, соответствующих максимальным смещениям в импульсах G и G_1 , определяет продолжительность перерыва в процессе вспарывания: $\tau'' - \tau' = 25$ с.

Импульс Q_1 вызван возмущениями, распространяющимися со скоростью продольных волн от элементов замкнутых силовых линий вихревых сил внутри кругового кольца (кривые типа 10, 11, 12 на рис. 6, а) и достигающими точки наблюдения при определенном t . На теоретической сейсмограмме он изображается в виде повернутой трапеции, которая помещается так, чтобы наилучшим образом отразить форму реальной сейсмограммы.

Импульс G_2 связан с возмущениями, вызванными силами на внешней контуре очага, и определяется путем суммирования возмущений от силовых линий типа 13, 14, 15 на рис. 6, а. На теоретической сейсмограмме он представляет собой полуэллипс. Его продолжительность устанавливается по реальной сейсмограмме, а величина максимального смещения соответствует ее наблюдаемому значению.

При установленном соответствии реальной и теоретической сейсмограммы продольных волн на ст. Кашперские Горы можно перейти к определению параметров механизма развития очага по предлагаемой расчетной схеме [6]. При этом будем иметь в виду два следующих обстоятельства, касающихся различия сейсмограмм продольных и поперечных волн на ст. Кашперские Горы, а также различия сейсмограмм продольных волн на станциях Кашперские Горы и Пулково.

1. Очевидное различие формы и числа импульсов на сейсмограммах продольных и поперечных волн на ст. Кашперские Горы может быть связано только со значениями скоростей этих волн. Поэтому соответствие реальной и теоретической сейсмограмм поперечных волн при параметрах очага, рассчитанных на основе данной интерпретации импульсов в цуге продольных волн, может служить критерием правильности приведенной интерпретации.

2. Различие формы и числа импульсов на сейсмограммах продольных волн на станциях Кашперские Горы и Пулково связано с положением этих станций относительно плоскости разрыва в очаге. Поэтому продолжительность и величина максимального смещения в первом импульсе продольных волн на ст. Пулково являются независимыми исходными данными при определении параметров очага.

4. ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ И КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССА РАЗВИТИЯ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г.

Данные наблюдений над Q -, G -, G_1 -, Q_1 - и G_2 -импульсами в продольных волнах на ст. Кашперские Горы при помощи длиннопериодной широкополосной аппаратуры, расчетные формулы и результаты определения геометрических и кинематических параметров очага по расчетной схеме [6] приведены в табл. 2. Скорость распространения продольных волн в области очага была принята равной 8 км/с.

В отличие от очагов сильнейших землетрясений мира, приуроченных к Тихоокеанскому сейсмическому поясу [3, 4], включение в очаге Карпатского землетрясения возникает не мгновенно, а разви-

Таблица 2

Данные наблюдений на ст. Кашперские Горы, результаты определения

Параметры очага	Максимальное смещение		Продолжительность импульсов	
	Q_m , см	G_m , см	Δt_Q , с	Δt_G , с

Включение

0,8 0,4 9 20

Продолжительность процесса $\tau' = \Delta t_Q + \Delta t_G / 2 = 19$ с

Скорость вспарывания $d = \frac{\Delta t_Q}{\Delta t_Q + \Delta t_G} = 0,31, m = \frac{Q_m}{G_m} = 2,0,$

$a/v' = 1,6, v' = 5$ км/с

согласно графикам на рис. 3 работы [6]

Угол, образованный лучом с плоскостью источника $e_0 = \arccos \frac{a(1-d)}{v'(1+d)} = \arccos 0,85 = 30^\circ$

Радиус источника $\rho' = v'\tau' = 95$ км

вается в течение 19 с со средней скоростью $v' = 5$ км/с. Затем 25 с длится перерыв, после которого в течение 29 с вспарывание распространяется в пределах кольца со средней скоростью $v'' = 1$ км/с. Найденные значения угла e_0 , которые составляют с лучом плоскость включения и плоскость кольца, практически совпадают. Это показывает, что до и после перерыва процесс разрушения в очаге развивался в одной и той же плоскости.

Для того чтобы убедиться в правильности интерпретации импульсов реальной сейсмограммы продольных волн на ст. Кашперские Горы, построим на основе геометрических и кинематических параметров, представленных в табл. 2, теоретическую сейсмограмму поперечных волн и сравним ее с реальной сейсмограммой.

Как известно [6], существование Q -импульса на сейсмограмме поперечных волн связано с условием $c < v' \cos e_0$. При $c = 4,7$ км/с, $v' = 5$ км/с и $\cos e_0 = 0,85$ получим приблизительное равенство $c = v' \cos e_0$, которое показывает, что Q -импульс не может появиться на сейсмограмме. Существование Q_1 -импульса связано с условием $c(\tau - \tau'') > (\rho + \rho') \cos e_0$. При $\tau - \tau'' = 29$ с, $\rho' + \rho = 220$ км получим неравенство $c(\tau - \tau'') < (\rho + \rho') \cos e_0$, которое показывает, что и Q_1 -импульс не может появиться на сейсмограмме. При най-

геометрических и кинематических параметров очага

Максимальное смещение		Продолжительность импульсов		
Q_{1m} , см	G_{2m} , см	Δt_{G1} , с	Δt_{Q1} , с	Δt_{G2} , с

Кольцо

0,4 0,6 20 6 26

$$\tau - \tau'' = \Delta t_{Q1} + (\Delta t_{G1} + \Delta t_{G2})/2 = 29 \text{ с}$$

$$d = \frac{\Delta t_{Q1} + \Delta t_{G1}}{\Delta t_{Q1} + \Delta t_{G2}} = 0,81, \quad m = \frac{Q_{1m}}{G_{2m}} = 0,7,$$

$$a/v'' = 8, \quad v'' = 1 \text{ км/с}$$

согласно графикам на рис. 3 работы [6]

$$e_0 = \arccos \frac{a(1-d)}{v''(1+d)} = \arccos 0,84 = 30^\circ$$

$$\rho = \rho' + v''(\tau - \tau'') = 125 \text{ км}$$

денных параметрах очага она должна представлять дуг знакопеременных потенциальных импульсов G, G_1, G_2 , связанных с суммированием возмущений от элементов кривых 1, 2, 3; 4, 5, 6; 7, 8, 9 на рис. 6, б.

Продолжительность импульсов G, G_1 и G_2 определяется по формулам $\Delta t_G = \Delta t_{G_1} = 2\rho' \cos e_0 / c = 34$ с, $\Delta t_{G_2} = 2\rho \cos e_0 / c = 44$ с. При перерыве ($\tau'' - \tau'$) в процессе вспарывания, составляющем 25 с, имеет место условие $c(\tau'' - \tau') < 2\rho' \cos e_0$, согласно которому на сейсмограмме происходит наложение импульсов G и G_1 , вызванных раздельным во времени действием противоположно направленных сил на границе включения. А условие $c(\tau - \tau'') < (\rho + \rho'') \cos e_0$ показывает, что на сейсмограмме происходит также наложение импульсов, вызванных силами на внутреннем и внешнем контурах кольца. Импульсы G, G_1 и G_2 , имеющие форму полуэллипсов, показаны крапом на рис. 5, а. Их продолжительности равны соответственно 34, 34 и 44 с, а величины максимальных смещений, определяемые формулами (1), соответствуют реальной сейсмограмме. Расстояния между центрами первого и второго, второго и третьего полуэллипсов равны соответственно найденным значениям $\tau'' - \tau'$ и $\tau - \tau''$. Определяя величину отклонения от нулевой линии при суперпозиции возмущений, выраженных построенными кривыми, находим теоретическую сейсмограмму поперечных волн. Она показана жирной линией и по количеству импульсов, а также по продолжительности записи соответствует реальной сейсмограмме SV. Таким образом, правильность интерпретации цугов на сейсмограмме продольных волн подтверждена.

Параметры очага землетрясения, представленные в табл. 2, будем считать исходными для дальнейшего исследования очагов землетрясения 4.III 1977 г.

Судя по форме и продолжительности первого импульса в продольных волнах на сейсмограмме ст. Пулково, можно заключить, что он связан с потенциальными силами на контуре включения. Зная радиус включения и определив согласно сейсмограмме продолжительность этого импульса ($\Delta t_G = 24$ с), по формуле $\rho' = a \Delta t_G / 2 \cos e_0$ найдем значение угла e_0 , который составляет луч станции с плоскостью источника. Оно оказывается близким к нулю и вместе со значением угла e_0 для ст. Кашперские Горы позволяет однозначно установить положение плоскости разрыва в очаге путем определения положения нормали к этой плоскости, о котором говорилось в предыдущем разделе.

Поверхность разрыва в очаге Карпатского землетрясения имеет субмеридиональное простирание, почти западное падение и составляет с горизонтальной плоскостью угол в 45° . Верхнее крыло разрыва двигалось вверх и на восток. Характер движения в очаге землетрясения соответствует погружению предгорных пластов верхней мантии под Карпатскую дугу и надвигу Карпатских гор на предгорные области под действием почти вертикальных относительных растяжений и сжимающих усилий, направленных почти параллельно горизонтальной плоскости поперек простирания Карпатской дуги в районе ее изгиба (см. рис. 4, б).

5. ДИНАМИКА ПРЕРЫВНОГО ВСПАРЫВАНИЯ В ОЧАГЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС ВОЛНОВОГО ПОЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Сопоставление сейсмограмм землетрясения 4.III 1977 г. и теоретических сейсмограмм кругового источника с прерывным вспарыванием показывает, что в процессе развития очага землетрясения статически уравновешенная система, представляющая его силовую модель, дважды теряла равновесие. На первом этапе развития очага, связанном с образованием включения, начиная со времени $t = 0$ и до $t = \tau'$, расширение площади включения Σ' происходило за счет присоединения элементарных площадок $d\Sigma'$, возникающих на контуре включения с непрерывно увеличивающимся запаздыванием τ_0 , $0 \leq \tau_0 < \tau'$. Динамический момент сил, распределенных с определенной плотностью на расширяющейся площадке разрыва, непрерывно увеличивался, оставаясь статически неуравновешенным, так как усилия на контуре включения, создающие уравновешивающий момент, в процессе расширения разрыва непрерывно взаимно уничтожались. При $t = \tau'$ радиус включения достиг величины ρ' и процесс в очаге прекратился. На контуре включения возникли силы, статически уравновесившие момент, распределенный на площадке Σ' . Главный момент системы, как и ее главный вектор, обратился в нуль (см. [4]).

На втором этапе развития, продолжающемся от $t = \tau''$ до $t = \tau$, процесс расширения площадки разрыва, сопровождавшийся потерей равновесия системы, повторился. При $t = \tau$ радиус площадки достиг величины ρ и равновесие восстановилось (см. рис. 2).

Рассмотрим динамику процесса в очаге на стадии появления включения Σ' .

В работе [4] получено значение кинетической энергии E'_m , $E'_m = \frac{1}{2} F_{yz} \Sigma'$, служащее мерой механического движения в очаге при $t = \tau'$ и численно равное величине $M_{\Sigma'}$ момента на площадке Σ' .

Энергия E'_m , связанная с действием вихревых сил на площадке Σ' , излучается в ограниченную область пространства, особенность которой заключается в том, что каждой точки этой области в определенные моменты времени t возмущения достигают от совокупностей элементарных площадок $d\Sigma'$, образующих замкнутую силовую линию. Легко видеть, что если скорость вспарывания v' во включении удовлетворяет имеющему место условию $a > v' \cos \epsilon_0$, то данная область заключена внутри конической поверхности, составляющей угол $\arcsin v'/a$ с нормалью к плоскости очага.

Момент M'_{Σ} возбуждает силы на контуре σ' , создающие уравновешивающий момент. Как уже говорилось, величину уравновешивающего момента можно представить в виде работы этих сил. По закону живых сил консервативной системы эта работа является количественной мерой кинетической энергии E_g перемещающегося кон-

тура, определяющей значение его потенциальной энергии P_g , и совпадает по величине с моментом сил на площадке Σ' , т.е. $E_g = -P_g = -M_{\Sigma}'$.

Энергия E_g , связанная с действием потенциальных сил излучается в определенную область пространства и проявляется в G -импульсах на сейсмограммах. Особенность области заключается в том, что совокупности элементарных источников $d\Sigma'$, от которых в данные моменты времени t возмущения достигают ее точки, образуют незамкнутые силовые линии, ограниченные точками контура источника. Эта область занимает все пространство, за исключением оси y и ее окрестностей.

Рассмотрим теперь динамику процесса в очаге при $t > \tau''$, т.е. после некоторого перерыва, продолжавшегося от $t = \tau'$ до $t = \tau''$, когда вспарывание начинает распространяться за пределами включения со средней скоростью v'' и продолжается до времени $t = \tau$. При $t = \tau''$ силы на контуре σ' , меняют знак, так как момент сил, возникающий в пределах кольца, возбуждает на внутреннем контуре кольца силы противоположного знака по отношению к силам, возбуждаемым моментом в пределах включения. Потенциальная энергия, существовавшая в очаге до момента $t = \tau''$, переходит в кинетическую энергию включения, контур которого возвращается в исходное положение. Совершаемая работа на внутреннем контуре кольца является количественной мерой кинетической энергии E_g , которая излучается во все пространство, кроме оси y и ее окрестности, и проявляется в импульсах G_1 на сейсмограммах. Смещения в импульсе G_1 определяются теми же формулами, что и смещения в G -импульсе, однако имеют противоположный знак.

При распространении процесса вспарывания в кольце момент очага изменяется по закону $M_{\Sigma} = \frac{\pi}{2} F_{yz} [\rho' + v''(\tau_0 - \tau'')]^2$, где $\tau'' \leq \tau_0 \leq \tau$, и при $t = \tau$ достигает величины $\pi F_{yz} \rho^2 / 2$. Кинетическая энергия E_m'' , определяющая меру нарастания скольжения в очаге и измеряемая через величину нарастания момента сил M_{Σ}'' в пределах кольца, равна $\pi F_{yz} (\rho^2 - \rho'^2) / 2$. Она излучается в область пространства, которая устанавливается по принципу существования замкнутых силовых линий в пределах кольца, соответствующих при данном t определенной точке данной области. При условии $a > v'' \cos e_0$, имеющем место в очаге землетрясения, выражение $a(\tau - \tau'') > (\rho + \rho') \cos e_0$ позволяет видеть, что эта область заключена внутри прямого кругового конуса, боковая поверхность которого составляет с осью y угол $\arcsin a[\tau - \tau''] / (\rho + \rho')$. В этой области появляется Q_1 -импульс, связанный с действием вихревых сил в пределах кольца.

Так как при $0 < t < \tau'$ и $\tau'' < t < \tau$ силовая модель очага остается статически неуравновешенной, то принцип Сен-Венана указывает на возможность однозначного определения положения поверхности разрыва в очаге по наблюдениям в точках, значительно удаленных по сравнению с его линейными размерами. Реализация этой

возможности достигается при определении величин $v'/a, c; v''/a, c$ и $\cos e_0$ в расчетной схеме [6], в которую входит значение отношения Q_m/G_m и Q_{m1}/G_{m2} .

Момент M_Σ возбуждает потенциальные силы на контуре очага, вызывающие перемещения контура площадки Σ , перпендикулярные ее плоскости. Работа потенциальных сил определяет кинетическую энергию E_g контура, равную по величине моменту сил на площадке Σ , и потенциальную энергию очага P_g при его конечных размерах, т.е. $E_g = -P_g = M_\Sigma$. Энергия E_g излучается в область пространства, не включающую ось y с ее окрестностями, и проявляется в G_2 -импульсах на сейсмограммах.

Таким образом, прерывное во времени изменение момента на площадке скольжения, возбуждающее нарастание, спад и последующее нарастание сил на ее контуре, приводит к балансу энергии волнового поля, определяемому балансом кинетической энергии очага.

Вводя значения динамических параметров очага (G_σ и M_Σ), мы установили связь между динамическими характеристиками движения в очаге (кинетической и потенциальной энергией) и энергетическим балансом его волнового поля. Полученные результаты позволяют видеть, что эти величины связаны с пределом F_{yz} , смысл которого, будучи связанным с характеристиками силового векторного поля, заключается в величине снимаемых касательных напряжений на контуре площадки разрыва [4]. Поэтому вопрос о возможностях определения величины F_{yz} на основе инструментальных наблюдений является центральным вопросом методики изучения динамики очага и волнового поля землетрясения.

Формулы для определения величины F_{yz} на основе наблюдений над объемными волнами представляют следующие выражения [6]:

$$F_{yz} = \frac{u P_G \pi R \cos e_0}{\rho f_P(x, y, z)} = \frac{u S_G \pi R \cos e_0}{\rho f_{SV}(x, y, z)}. \quad (2)$$

По ним может быть определено значение снимаемых напряжений в точках контура включения как до перерыва в процессе вспарывания по наблюдаемому максимальному смещению в G -импульсе при $\rho = \rho'$, так и после перерыва по смещению в импульсе G_2 при том же значении ρ , а также в точках контура очага по максимальному смещению в импульсе G_2 при $\rho = \rho$. Найденные значения $F_{yz}, F'_{yz}, F''_{yz}$ определяют изменение величины снимаемых напряжений на поверхности разрыва при развитии процесса в очаге. Зная $F_{yz}, F'_{yz}, F''_{yz}$ и кинематические параметры процесса, можно найти изменение во времени сил и моментов в очаге. Значения величин, определяющих эти параметры, приведены в табл. 3. Исходными данными служат максимальные смещения в G, G_1 и G_2 -импульсах поперечных волн на ст. Кашперские Горы.

Расчет величины F_{yz} предусматривает учет влияния земной поверхности на величины смещения в падающей волне при известном угле падения. Это влияние можно определить при помощи коэффи-

Таблица 3

Данные наблюдений волн SV на ст. Кашперские Горы и результаты определения динамических параметров очага

Параметры очага	Импульсы		
	G	G_1	G_2
Максимальное смещение на сейсмограмме, см	1,7	2,5	1,7
Максимальное смещение в падающей волне, отнесение к величине соответствующего радиуса (ρ', ρ) источника возмущений, 10^{-7} см	1,2	1,8	0,9
Расстояние до центра очага в плоскости источника $R \cos e_0$, 10^8 см	1,0	1,0	1,0
Произведение функции направленности излучения точечного девиаторного источника на увеличение прибора $f_{SV}(x, y, z)V$, 10^{-12} см ² /дин	0,8	0,8	0,8
$R \cos e_0 / f_{SV}(x, y, z)V$, 10^{20} дин/см	1,2	1,2	1,2
$F_{yz}, F'_{yz}, F''_{yz}$, 10^{12} дин/см	14	21	11
Сила на контурах включения и очага, 10^{20} дин	1,4		1,4
Момент сил включения и очага, 10^{27} дин·см	2	3	2,7

циентов, представленных на известных графиках [12]. При эпицентральном расстоянии ст. Кашперские Горы ($\Delta \cong 10^\circ$) для принятой глубины центра включения их значение для волны SV равно 1,5. При определении смещений в падающей волне величину смещения земной поверхности нужно поделить на данный коэффициент.

Расстояние R вдоль луча от центра очага до точки наблюдения определяется по известным формулам. В пределах точности выполняемых определений его можно принять равным эпицентральному расстоянию.

Расчет величины F_{yz} предусматривает также определение в точке наблюдения значения функции направленности излучения

$$f_{SV}(x, y, z) = [z(zl_y + yl_z) - 2yz \sin^2 e] / 2\pi\rho_0 c^2 R^2 \sin e \cos e$$

единичного точечного источника в форме симметричного тензора-девиатора. Величины $y/R, z/R, l_y, l_z$ в этом выражении устанавливаются на основе построения, приведенного на рис. 4, а. Как показывают выполненные расчеты, значение этой функции при $\rho_0 = 4$ г/см³ имеет порядок 10^{-14} см³/дин. В табл. 3 приведено

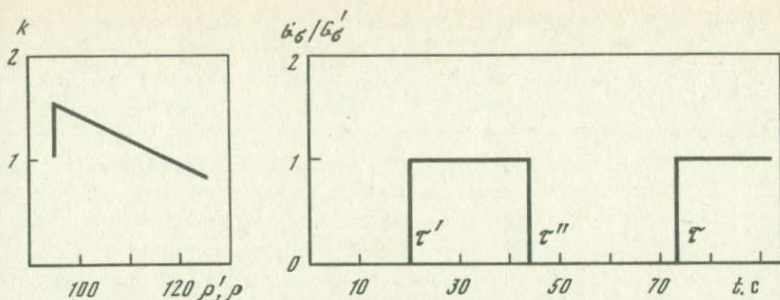


Рис. 7. Изменение величин снимаемых напряжений на плоскости разрыва в очаге 4. III 1977 г.

Рис. 8. Величины сил на контуре очага по отношению к силам на контуре включения

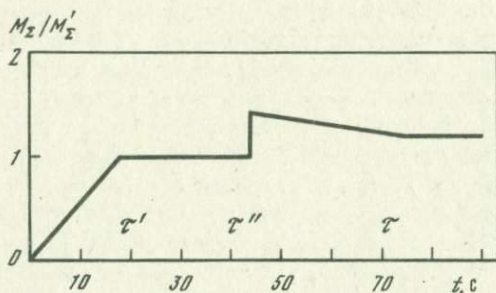


Рис. 9. Изменение момента сил в процессе развития очага

ее произведение на величину увеличения V прибора, в данном случае равно 12.

Результат расчета величины F_{yz} показывает, что в данном очаге она имеет значение, которое на порядок превосходит 10^{12} дин/см², т.е. превосходит значение модуля сдвига в верхней мантии, равное теоретическому пределу прочности на скалывание. Это обстоятельство требует дальнейшего изучения.

Изменение со временем величины снимаемых напряжений на контуре включения и по мере удаления от него удобно представить в виде коэффициентов концентрации напряжений на контуре включения F'_{yz}/F_{yz} и на контуре очага F''_{yz}/F_{yz} . Величина k коэффициента концентрации напряжений на контуре включения за время перерыва в процессе вспарывания, судя по табл. 3, достигает значения 1,5. Коэффициент концентрации напряжений на контуре очага равен 0,8. Эти значения показаны на графике рис. 7, где по оси абсцисс отложены значения радиусов включения и очага.

При построении графика значение снимаемых напряжений на контуре включения до перерыва в процессе вспарывания было принято равным единице. График показывает, что за время перерыва проис-

ходит концентрация напряжений на этом контуре до величины F'_{yz} , так что за его пределами разрушение развивается при повышенном значении напряжений, но при быстром их спаде до величины F''_{yz} , приблизительно равной значению F_{yz} на контуре включения перед началом концентрации.

Как и при исследовании сильнейших землетрясений мира [4], создается впечатление, что напряженное состояние в очаге землетрясения характеризуется скалывающими напряжениями, близкими к значению предела прочности, и незначительное увеличение напряжений за счет их концентрации на контуре включения способно вызвать распространение процесса испаривания за пределами включения.

Расчитанные значения сил в 10^{20} дин и моментов в 10^{27} дин·см для контура включения до и после перерыва в процессе испаривания, а также для контура очага приведены в табл. 3. На графиках рис. 8 и 9 они представлены в зависимости от времени развития процесса. Величина сил на контуре очага показана по отношению к принятой за единицу величине сил на контуре включения. Изменение величины момента показано по отношению к принятой за единицу величине момента сил для включения. В отличие от выявленного возрастания момента сил в процессе развития очагов сильнейших землетрясений мира здесь происходит убывание момента сил при распространении разрыва за пределами включения. В данном случае имеет место условие $F'_{yz}\rho'^2 > F_{yz}\rho^2$, т.е. по мере удаления от контура включения убывание величины снимаемых напряжений происходит быстрее, чем убывает квадрат отношения радиусов включения и очага: $(F'_{yz}/F_{yz}) < (\rho'/\rho)^2$. Согласно величине сил (10^{20} дин) и момента (10^{27} дин·см) очага Карпатское землетрясение принадлежит к землетрясениям мира с $M = 7,5$ [2].

Существующие теоретические выкладки показывают, что кинетическая энергия очага имеет тот же порядок величины, что и его момент. Величина энергии 10^{27} эрг оказывается выше принятого ее значения. Такое же расхождение значения момента сил в очаге и принятого предельного значения энергии землетрясения отмечалось для сильнейших землетрясений мира. Оценивая вклад прерывного во времени нарастания момента и знакопеременных потенциальных сил в энергетический баланс волнового поля, можно видеть, что вклад потенциальных сил в энергию волнового поля составляет около 75% и вклад моментов — около 25%. Первая часть энергии излучается во все окружающее очаг пространство, кроме оси u и ее окрестностей, а последняя часть — излучается преимущественно в область, ограниченную поверхностью кругового конуса, образующая которого составляет с осью u угол $\arcsin c/v' \approx 60^\circ$.

На большом расстоянии от очага по сравнению с его линейными размерами распределение излучаемой энергии внутри конической поверхности и за ее пределами происходит согласно функции направленности излучения точечного источника. Эту функцию представляет множитель перед квадратными скобками в формулах (1).

Если рис. 4,а повернуть на 180° так, чтобы изображенное на нем построение относилось к верхней полуплоскости, то можно видеть, что западнее линии простирания плоскости разрыва находится область нодальных поверхностей волн SV и SH , где величины смещений в поперечных волнах обращаются в ноль. Эта особенность направленности излучения из очага, вероятно, проявилась здесь в наименьшем разрушительном эффекте при землетрясении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процесс в очаге землетрясения 4.III 1977 г. развивался в условиях горизонтального сжатия среды, направленного поперек простирания Карпатской дуги в районе ее изгиба. Поверхность разрыва в очаге имеет субмеридиональное простирание, почти западное падение и составляет с горизонтальной плоскостью угол $\sim 45^\circ$. Верхнее крыло разрыва двигалось вверх и на восток, в чем проявилось погружение предгорных пластов коры и верхней мантии под Карпатскую дугу, и надвиг Карпатских гор на предгорные области.

Включение в очаге землетрясения развивалось в течение 19 с со средней скоростью $v' = 5$ км/с. Затем 25 с длился перерыв, после которого в течение 29 с разрушение распространялось в пределах кольца со средней скоростью $v'' = 1$ км/с.

В отличие от сильнейших землетрясений мира в данном очаге проявилась малая величина коэффициента концентрации напряжений на контуре включения ($k = 1,5$) и соответственно малое значение средней скорости распространения разрушения в пределах кольца.

По значению динамических параметров процесса ($G_\sigma = 10^{20}$ дин и $M_\Sigma = 10^{27}$ дин·см) данное землетрясение относится к числу больших землетрясений мира с $M = 7,5$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
2. Аки К. Механизм землетрясений: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 194-213.
3. Введенская А.В., Голубева Н.В. Особенности процесса развития очагов сильнейших землетрясений мира. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 4, с. 3-16.
4. Введенская А.В., Голубева Н.В. Кинематика и динамика процесса развития сейсмического очага в статическом поле напряжений Земли. - В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. 275 с.
5. Введенская А.В. Волновое поле распространяющегося источника в форме площадки скольжения. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 6, с. 11-27.
6. Введенская А.В. Исследование процесса развития очага землетрясения по сейсмограммам объемных волн. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1975, № 6, с. 12-24.

7. Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 444 с.
8. Введенская А.В., Рупрехтова Л. Особенности напряженного состояния в очагах землетрясений у изгиба Карпатской дуги. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 7, с. 953–965.
9. Constantinescu L., Enescu D. Caracteristicile Mecanismului cutremurilor Carpatice si implicatiile lor seismotectonice. — Stud. cerc. geofiz., 1963, N 1, p. 51–98.
10. Старовойт О.Е., Жбрыкунов В.Я., Рыков А.В. Опыт наблюдения с помощью широкополосного длиннопериодного сейсмографа СДШ. — В кн.: Сейсмические приборы. М.: Наука, 1976, вып. 9, с. 125–131.
11. Plešinger A., Horálek J. The seismic broadband recording and data processing system FBV/DPS and its seismological applications. — J. Geophys., 1976, N 42, p. 201–217.
12. Gutenberg B. Energy ration of reflected and refracted Seismic waves. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1944, N 32, vol. 3, p. 85–102.

Е. А. САГАЛОВА

ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ПЕРИОД ПОДГОТОВКИ КАРПАТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г.¹

В качестве показателей сейсмического режима рассматриваются изменение во времени выделяющейся сейсмической энергии и графики повторяемости землетрясений, параметры которых, как известно, бывают различными на разных стадиях развития сейсмического процесса вследствие изменения соотношения между числом крупных и мелких разрывов.

Сейсмическая энергия землетрясений (табл. 1) определена по величине магнитуды $M = m_b$. Переход к энергии упругих колебаний E (в джоулях) от магнитуды $M = m_b$ осуществлялся по формуле [2]

$$\lg E = 4,8 + 1,5 M. \quad (1)$$

Предварительно было проанализировано несколько формул перехода от M к $\lg E$, предложенных разными авторами. Формула (1), по нашему мнению, наиболее правильно, исходя из существующих представлений, отражает связь между E и M в диапазоне магнитуд карпатских глубоких землетрясений. Магнитуда $M = m_b$ землетрясений 1964–1976 гг. заимствована из сводок CGS (NEIS), приведенных в бюллетенях Эдинбурга (ISC) до 1964 г., оценена сравнением удаленности и полноты регистрации этих землетрясений телесейсмическими станциями, указанными в бюллетенях Страсбурга (BCIS), и землетрясений 1964–1976 гг., приведенных в бюллетенях Эдинбурга.

Величина высвобожденной сейсмической энергии глубокими землетрясениями разных классов $K = \lg E$ 1952–1976 гг. приведена в табл. 2. Общая ее величина равна $0,36 \cdot 10^{19}$ эрг. Энергия землетрясений $K = 13$ ($5,2 \leq m_b < 5,8$) составляет 68% от общей энергии, $K = 12$ ($4,5 \leq m_b < 5,2$) – 21%, $K = 11$ ($3,9 \leq m_b < 4,5$) – 8% и $K = 10$ ($3,2 \leq m_b < 3,9$) – 3%. В течение года выделялась энергия E_0 , равная в среднем $3,7 \cdot 10^{19}$ эрг. Согласно [2], это соответствует энергии землетрясения с магнитудой $M \sim 5,2$.

Для оценки характера сбрасывания энергии во времени рассматривалось изменение величины $D(t) = E_i(t)/E_0$ [3], где $E_i(t)$ – энергия землетрясений, происшедших в течение года; E_0 – средняя величина сейсмической энергии, выделяющейся за год.

Характер высвобождения сейсмической энергии во времени (рис. 1, а) неравномерный. Периоды повышенной интенсивности процессов (сброса энергии) ритмично чередуются с периодами ее спада. Длительность этих периодов составляет примерно 3 года.

¹ Настоящая статья является продолжением работы [1].

Таблица 1

Дата	Момент возникновения			Координаты эпицентра, град		Глубина очага, км	M	K	E, эрг
	ч	мин	с	широта	долгота				
	2					4	5	6	7
16. I 1952	23	54	35,0	45,34	26,92	з.к.	4,7P	12	$7,08 \cdot 10^{18}$
3. VI	5	53	24,0	45,48	27,07	з.к.	5,0P	12	$2,00 \cdot 10^{19}$
14. VII	21	01	11,0	45,85	26,70	100	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
3. VIII	16	35	14,5	45,49	26,37	160	5,2	13	$3,98 \cdot 10^{19}$
13. XI	2	39	05,0	45,30	26,95	з.к.	4,3P	11	$1,78 \cdot 10^{18}$
22. II 1953	17	58	29,3	45,70	26,55	150	4,3	11	$1,78 \cdot 10^{18}$
9. V	2	59	14,0	45,71	26,45	160	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
17. V	2	33	51,1	45,43	26,26	160	4,9	12	$1,41 \cdot 10^{19}$
15. X	4	43	40,0	45,22	26,80	з.к.	4,5P	12	$3,55 \cdot 10^{18}$
13. IV 1954	10	06	33,8	45,70	26,80	120	4,6	12	$5,01 \cdot 10^{18}$
9. V	9	25	24,7	45,60	26,40	160	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
1. X	13	30	01,0	45,47	27,00	з.к.	5,1P	12	$2,82 \cdot 10^{19}$
21. X	12	03	33,2	45,57	26,41	130	4,3	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
27. X	4	43	28,0	45,30	26,20	100	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
1. V 1955	21	22	53,1	45,51	26,46	150	5,3	13	$5,62 \cdot 10^{19}$
19. IX	16	08	14,5	45,73	26,86	90	3,7	10	$2,24 \cdot 10^{17}$
14. XI	17	52	30,3	45,68	26,47	150	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
27. XII	8	11	30,8	45,70	26,50	160	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
18. IV 1956	12	52	23,0	46,27	27,50	з.к.	4,5P	12	$3,55 \cdot 10^{18}$
7. V	3	54	13,0	45,65	26,75	140	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
18. XI	16	02	30,5	45,68	26,72	160	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
23. XII 1957	23	38	30,0	45,40	26,65	з.к.	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
9. VI 1958	18	47	12,2	45,62	26,52	150	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
25. VI	7	22	11,0	45,65	26,88	160	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
11. XI	23	07	11,0	45,47	27,07	з.к.	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
29. IV 1959	1	35	31,1	45,57	26,63	150	4,4	11	$2,51 \cdot 10^{18}$
31. V	12	15	47,0	45,73	27,28	з.к.	5,2P	13	$3,98 \cdot 10^{19}$
26. VI	13	44	44,0	45,60	26,51	140	4,9	12	$1,41 \cdot 10^{19}$
30. VI	7	26	34,3	45,65	26,52	140	4,7	12	$7,08 \cdot 10^{18}$
2. VIII	3	33	01,0	45,70	26,60	120	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
19. VIII	15	31	59,6	45,68	26,57	160	4,6	12	$5,01 \cdot 10^{18}$
1. X	16	04	48,5	45,97	26,89	90	4,7	12	$7,08 \cdot 10^{18}$
10. XI	18	02	31,5	45,46	26,33	150	4,8	12	$1,00 \cdot 10^{19}$
4. I 1960	12	51	58,0	44,85	26,83	з.к.	5,5	13	$1,12 \cdot 10^{20}$
5. I	6	07	29,0	45,45	26,35	160	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
26. I	20	27	03,0	45,61	26,54	160	5,3	13	$5,62 \cdot 10^{19}$
26. II	13	33	44,0	45,42	26,16	100	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$

Таблица 1(продолжение)

1	2		3		4	5	6	7	
18. VI	23	16	22,0	45,70	26,62	100	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
2. IX	5	39	30,5	45,60	26,53	140	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
13. X	2	21	25,1	45,64	26,42	160	5,5	13	$1,12 \cdot 10^{20}$
5. IV 1961	10	16	33,0	45,70	26,61	130	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
11. VI	17	06	12,5	45,70	26,60	150	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
29. VI	18	08	59,0	45,61	26,48	160	4,3	11	$1,78 \cdot 10^{18}$
4. VIII	19	38	55,0	45,42	26,96	э.к.	4,2 P	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
25. IX	0	42	37,6	45,56	26,56	150	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
17. XI	21	06	42,5	45,90	26,80	100	3,7	10	$2,24 \cdot 10^{17}$
18. XI	3	18	51,0	45,70	26,52	160	4,7	12	$7,08 \cdot 10^{18}$
27. II 1962	21	34	10,8	45,56	26,46	150	4,6	12	$5,01 \cdot 10^{18}$
31. III	23	36	15,0	45,65	26,67	160	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
22. IV	21	58	07,4	45,36	26,48	100	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
30. VIII	7	46	29,4	45,52	26,41	140	4,7	12	$7,08 \cdot 10^{18}$
9. XI	2	14	48,1	45,61	26,73	130	4,7	12	$7,08 \cdot 10^{18}$
14. I 1963	18	33	24,3	45,82	26,85	125	5,2	13	$3,98 \cdot 10^{19}$
12. III	1	41	40,5	45,62	26,47	160	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
17. VI 1964	13	38	16,0	45,60	26,51	150	4,3	11	$1,78 \cdot 10^{18}$
8. VIII	13	16	33,0	45,38	26,85	э.к.	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
10. I 1965	2	52	25,3	45,63	26,62	145	5,3	13	$5,62 \cdot 10^{19}$
12. IV	19	14	29,0	45,37	26,50	80	4,1	11	$8,91 \cdot 10^{17}$
11. V	22	36	00,6	45,82	26,89	100	4,4	11	$2,51 \cdot 10^{18}$
16. IX	0	40	12,5	45,77	26,70	130	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
14. X	18	51	22,9	45,62	26,50	100	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
18. I 1966	20	20	26,5	45,77	26,73	120	4,4	11	$2,51 \cdot 10^{17}$
28. VI	0	01	33,0	45,54	26,38	160	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
4. IX	1	29	29,3	45,68	26,75	160	4,1	11	$8,91 \cdot 10^{17}$
2. X	11	21	44,6	45,67	26,62	155	5,2	13	$3,98 \cdot 10^{19}$
15. X	6	59	18,7	44,50	26,36	150	4,9	12	$1,41 \cdot 10^{19}$
16. X	2	39	50,3	45,73	26,62	150	3,7	10	$2,24 \cdot 10^{17}$
14. XII	14	49	59,8	45,66	26,50	160	4,9	12	$1,41 \cdot 10^{19}$
29. XII	6	30	02,7	45,50	26,54	130	4,3	11	$1,78 \cdot 10^{18}$
27. II 1967	21	00	42,5	44,86	26,82	э.к.	4,9	12	$1,41 \cdot 10^{19}$
5. III	17	22	55,4	45,69	26,65	150	4,4	11	$2,51 \cdot 10^{18}$
5. III	18	54	20,0	45,27	26,03	80	4,1	11	$8,91 \cdot 10^{17}$
4. IV	18	06	07,1	45,61	26,38	160	4,7	12	$7,08 \cdot 10^{18}$
26. V	17	33	00,3	45,31	26,13	160	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
25. VII	12	33	25,0	45,64	26,55	160	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
27. X	7	59	53,0	45,78	26,70	110	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
6. I 1968	10	23	50,8	45,74	26,65	170	4,6	12	$5,01 \cdot 10^{18}$

Таблица 1 (продолжение)

1	2		3		4	5	6	7	
9. II	13	22	54,0	45,57	26,56	140	4,6	12	5,01·10 ¹⁸
14. II	20	34	23,4	45,54	26,35	150	3,8	10	3,16·10 ¹⁷
24. II	13	23	54,8	45,67	26,60	145	4,4	11	2,51·10 ¹⁸
14. VIII 1968	15	47	00,8	45,60	26,50	140	4,3	11	1,78·10 ¹⁸
27. VII	7	36	23,0	45,51	27,07	э.к.	3,4	10	7,94·10 ¹⁶
21. IX	11	05	54,3	45,50	26,32	160	4,3	11	1,78·10 ¹⁸
20. X	23	15	03,0	45,81	26,76	130	4,6	12	5,01·10 ¹⁸
25. X	3	05	22,0	45,54	26,43	130	3,8	10	3,16·10 ¹⁷
20. XI	1	51	15,3	45,57	26,60	130	4,0	11	6,31·10 ¹⁷
26. XI	9	53	52,0	45,60	27,70	э.к.	4,4	11	2,51·10 ¹⁸
15. I 1969	8	46	28,3	45,57	26,62	140	4,5	12	3,55·10 ¹⁸
12. IV	20	38	40,0	45,28	25,19	э.к.	5,2	13	3,98·10 ¹⁹
26. V	0	58	16,0	45,62	26,62	100	3,7	10	2,24·10 ¹⁷
27. VII	9	01	28,5	45,67	26,43	160	4,2	11	1,26·10 ¹⁸
16. X	20	09	10,0	45,52	27,00	э.к.	3,7	10	2,24·10 ¹⁷
18. XII	19	05	21,7	45,59	26,48	100	3,5	10	1,12·10 ¹⁷
21. XII	19	06	22,0	45,55	27,00	э.к.	4,6	12	5,01·10 ¹⁸
2. I 1970	7	31	38,0	45,52	26,47	135	4,4	11	2,51·10 ¹⁸
30. V	14	22	57,7	45,77	26,87	100	4,0	11	6,31·10 ¹⁷
5. VI	12	00	34,0	45,56	26,60	130	4,4	11	2,51·10 ¹⁸
9. VII	21	08	18,0	45,68	26,70	140	4,6	12	5,01·10 ¹⁸
13. IX	23	43	22,00	45,82	26,78	100	3,7	10	2,24·10 ¹⁷
18. VII 1971	16	18	24,0	45,65	26,57	140	4,6	12	5,01·10 ¹⁸
8. IX	4	10	20,0	45,70	26,79	135	3,9	11	4,47·10 ¹⁷
16. IV 1972	0	03	32,2	45,54	26,44	135	4,6	12	5,01·10 ¹⁸
23. VIII	18	00	32,4	45,57	26,75	120	4,7	12	7,08·10 ¹⁸
1. X	0	56	26,0	45,71	26,62	150	4,6	12	5,01·10 ¹⁸
25. XII	12	53	18,0	45,58	26,52	145	4,3	11	1,78·10 ¹⁸
25. XII	23	45	10,1	45,48	26,29	160	3,6	10	1,58·10 ¹⁷
5. I 1973	12	37	48,2	45,47	26,45	130	4,4	11	2,51·10 ¹⁸
25. I	5	29	10,3	45,65	26,35	160	3,8	10	3,16·10 ¹⁷
25. II	1	59	00,0	45,50	26,95	э.к.	3,5	10	1,12·10 ¹⁷
12. III 1973	9	55	47,2	45,52	26,60	140	3,7	10	2,24·10 ¹⁷
31. III	23	34	08,1	45,73	26,68	140	4,1	11	8,91·10 ¹⁷
20. VIII	15	18	28,5	45,65	26,54	100	5,6	13	1,58·10 ²⁰
7. IX	19	37	52,2	45,73	26,61	140	4,6	12	5,01·10 ¹⁸
23. X	10	51	58,5	45,64	26,66	165	4,9	12	1,41·10 ¹⁹
25. X	1	19	17,6	45,56	26,43	130	3,8	10	3,16·10 ¹⁷
18. XI	1	36	48,7	45,77	26,82	100	3,7	10	2,24·10 ¹⁷
21. XII	2	46	36,2	45,71	26,65	145	4,0	11	6,31·10 ¹⁷

Таблица 1 (окончание)

1	2		3		4	5	6	7	
5. I 1974	4	28	06,2	45,45	26,38	125	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
22. II	13	40	48,5	45,60	26,43	150	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
4. IV	10	26	12,0	45,80	27,12	э.к.	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
10. VI	5	11	00,3	45,64	26,54	155	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
17. VII	5	09	22,0	45,68	26,69	135	5,2	13	$3,98 \cdot 10^{19}$
18. VII	22	28	21,5	45,70	26,97	э.к.	3,9	11	$4,47 \cdot 10^{17}$
29. X	23	30	53,8	45,47	26,33	140	3,7	10	$2,24 \cdot 10^{17}$
8. II 1975	8	21	21,5	45,12	25,66	э.к.	4,6	12	$5,01 \cdot 10^{18}$
25. II	2	42	47,6	45,56	26,32	150	4,1	11	$8,91 \cdot 10^{17}$
2. III	13	21	16,0	45,43	26,85	э.к.	3,8	10	$3,16 \cdot 10^{17}$
7. III	4	13	06,5	45,89	26,62	э.к.	4,9	12	$1,41 \cdot 10^{19}$
8. III	16	39	25,3	45,64	26,54	155	4,2	11	$1,26 \cdot 10^{18}$
31. III	8	28	46,6	45,53	26,45	140	4,7	12	$7,08 \cdot 10^{18}$
26. V	18	14	22,0	45,5	27,0	э.к.	3,8	10	$3,16 \cdot 10^{17}$
26. V	22	01	43,0	45,53	27,00	э.к.	3,8	10	$3,16 \cdot 10^{17}$
5. IX	0	39	25,1	45,57	26,45	145	4,0	11	$6,31 \cdot 10^{17}$
27. XII	18	32	21,7	45,74	26,62	140	4,4	11	$2,51 \cdot 10^{18}$
3. II 1976	13	29	17,6	45,59	26,48	140	3,6	10	$1,58 \cdot 10^{17}$
7. IX	17	38	09,2	45,50	26,35	145	4,4	11	$2,51 \cdot 10^{18}$
1. X	17	50	43,0	45,69	26,60	155	5,2	13	$3,98 \cdot 10^{19}$
4. III 1977	19	22	54,0	45,78	26,83	110	7,1	15	$2,82 \cdot 10^{22}$

В том же ритме (рис. 1, б табл. 3) изменяется во времени и активность процессов $N(t) = N_i(t)/N_0$, [4], где $N_i(t)$ - число землетрясений, происшедших в течение года; N_0 - среднегодовое число глубоких землетрясений в период 1952-1976 гг.

Максимальным и минимальным значениям $D(t)$ соответственно отвечают изменения величины $N(t)^2$. С периодами активизации сейсмической деятельности связаны почти все землетрясения 13 класса. Периоды максимумов $D(t)$ и $N(t)$ неодинаковы по соотношению числа толчков и их энергии. Для одних из них характерно преобладание увеличения числа толчков над ростом энергии, для других, наоборот, - более быстрое возрастание выделяющейся сейсмической энергии. Последнее наиболее характерно для периода, начинающегося с 1972 г.

Этот период, по-видимому, можно рассматривать как период формирования очаговой зоны землетрясения 4. III 1977 г. На этой стадии [5, 6] резко ускоряется процесс образования и развития

² Годовые данные $D(t)$ и $N(t)$ на рис. 1, а и б осреднены по трехгодовичному интервалу.

Таблица 2

Год	$E, \text{ эрг}$					$D(t)$
	$K = 10$	$K = 11$	$K = 12$	$K = 13$	$E_i, \text{ эрг}$	
1952	$2,46 \cdot 10^{18}$	$0,63 \cdot 10^{18}$		$3,98 \cdot 10^{19}$	$4,29 \cdot 10^{19}$	1,15
1953	$1,24 \cdot 10^{18}$	$2,23 \cdot 10^{18}$	$1,41 \cdot 10^{19}$	-	$1,76 \cdot 10^{19}$	0,47
1954	$1,67 \cdot 10^{18}$	$2,34 \cdot 10^{18}$	$0,50 \cdot 10^{19}$	-	$0,90 \cdot 10^{19}$	0,24
1955	$1,91 \cdot 10^{18}$	$2,12 \cdot 10^{18}$	-	$5,62 \cdot 10^{19}$	$6,02 \cdot 10^{19}$	1,61
1956	$2,27 \cdot 10^{18}$	$1,89 \cdot 10^{18}$	-	-	$0,42 \cdot 10^{19}$	0,11
1957	$0,79 \cdot 10^{18}$	$0,63 \cdot 10^{18}$	-	-	$0,14 \cdot 10^{19}$	0,04
1958	$1,04 \cdot 10^{18}$	$1,89 \cdot 10^{18}$	-	-	$0,29 \cdot 10^{19}$	0,08
1959	$1,57 \cdot 10^{18}$	$3,14 \cdot 10^{18}$	$4,33 \cdot 10^{19}$	-	$4,80 \cdot 10^{19}$	1,28
1960	$1,90 \cdot 10^{18}$	$2,79 \cdot 10^{18}$	-	$16,84 \cdot 10^{19}$	$17,31 \cdot 10^{19}$	4,62
1961	$0,70 \cdot 10^{18}$	$4,30 \cdot 10^{18}$	$0,71 \cdot 10^{19}$	-	$1,21 \cdot 10^{19}$	0,32
1962	$0,54 \cdot 10^{18}$	$1,89 \cdot 10^{18}$	$1,92 \cdot 10^{19}$	-	$2,17 \cdot 10^{19}$	0,58
1963	$1,52 \cdot 10^{18}$	$0,63 \cdot 10^{18}$	-	$3,98 \cdot 10^{19}$	$4,20 \cdot 10^{19}$	1,12
1964	$0,19 \cdot 10^{18}$	$1,78 \cdot 10^{18}$	-	-	$0,20 \cdot 10^{19}$	0,05
1965	$0,98 \cdot 10^{18}$	$5,11 \cdot 10^{18}$	-	$5,62 \cdot 10^{19}$	$6,23 \cdot 10^{19}$	1,66
1966	$1,11 \cdot 10^{18}$	$6,44 \cdot 10^{18}$	$2,82 \cdot 10^{19}$	$3,98 \cdot 10^{19}$	$7,55 \cdot 10^{19}$	2,02
1967	$0,93 \cdot 10^{18}$	$5,56 \cdot 10^{18}$	$0,71 \cdot 10^{19}$	-	$1,36 \cdot 10^{19}$	0,36
1968	$1,04 \cdot 10^{18}$	$6,70 \cdot 10^{18}$	$1,50 \cdot 10^{19}$	-	$2,27 \cdot 10^{19}$	0,61
1969	$0,55 \cdot 10^{18}$	$1,26 \cdot 10^{18}$	$0,36 \cdot 10^{19}$	-	$0,54 \cdot 10^{19}$	0,14
1970	$0,22 \cdot 10^{18}$	$5,65 \cdot 10^{18}$	$0,50 \cdot 10^{19}$	-	$1,09 \cdot 10^{19}$	0,29
1971	$0,32 \cdot 10^{18}$	$0,45 \cdot 10^{18}$	$0,50 \cdot 10^{19}$	-	$0,58 \cdot 10^{19}$	0,16
1972	$1,13 \cdot 10^{18}$	$1,78 \cdot 10^{18}$	$1,71 \cdot 10^{19}$	-	$2,00 \cdot 10^{19}$	0,53
1973	$1,31 \cdot 10^{18}$	$4,03 \cdot 10^{18}$	$1,91 \cdot 10^{19}$	$15,85 \cdot 10^{19}$	$18,29 \cdot 10^{19}$	4,88
1974	$0,49 \cdot 10^{18}$	$2,97 \cdot 10^{18}$	-	$3,98 \cdot 10^{19}$	$4,33 \cdot 10^{19}$	1,16
1975	$1,05 \cdot 10^{18}$	$5,29 \cdot 10^{18}$	$0,71 \cdot 10^{19}$	-	$1,34 \cdot 10^{19}$	0,36
1976	$0,89 \cdot 10^{18}$	$2,51 \cdot 10^{18}$	-	$3,98 \cdot 10^{19}$	$4,32 \cdot 10^{19}$	1,15
Итого:	$27,82 \cdot 10^{18}$	$74,01 \cdot 10^{18}$	$19,59 \cdot 10^{19}$	$63,83 \cdot 10^{19}$	$93,60 \cdot 10^{19}$	

крупных трещин, сопровождающийся перераспределением напряжений и, следовательно, перераспределением упругой энергии — ее концентрацией в зоне повышенной плотности разрывов-землетрясений, подготавливающих основной разрыв, и ее уменьшением в окрестности этой зоны, где развитие процессов разрушения приостанавливается.

Из рис. 4, в [5] видно, что концентрация очагов землетрясений происходила в небольшом объеме в основном на глубинах 130-

Таблица 3

Год	N				N _i (t)	N(t)	N _i (t)	N(t)	D(t)
	K=10	K=11	K=12	K=13					
1952	10	1		1	12	1,05	2	0,52	
1953	7	2	1		10	0,87	3	0,77	0,77
1954	9	3	1		13	1,14	4	1,03	0,86
1955	12	2		1	15	1,31	3	0,77	0,75
1956	9	2			11	0,96	2	0,52	0,52
1957	6	1			7	0,61	1	0,26	0,43
1958	7	2			9	0,79	2	0,52	0,86
1959	9	2	5		16	1,40	7	1,80	1,29
1960	9	4		2	15	1,31	6	1,55	1,55
1961	6	4	1		11	0,96	5	1,29	1,38
1962	6	2	3		11	0,96	5	1,29	1,03
1963	9	1		1	11	0,96	2	0,52	0,69
1964	3	1			4	0,35	1	0,26	0,69
1965	6	4		1	11	0,96	5	1,29	1,12
1966	10	4	2	1	17	1,49	7	1,80	1,55
1967	11	5	1		17	1,49	6	1,55	1,72
1968	7	4	3		14	1,22	7	1,80	1,29
1969	6	1	1		8	0,70	2	0,52	1,12
1970	1	3	1		5	0,44	4	1,03	0,69
1971	4	1	1		6	0,52	2	0,52	0,86
1972	11	1	3		15	1,31	4	1,03	1,03
1973	8	3	2	2	14	1,22	6	1,55	1,20
1974	4	3		1	8	0,70	4	1,03	1,29
1975	11	4	1		16	1,40	5	1,29	0,95
1976	8	1		1	10	0,87	2	0,52	
Итого:	189	61	26	10	286		97		

160 км. Однако самое сильное землетрясение 20.VIII 1973 г. (его энергия больше суммарной энергии всех землетрясений этого пятилетнего периода) произошло на глубине 100 км, указывая на очень высокий уровень энергии и в северной части очаговой области.

Периоды формирования очаговых зон больших землетрясений и периоды спокойного сейсмического режима характеризуются различными значениями углового коэффициента графиков повторяемости землетрясений [7, 8]. Оценить параметры сейсмического режима в период, предшествующий землетрясению 4.III 1977 г., по годовым интервалам наблюдений, следующим друг за другом, не удалось из-за недостатка данных. На рис. 2 (табл. 4) приведены графики повторяемости землетрясений 1952-1976 гг. (1) и 1972-1976 гг. (2). Параметры графика повторяемости 1 мало разнятся с параметрами графиков повторяемости, построенных для характеристики сейсмического режима района Вранча в разные временные периоды, и параметрами графика 1952-1971 гг. [9-11]. Связь числа землетрясений с энергией их очагов выражается прямой линией с углом наклона $\gamma = 0,45$

$$\ln N_i = 5,3 - 0,45 \lg E. \quad (2)$$

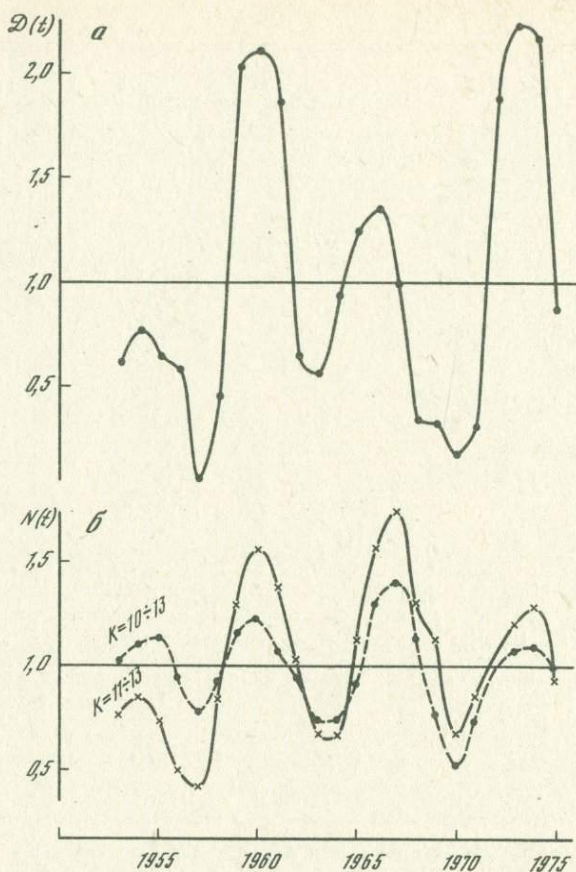


Рис. 1. Характер изменения интенсивности (а) и активности (б) процессов в период 1952–1976 гг.

Особенностью графика повторяемости l (см. рис. 2) можно считать отсутствие землетрясений 14 класса ($5,8 < m_b < 6,5$), которых согласно графику должно было произойти три. Отсутствие их, по-видимому, можно рассматривать как свидетельство преобладания нарастания напряжений над снятием их.

В предположении линейности графика повторяемости землетрясений с $K \geq 11$ в области меньших энергий была сделана оценка представительности регистрации станциями региона землетрясений 10 класса. С 1952 по 1962 г. землетрясения такой магнитуды заимствованы из каталога Раду [12], с 1963 по 1969 г. взяты из [13], а с 1970 по 1976 г. выбраны из бюллетеней станций. Оценка магнитуды землетрясений 1963–1976 гг. проводилась по полноте и удаленности регистрации их станциями региональной сети согласно табл. 5.

Таблица 4

K	Число землетрясений N		Среднегодовое число землетрясений \bar{N}		$\lg \bar{N}$	
	1952-1976 гг.	1972-1976 гг.	1952-1976 гг.	1972-1976 гг.	1952-1976 гг.	1972-1976 гг.
10	189	42	7,56	8,4	0,88	0,92
11	61	12	2,44	2,4	0,39	0,38
12	26	6	1,04	1,2	0,02	0,08
13	10	3	0,40	0,6	-0,40	-0,22
14	-	-	-	-	-	-
15	1	1	0,04	0,2	-1,40	-0,70

Таблица 5

Волна	Станция	Δ	m_b
P	Кишинев, Рахов, Косов, Оноковцы, румынские станции	450 км	3,2
P	То же и Павликены, Кырджали, Стамбул, Недзиза	600 км	3,3-3,4
P	То же и Севастополь, Алушта, Симферополь, Ялта, Скопле, Валандово, Йошваф, Сопроп	700 км	3,5-3,6
P	То же и Пишкестего, Будапешт, Кастамон, скандинавские станции	14-17°	3,7-3,8
P и S	Крымские станции		

Как видно из рис. 2 и табл. 3, число землетрясений 10 класса полностью соответствует предсказываемому графиком повторяемости.

График повторяемости (2) землетрясений 1972-1976 гг. (см. рис. 2), отражающий сейсмический режим в очаговой зоне до возникновения землетрясения 4.III, 1977 г., существенно отличается от графика всей совокупности землетрясений 1952-1976 гг. (1) и от графика землетрясений 1952-1971 гг., параметры которых практически совпадают. Резкое падение углового коэффициента графика до $\gamma = 0,30$ в области землетрясений с $K \geq 11$, по-видимому, является следствием перераспределения энергии упругой деформации, возрастания ее в области, окружающей очаг будущего земле-

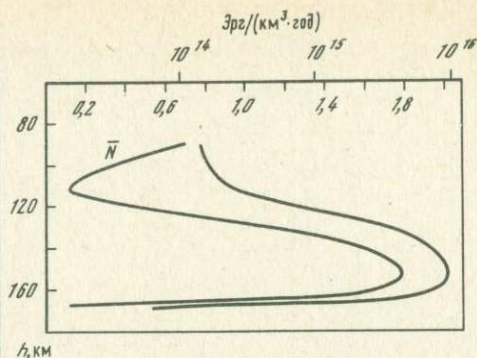
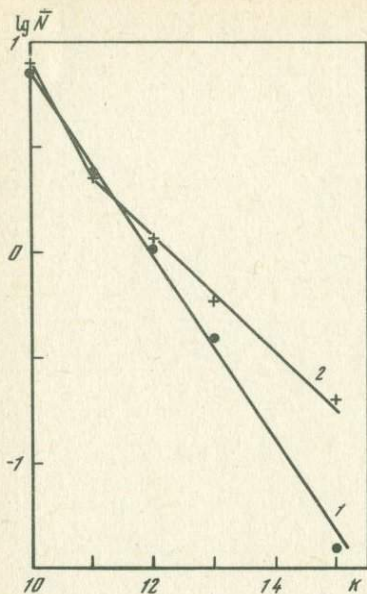


Рис. 2. Графики повторяемости глубоких землетрясений района Вранча

Рис. 3. Изменение с глубиной среднегодового числа землетрясений. Энергетический разрез зоны по данным глубоких землетрясений 1952-1976 гг.

трясения. Уровень же среднегодовой активности \bar{N}_{10} остается постоянным в разные временные интервалы.

Распределение активности процессов (среднегодового числа землетрясений) и их интенсивности (выделяющейся сейсмической энергии) в фокальной зоне Вранча по глубине в период 1952-1976 гг. показано на рис. 3. По оси абсцисс отложена величина энергии, выделяющейся в среднем за год на каждый 1 км^3 в данном интервале глубин. Суммарная энергия подсчитывалась по слоям толщиной 20 км: $80 < H \leq 100 \text{ км}$, $100 < H \leq 120 \text{ км}$, $120 < H \leq 140 \text{ км}$, $140 < H \leq 160 \text{ км}$, $160 < H = 170 \text{ км}$. Объемы слоев были определены из размеров и формы фокальной зоны Вранча [14]. Минимум распределения энергии приходится на глубины $100 \pm 10 \text{ км}$. На глубинах $150 \pm 10 \text{ км}$ величина энергии, выделенной в среднем в год на каждый 1 км^3 на два порядка выше, чем на глубинах $100 \pm 10 \text{ км}$. Глубина $150 \pm 10 \text{ км}$ отвечает также максимум среднегодового числа землетрясений. Отмеченные особенности в поведении кривых на рис. 3 свидетельствуют, по-видимому, о различии свойств верхней мантии в фокальной зоне на разных глубинах.

ВЫВОДЫ

1. Тенденции роста сейсмического фона (выделяющейся энергии, числа толчков в год) во времени перед землетрясением 4.III 1977г. не наблюдалось. Изменение этих показателей во времени носит ос-

циллирующий характер с различным соотношением в периодах максимумов числа толчков и соответствующей им энергии.

2. Выявлено резкое падение наклона графика повторяемости до $\gamma = 0,30$ по землетрясениям с $K \geq 11$ ($m_b \geq 4$) 1972–1976 гг., вызванное, по-видимому, особенностями перераспределения энергии упругой деформации при формировании очаговой области землетрясения 4.III 1977 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сагалова Е.А. Характер сейсмического процесса в период подготовки карпатского землетрясения 4.03.1977 г. – Геофиз. сб. АН УССР, 1978, вып. 81, с. 3–9.
2. Gutenberg B., Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. – Bull. Seismol. Soc. Amer., 1956, 46, N 2, p. 83–99.
3. Федотов С.А. О сейсмичности области очага катастрофического Итурупского землетрясения 6.XI 1958 г. и сейсмическом прогнозе. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1969, № 1, с. 3–12.
4. Лукк А.А., Пономарев В.С. Тенденция изменения сейсмического фона во времени. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 5, с. 3–11.
5. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. – В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 6–29.
6. Mōgi K. Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rock. – Bull. Seismol. Soc. Japan, 1968, 46, N 5, p. 104–121.
7. Мамадалиев Ю.А. Об исследовании параметров сейсмического режима во времени и в пространстве. – В кн.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1964, с. 92–103.
8. Виноградов С.Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М.: Наука, 1964. 145 с.
9. Constantinescu L., Enescu D. Parametrs of the seismic regime of the Vrancea region. – Rev. roum. geol., geophys. et geogr. Ser. geophys., 1964, t. 8, p. 27–41.
10. Сагалова Е.А. Использование результатов изучения сейсмичности района Вранча^а для сейсморайонирования территории УССР. – В кн.: Сейсмичность Украины. Киев: Наукова думка, 1969, с. 81–90.
11. Друмя А.В., Попов В.М. График повторяемости и минимальная возможная энергия землетрясений в глубокофокусном очаге Вранча. – Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 7, с. 16–27.
12. Radu S. Regimul seismic al regiunii Vrancea. – Stud. cer. geol., geofiz., geogr. Ser. Geofiz., 1965, t. 3, s. 231–239.
13. Каталог карпатских землетрусів. Київ. Наукова думка, 1968–1975, № 9–15.
14. Сагалова Е.А. Фокальная зона карпатских землетрясений у гор Вранча. – Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 68, с. 75–81.

Н. И. ОНОФРАШ, А. А. РОМАН

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В течение последних лет под руководством члена-корреспондента АН МССР А.В. Друмя и при содействии и научной консультации доктора физ.-мат. наук Н.В. Шебалина в Институте геофизики и геологии АН МССР была создана новая количественная методика оценки сейсмического эффекта по макросейсмическим данным [1-4], которая была опробована на материалах многочисленных землетрясений и показала высокую эффективность и качество обработки.

1. ПРИНЦИПЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ МЕТОДИКИ

Интерпретация макросейсмических данных, как и любая другая интерпретация будучи процессом переработки информации основана на системе строгих принципов, основными из которых являются следующие.

а) Критерий интерпретации. Он служит показателем оптимальности, в нашем случае им выбран максимум используемой информации, содержащейся в макросейсмическом поле.

б) Оператор интерпретации. Среди множества возможных операторов выбирается оптимальный, т.е. удовлетворяющий выбранному критерию, таких операторов может оказаться много, в частности нами выбраны теоретико-информационный, максимального правдоподобия, проверки гипотез, но в принципе достаточно и одного.

в) Информационная модель связи наблюдаемого сигнала с искомыми величинами. Эта модель в принципе всегда статистическая, так как только случайный сигнал является носителем информации, а значит, речь идет лишь о выборе конкретной статистической модели связи. В данном случае мерой связи принята условная вероятность $P(E/H)$ того, что при интенсивности H сейсмического эффекта наблюдается макросейсмический признак E ; эта мера есть элемент матрицы Штейнбуха [5], играющей роль шкалы-эталона.

г) Отбор информативных признаков. В процессе интерпретации обработке подлежат все признаки, даже малоинформативные признаки неизменно улучшают качество результатов, но для быстрого достижения нужного качества необходимы наиболее информативные. Для макросейсмических признаков приняты две меры [6]: оценки силы довода - теоретико-вероятностная $P(H)$ $P(E/H)/P(E)$ и теоретико-информационная $I(H, E)/I(H)$.

д) Функция результатов интерпретации. Конечным результатом интерпретации является некоторая величина (число или функция), которая есть опять же результат действия оператора интерпретации на случайный информационный сигнал (макросейсмичес-

кое поле). Следовательно, результат интерпретации всегда есть величина случайная, например число, определяющее сейсмический эффект в единицах принятой шкалы, а также функция, определяющая распределение сейсмического эффекта на некоторой площадке. Таким образом, полным представлением результатов интерпретации может выступить лишь некоторая функция, характеризующая распределение оцениваемой случайной величины. Для представления результатов интерпретации макросейсмического поля приняты функции $I(H, x, y)$, $L(H, x, y)$, $G(H, x, y)$ и $P(H, x, y)$, выражающие распределение информации I , логарифма правдоподобия L , неопределенности G и вероятности P по значениям балльности H (или приращению ΔH) и по поверхности x, y .

Теперь выработка количественной методики и ее применение сводятся лишь к строгому соблюдению хорошо разработанных правил теории оптимальной обработки информации. Было бы интересно с этих позиций дать оценку "качественной" методики. Поскольку итогом традиционной методики является оценка сейсмического эффекта, выраженная числом, должен существовать некоторый оператор (функция), трансформирующий макросейсмическое поле в число на основе некоторого эталона — шкалы. Такая методика по существу также является количественной, однако соответствующий ей оператор — неоптимальный. При его формировании не выбран критерий оптимума; информационная модель связи макросейсмических признаков и оцениваемой величины выражена словесно или в крайнем случае в процентах проявления признаков, и наблюдаемый процентный состав затем никак не учитывается при определении качества оценки сейсмического эффекта; отсутствует всякая мера значимости признаков, тем не менее конечный результат выражается детерминированной величиной, т.е. числом, определяющим значения сейсмического эффекта. Ниже будет доказана принципиальная недопустимость применения (какого бы то ни было) таких результатов интерпретации, пока же следует указать, что при интерпретации макросейсмических данных нет смысла различать методики количественную и качественную; все известные до сих пор методики являются количественными.

Предлагаемая ниже методика отличается тем, что она построена на принципах оптимальной обработки информации, поэтому она сама является оптимальной, в то время как применявшиеся раньше методики нарушают эти принципы, поэтому они в лучшем случае неоптимальны, и менее всего в них удовлетворяет нас форма представления конечных результатов интерпретации (см. разд. 12).

2. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Макросейсмическую шкалу сейсмической интенсивности, например, MSK-64 (или любую другую) можно рассматривать в качестве матрицы, строки которой обозначают собой всевозможные макро-

сейсмические признаки (в нашем случае их оказалось 57), а столбцы — интенсивность в баллах от 1 до 12 (или до 7 по японской шкале).

Элементами же такой матрицы в существующих шкалах выступает степень проявления каждого из макросейсмических признаков, например "сильное (слабое) раскачивание висячих предметов," "многие (50%) здания типа А испытывают повреждения II степени" и пр. Математически показана [7] информационная универсальность условной вероятности $P(E/H)$ в качестве меры связи между событиями H (интенсивность сейсмического эффекта) и проявлением его признака E (макросейсмический факт). Следовательно, матрица — шкала может служить переходной матрицей, т.е. полной основой интерпретации макросейсмических данных, если оценить все ее элементы $P(E_i/H_j)$, $i = 1, 2, \dots, 57$; $j = 1, 2, \dots, 12$. Пусть мы желаем получить количественную шкалу, подобную описательной шкале MSK-64. Подобие понимается в том смысле, что она должна также содержать 12 градаций, причем значимость макросейсмических признаков в пользу каждого балла описательной шкалы должна сохраняться тем, что более частому проявлению признака будет соответствовать большая мера $P(E/H)$. Исходя из этого принципа и сохраняя неизменными уже приведенные в шкале процентные соотношения (от процентов переходят к частности и ее принимают за оценку условной вероятности), а также соблюдая правило нормировки была составлена матрица — шкала [3], по которой и проводится количественная интерпретация. Шкала с мерой $P(E/H)$ проявления макросейсмических признаков и названа количественной.

Строгие правила синтеза сейсмической количественной шкалы изложены в [2, 3], но они еще не реализованы. В частности, и шкала MSK-64 (и любая другая) не синтетическая, а эвристическая. Поэтому количественная шкала будет близка к ней лишь благодаря совпадению меры $P(E/H)$ с величинами, указанными в MSK-64. Там же, где эти величины не указаны, достаточно, чтобы в количественной шкале мера $P(E/H)$ возрастала с ростом интенсивности при сохранении правила нормировки. В остальном они произвольны (практически этот произвол невелик), но этот произвол нельзя рассматривать как отклонение от MSK-64 потому, что это отклонение нельзя измерить, и в основном потому, что отсутствие критерия синтеза шкалы оставляет неясным вопрос, какая шкала от какой отклоняется. Это значит, что количественная шкала даже с элементом произвола меры может с тем же основанием, что и MSK-64, быть принята в качестве эталона; важно, чтобы она была едина и максимально (не обязательно точно) близка к MSK-64 для преимущества в восприятии величины сейсмической интенсивности.

Введение меры в описательную шкалу является центральным моментом в выработке количественной методики.

3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ АПРИОРНОЙ ВЕРОЯТНОСТИ

Методика интерпретации макросейсмических данных предусматривает возможность привлечения дополнительной информации из любых источников, которым интерпретатор желает оказать доверие. Эта возможность заключается в задании априорной вероятности $P(H_j)$, $j = 1, 2, \dots, 12$. В частности, если до обработки макросейсмических данных нет никаких сведений об интенсивности сейсмического эффекта, то это равносильно $P(H_j) = 1/12$ при всех j . Если же такие сведения есть, например известна магнитуда M и гипоцентральное расстояние r , то $P(H_j)$ задается как распределение оценки H , вычисленной по какой-нибудь формуле $H = f(M, r)$, например по формуле Н.В. Шебалина.

4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНФОРМАТИВНОСТИ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ

Оценка силы довода (информационного вноса) признаков нужна в качестве методического руководства при наблюдении макросейсмического поля: нужно в первую очередь обращать внимание и собирать наиболее весомые факты, особенно если приходится считаться с временем и стоимостью макросейсмического обследования.

Что же касается собственно процесса интерпретации, то сами операторы обладают свойством обрабатывать совместно признаки любой природы, имеющие сколь угодно различное информационное содержание: каждый признак обрабатывается с учетом его силы довода.

По предложению [6] вычисляются две меры силы довода:

$$P(H_j/E_j) = \frac{P(H_j) P(E_j/H_j)}{\sum_{j=1}^{12} P(H_j) P(E_j/H_j)}, \quad (1)$$

$$\alpha(H_j, E_j) = I(H_j, E_j/I(H_j)), \quad (2)$$

где функционал I определяет информацию.

Как видно, сила довода не есть собственно функция признака, она зависит и от того, что уже известно о событии H : если значение сейсмического эффекта уже определено с достаточно высокой достоверностью (распределение $P(H_j)$ концентрировано около какого-то одного значения j), то сила довода будет ничтожно мала. Это согласуется с тем, что сколько бы признаков не приводилось, абсолютной истины не достичь, поскольку ценность признаков снижается по мере приближения к точной оценке.

5. МЕТОДИКА МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ

Переход от процентной меры описательной шкалы к вероятностной мере количественной шкалы есть по существу перенос свойства множества объектов на ожидаемое поведение одного объекта из того же множества. Такой перенос (узаконенный в теории вероятности переходом от частности к вероятности) делает законным определение сейсмического эффекта в одной точке по наблюдениям за поведением в этой точке единичных объектов: повреждение здания, поведение отдельных предметов. Сейсмический эффект на площади, размеры которой определяются в зависимости от решаемой задачи (например, равным геологическим неоднородностям), оценивается уже по точечным его значениям. Отсюда вытекают те немногие методические указания по макросейсмическому обследованию: 1) в каждой точке заполняется анкета, содержащая вопросы относительно проявления каждого макросейсмического признака и координаты точки наблюдения; 2) число точек обследования на единицу площади должно быть таким, чтобы с учетом силы довода макросейсмических признаков достичь оценки сейсмического эффекта по заданному уровню достоверности.

6. ТЕОРЕТИКО-ИНФОРМАЦИОННЫЙ ОПЕРАТОР ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА

Если какой-нибудь фактор E свидетельствует в пользу некоторого события (гипотезы) H_j в силу их статистической зависимости $P(E/H_j)$, то информация I , содержащаяся в E относительно H_j , вычисляется [7] как

$$I(H_j, E) = \text{ld} \frac{P(E/H_j)}{\sum P(H_j) P(E/H_j)}, \quad (3)$$

где число n гипотез (в данном случае это 12 значений возможной интенсивности сейсмического эффекта) образуют полную группу. Эта информация измеряется в битах и может принимать отрицательные значения (не подтверждение, а опровержение). Если при этом имеются m макросейсмических признаков, то информация (3) складывается

$$I(H_j, E) = \sum_{i=1}^m \text{ld} \frac{P(E_i/H_j)}{\sum_{j=1}^{12} P(H_j) P(E_i/H_j)},$$

только при этом нужно следить за тем, чтобы информация от каждого последующего признака E вычислялась при уже измененной априорной вероятности $P(H_j)$ под действием предыдущего признака по формуле Байеса [7].

Итогом работы оператора (4) является полная оценка сейсмического эффекта в одной точке по анкете из m макросейсмических признаков, выраженная распределением $I(H_j)$ информации по всевозможным значениям H_j . Оценка $I(H_j)$ полная в том смысле, что она определяет и значение сейсмического эффекта и качество оценки, т.е. ее информационную обеспеченность.

7. ОПЕРАТОР МАКСИМАЛЬНОГО ПРАВДОПОДОБИЯ

Выражение $f(H_j) = P(\vec{E}/H_j)$, называемое функцией правдоподобия, определяет совместную вероятность наблюдения компонент вектора E , т.е.

$$f(H_j) = \prod_i P(H_j \wedge E_i), \quad (5)$$

и является, таким образом, оценкой сейсмического эффекта в точке наблюдения совокупности \vec{E} макросейсмических признаков. Качество оценки, однако, лучше выразить другой информационной статистикой

$$G(H, \hat{H}) = c - \sum p(\vec{E}/H) \ln P(\vec{E}/\hat{H}), \quad (6)$$

называемой функцией неопределенности, где c — постоянная, не зависящая от \hat{H} ; \hat{H} — оценка сейсмического эффекта из (5). Функция (6) служит оценкой сейсмического эффекта по критерию минимума остаточной неопределенности.

8. ОПЕРАТОР ПРОВЕРКИ ГИПОТЕЗ

Перераспределение априорной вероятности $P(H)$ под влиянием довода E , вычисляемое по формуле Байеса

$$P(H_j/E_i) = \frac{P(H_j) P(E_i/H_j)}{\sum_{j=1}^n P(H_j) P(E_i/H_j)},$$

есть операция проверки гипотез, а апостериорная (7) вероятность $P(H_j)$ есть полная оценка сейсмического эффекта в точке наблюдения вектора E .

Приведенные операторы (теории информации, правдоподобия, неопределенности и проверки гипотез) дублируют друг друга в смысле оптимальности по критерию максимума используемой информации, но каждый из них отличается каким-нибудь удобством толкования результатов.

Полученные тем или иным оператором значения характеризуют сейсмический эффект в одной точке, где наблюдался вектор \vec{E} , и в

силу ограниченности факторов эти значения неустойчивы, содержат большой элемент случайности. К тому же все задачи, решаемые на основе карты сейсмического эффекта, используют его величину на некоторой площади. Поэтому имеет смысл применить некоторый оператор усреднения сейсмического эффекта по площади, чтобы тем самым достичь и большей устойчивости его оценки.

9. ОПЕРАТОРЫ УСРЕДНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА

Размер площади усреднения зависит от размера тех геологических неоднородностей, влияние на сейсмический эффект которых представляет интерес, например, для микрорайонирования. Очевидно, необходимо вычислить набор карт для набора размеров площадей усреднения.

Оператор усреднения апостериорных вероятностей основан на правиле композиции законов распределения [7] и состоит в вычислении последовательной свертки точечных распределений:

$$P_{\Sigma i+1}(H, \beta, \gamma) = \sum_{H_0} P_i(H, x_i, y_i) P_{i+1}(H-H_0, x_{i+1}, y_{i+1}), \quad (8)$$

где $P(H, \beta, \nu)$ — оценка усредненного сейсмического эффекта на площади с центром в точке β, ν .

Приведенные ниже три оператора усреднения основаны на свойствах аддитивности информации, неопределенности и логарифма $\ln f(H) = L(H)$ правдоподобия

$$I_{\Sigma}(H, \beta, \nu) = \sum_{i=1}^n I_i(H, x, y), \quad (9)$$

$$G_{\Sigma}(H, \beta, \nu) = \sum_{i=1}^n G_i(H, x, y), \quad (10)$$

$$L_{\Sigma}(H, \beta, \nu) = \sum_{i=1}^n L_i(H, x, y), \quad (11)$$

где n — число точек, попавших на площадь усреднения.

10. ОПЕРАТОРЫ ПРИВЕДЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА К СРЕДНИМ ГРУНТОВЫМ УСЛОВИЯМ

Исключение "эффекта грунтов" из усредненного по большой площади сейсмического эффекта есть операция "обратного смещения" любого из распределений $I_{\Sigma}, L_{\Sigma}, G_{\Sigma}, P_{\Sigma}$ по аргументу H на величину приращения ΔH с распределением $P(\Delta H)$, что осуществляется опе-

рациями свертки:

$$I_{\text{из}}(H, \beta, \nu) = \sum_{\Delta H} I_{\Sigma}(H - \Delta H, \beta, \nu)P(\Delta H), \quad (12)$$

$$L_{\text{из}}(H, \beta, \nu) = \sum_{\Delta H} L_{\Sigma}(H - \Delta H, \beta, \nu)P(\Delta H), \quad (13)$$

$$G_{\text{из}}(H, \beta, \nu) = \sum_{\Delta H} G_{\Sigma}(H - \Delta H, \beta, \nu)P(\Delta H), \quad (14)$$

$$P_{\text{из}}(H, \beta, \nu) = \sum_{\Delta H} P_{\Sigma}(H - \Delta H, \beta, \nu)P(\Delta H). \quad (15)$$

Распределение $P(\Delta H)$ оценивается по карте грунтовых условий как доля точек обследования, попавших на грунт с приращением сейсмического эффекта, равном ΔH . Отсутствие каких бы то ни было сведений о грунтах (это бывает, наверное, редко) равносильно заданию равномерного распределения $P(\Delta H)$.

11. ОПЕРАТОРЫ ОЦЕНКИ ПРИРАЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА

Задача состоит в оценке распределения разности $\Delta H = H_{\Sigma} - H_{\text{из}}$, где H_{Σ} — значение усредненного по площадкам (разных размеров) сейсмического эффекта, а $H_{\text{из}}$ — его значение на средних грунтах. Поскольку распределение $P_{\text{из}}(H)$ известно из (15), то, подобно (12)–(15), вычисляются распределения ΔH как

$$P(\Delta H, \beta, \nu) = \sum_H P_{\Sigma}(H, \beta, \nu)P_{\text{из}}(H - \Delta H), \quad (16)$$

$$I(\Delta H, \beta, \nu) = \sum_H I_{\Sigma}(H, \beta, \nu)P_{\text{из}}(H - \Delta H), \quad (17)$$

$$L(\Delta H, \beta, \nu) = \sum_H L_{\Sigma}(H, \beta, \nu)P_{\text{из}}(H - \Delta H), \quad (18)$$

$$G(\Delta H, \beta, \nu) = \sum_H G_{\Sigma}(H, \beta, \nu)P_{\text{из}}(H - \Delta H). \quad (19)$$

12. ФОРМА ПРЕДСТАВЛЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Правило оптимальной обработки информации обязывало к представлению конечных результатов в строго определенной форме, в частности в форме, не приводящей к потере информации. Одно из важнейших таких правил состоит в том [8], что любая статистика, заданная на функции распределения, влечет к потере информации. Таковы,

например, функции принятия решения относительно оценок сейсмического эффекта по какому-нибудь критерию:

а) максимума информации

$$\hat{H}(x, y) = H_i \{ \max_i I(H_i, x, y) \}; \quad (20)$$

б) максимума правдоподобия

$$\hat{H}(x, y) = H_i \{ \max_i L(H_i, x, y) \}; \quad (21)$$

в) минимума неопределенности

$$\hat{H}(x, y) = H_i \{ \min_i G(H_i, x, y) \}; \quad (22)$$

г) максимума апостериорной вероятности

$$\hat{H}(x, y) = H_i \{ \max_i P(H_i, x, y) \}; \quad (23)$$

д) среднего значения

$$\hat{H}(x, y) = H(x, y) = \sum_{i=1}^{12} H_i P(H_i, x, y) \text{ и т.д.} \quad (24)$$

Можно показать, что в зависимости от принятого критерия оценка \hat{H} будет разная, но задача заключается в том, чтобы найти наилучший критерий, поскольку принятие решения по любому критерию ведет к потере информации. Следовательно, неизбежные потери оправдываются тогда, когда невозможно избежать принятия решения. При интерпретации макросейсмических данных вплоть до получения конечных результатов, похоже, ситуация принятия решения нигде не возникает. В частности, в результате интерпретации ничто не обязывает выражать сейсмический эффект (в точке или на площади) или его приращение ΔH оценками \hat{H} или $\Delta \hat{H}$ в виде среднего (24) или максимального правдоподобия (20–23) значения. Более того, если карты сейсмического эффекта и его приращения вообще нужны для принятия какого-либо решения (например, принятие мер сейсмостойкости), то любой критерий принятия решения нуждается не в картах оценок, а в функции распределения этих оценок, поскольку последние всегда выступают случайными величинами. Вот почему карты сейсмического эффекта в виде изолиний балльности по площади типа $\hat{H}(x, y)$, карты приращений (микрорайонирования) в виде изолиний типа $\Delta \hat{H}(x, y)$ в принципе бесполезны или даже вредны: при дальнейшем использовании таких карт величины H и ΔH с неизбежностью будут выступать как точные (детерминированные). Критерий принятия решения (например, сейсмический риск) будет искажен, а принятое решение по искаженному критерию неверным.

Чтобы конечный результат интерпретации был представлен без потери информации и имел последующую ценность, необходимо принять следующую форму представления карт:

а) картой точечных значений сейсмического эффекта называется

а

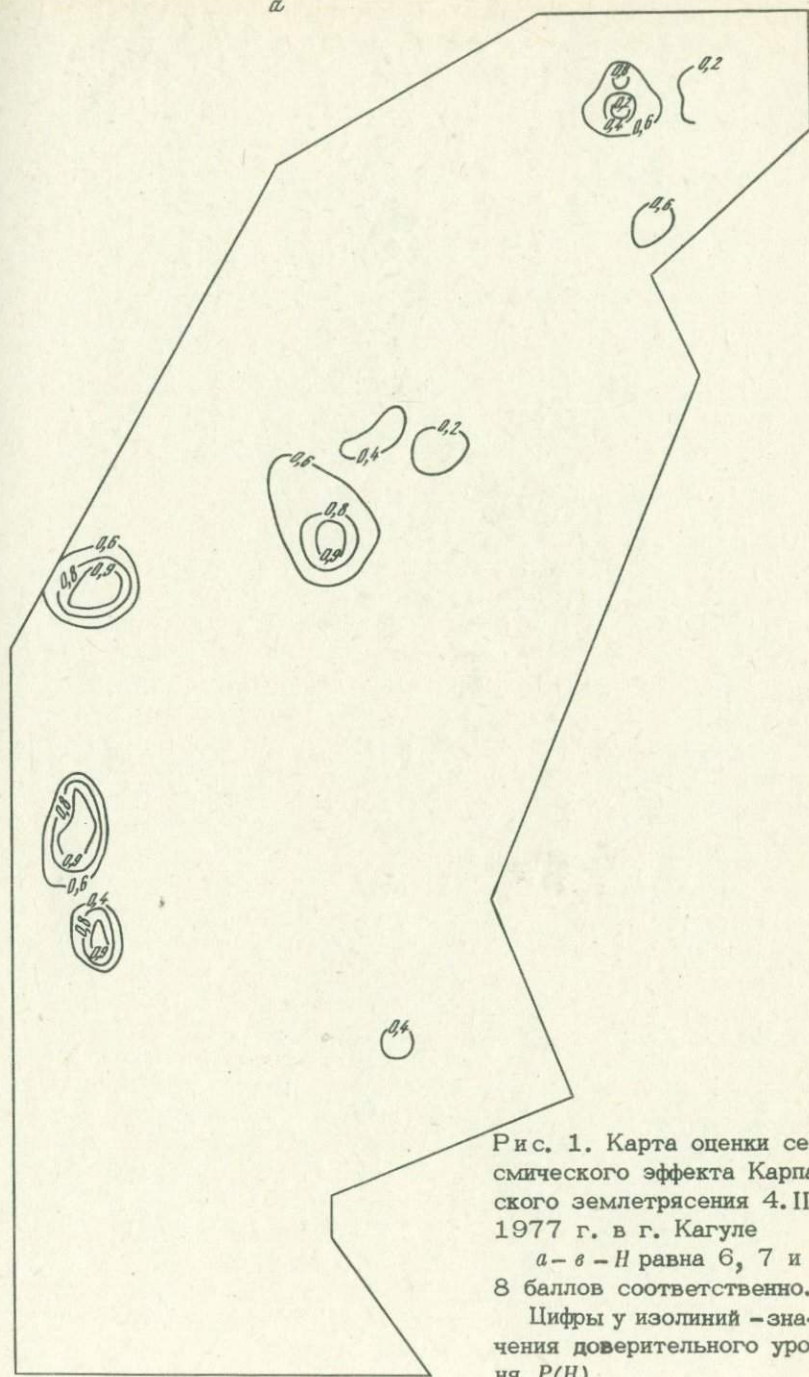


Рис. 1. Карта оценки сейсмического эффекта Карпатского землетрясения 4. III 1977 г. в г. Кагуле

а - в - Н равна 6, 7 и 8 баллов соответственно.

Цифры у изолиний - значения доверительного уровня $P(H)$

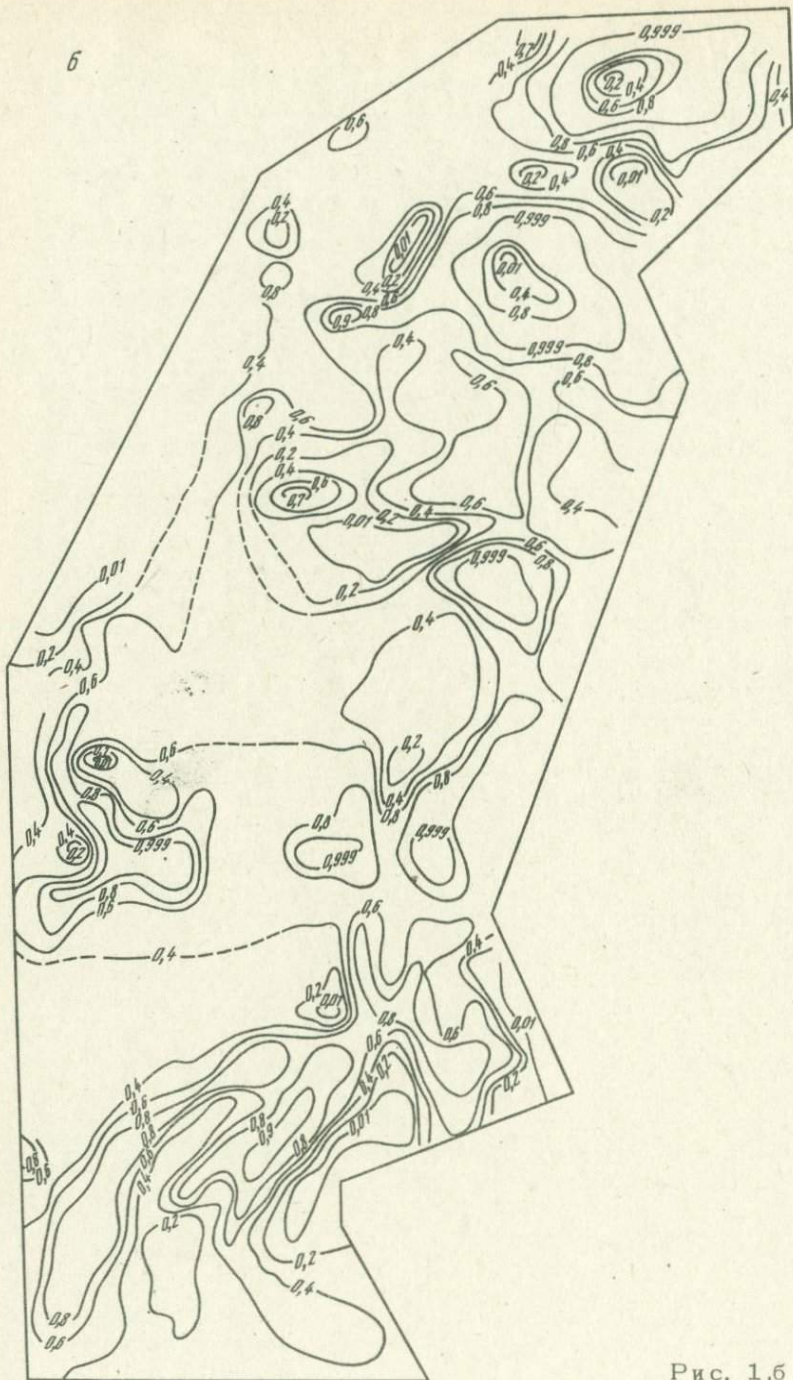


Рис. 1,6

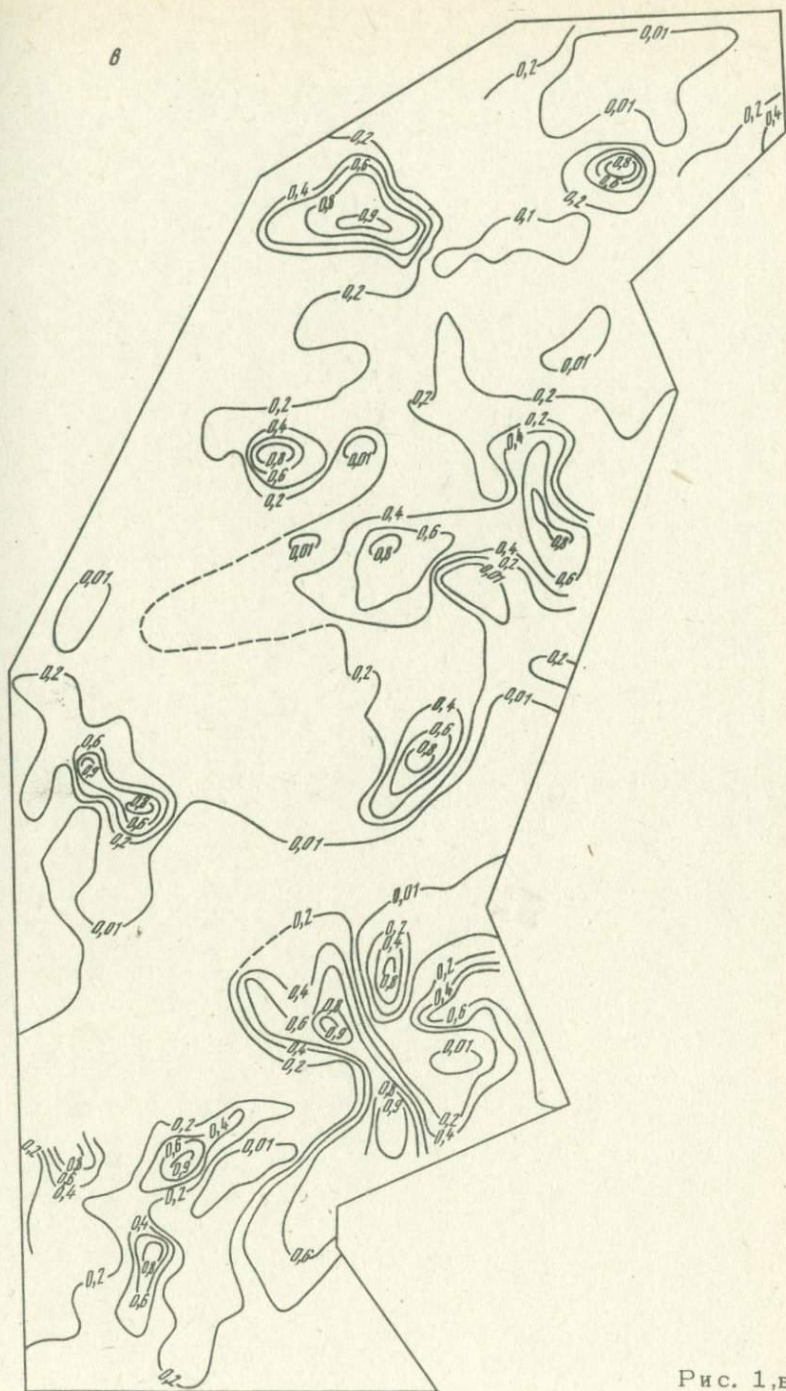
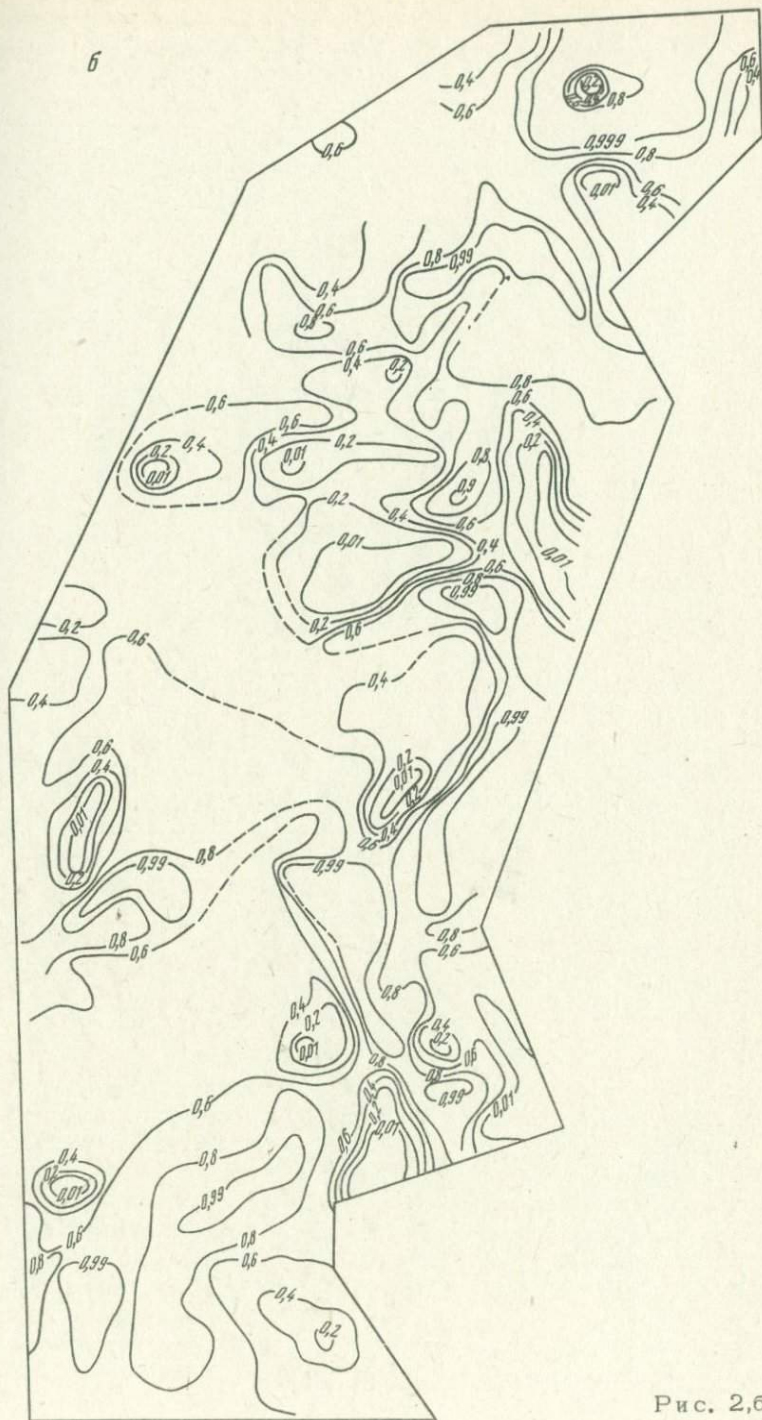
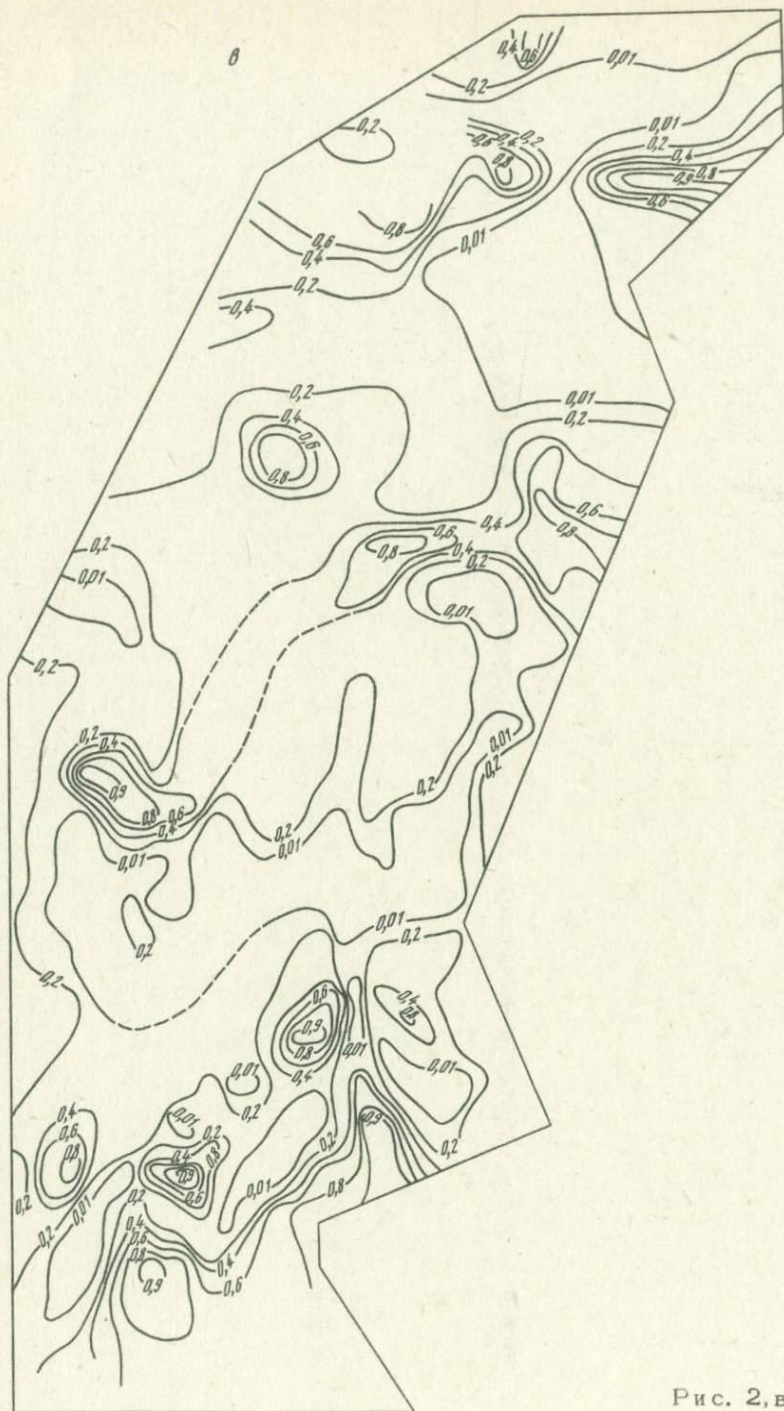


Рис. 1,в





8

Рис. 2, в

графическое представление любой функции (4)-(7) - $I(H, x, y)$, $f(H, y)$, $G(H, x, y)$, $P(H, x, y)$ - в виде набора сечений с параметром H ;

б) картой усредненного (по площадкам различных размеров) сейсмического эффекта называется графическое представление любой функции (8)-(11) - $P_{\Sigma}(H, \beta, \nu)$, $I_{\Sigma}(H, \beta, \nu)$, $G_{\Sigma}(H, \beta, \nu)$, $L_{\Sigma}(H, \beta, \nu)$ - в виде набора сечений с параметром H (рис. 1, а, б, в);

в) картой сейсмического эффекта на средних грунтах называется графическое представление любой функции (12)-(15) - $I_{\text{из}}(H, \beta, \nu)$, $L_{\text{из}}(H, \beta, \nu)$, $G_{\text{из}}(H, \beta, \nu)$, $P_{\text{из}}(H, \beta, \nu)$ - в виде набора сечений с параметром H ; кстати, это аналог карты изосейст, но при этом изолиния перешла в изоплоскость с параметром H , т.е. на одном сечении (один лист карты) изображен сейсмический эффект только одного значения H балльности, тогда как изолиниями на одном таком листе этой карты (и других карт тоже) изображены места точек одинакового значения какой-нибудь функции распределения H ;

г) картой приращения сейсмического эффекта (микрорайонирования) называется графическое представление любой функции (16)-(19) - $P(\Delta H, \beta, \nu)$, $I(\Delta H, \beta, \nu)$, $L(\Delta H, \beta, \nu)$, $G(\Delta H, \beta, \nu)$ - в виде набора сечений с параметром ΔH (рис. 2, а, б, в).

13. ПРЕИМУЩЕСТВА КОЛИЧЕСТВЕННОЙ МЕТОДИКИ

Под количественной методикой понимается последовательность оптимальных по выбранному критерию операторов, преобразующих макросейсмическое поле в карты сейсмического эффекта и его приращений на основе меры связи между макросейсмическими признаками и интенсивностью сейсмического эффекта. Поскольку все до сих пор известные методики обработки макросейсмических данных имеют своим итогом применения количественное выражение интенсивности, то они тоже являются количественными, но проводятся операторами, оптимальность которых не доказана, так как не объявлен даже критерий оптимума. Поэтому методики надо разделять не на количественные и качественные, а на оптимальные, в которых соблюдаются принципы оптимума, и неоптимальные, в которых эти принципы не выдвигаются.

Интерпретация в геофизике есть решение обратной задачи на основе уже решенной прямой задачи, где выводится мера связи между наблюдениями и оцениваемыми параметрами. Оптимальная (изложенная здесь) методика использует в качестве меры связи условную вероятность, которая является информационной мерой, а количественную шкалу использует как результат решения прямой задачи. Остальные методики лишены оператора, использующего хотя бы меру описательной шкалы, заданной в пределах (и не для всех признаков), поэтому они не являются методиками решения обратной задачи, т.е. интерпретации.

Методики, применяющие меру описательной шкалы, заданной в процентах, основаны на том, что реальный процент проявления ка-

кого-либо признака сравнивается с процентом, указанным в шкале. Вероятность совпадения наблюдений с эталоном равна нулю, и чтобы все же оценить интенсивность, приходится изобретать "ведомственные статистики", поскольку все оптимальные методики используют условную вероятность, а не проценты.

Введение количественной меры в виде условной вероятности принципиально для любой количественной методики, поскольку без нее возможны только эвристические операторы оценки интенсивности, а тогда методика перестает быть по существу количественной, даже если впоследствии результаты снабдить видимостью представительности.

Переход от процентов к условной вероятности позволил обработать единичные наблюдения (неединичные наблюдения невозможны, так как малое число объектов непредставительно для оценки процентов, а большое их число захватывает разные условия), и благодаря этому стала возможной обработка признаков различной природы в совокупности, при этом любой из приведенных операторов есть механизм учета вноса каждого признака и всех вместе.

Оптимальные операторы содержат механизм привлечения любых дополнительных сведений, помимо макросейсмических данных.

Возможность измерения силы довода каждого признака и определения достоверности результатов интерпретации привели к созданию схемы "планирования эксперимента", т.е. к обоснованной методике сбора признаков по их информативности и количества наблюдений по достигнутому уровню достоверности наблюдений; это значит, что внутри оптимальной методики вырабатывается инструкция, указывающая, какие признаки и в каком количестве нужно собрать.

Полная автоматизация процесса интерпретации от кодирования анкет до представления окончательных карт и инструкции обследования исключает всякий субъективизм интерпретатора и делает методику независимой от квалификации исполнителя.

Самым важным преимуществом новой методики является форма представления результатов не в виде карт оценки (что в принципе неверно), а в виде карт распределения оценок. Доказано, что иная форма представления делает результаты бесполезными, а бесполезный и неверный результат не является результатом; кстати, необходимость сравнения результатов и их стыковки по смежным территориям обязывает всех интерпретаторов пользоваться одной из оптимальных методик, в частности изложенной здесь.

Из перечисленных пунктов любой служит достаточным доводом того, что все предыдущие методики были неоптимальны. Доказательством того, что "результаты" интерпретации этих методик никогда не применялись, служит факт невозможности составления по ним критерия принятия решения.

Все пункты предлагаемой здесь методики (от введения меры в описательную шкалу до формы представления конечных результатов) являются не изобретением авторов, а итогом соблюдения правил теории оптимальной обработки информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Онофраш Н.И., Друмя А.В., Роман А.А. Количественная оценка сейсмического эффекта по описательным данным. - Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук, 1974, № 2, с. 80-90.
2. Онофраш Н.И., Роман А.А. Применение информационных статистик для составления сейсмической шкалы и оценки сейсмического эффекта. - В кн.: Сейсмическая шкала и методика оценки сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 149-156.
3. Онофраш Н.И., Роман А.А. Методика синтеза сейсмической шкалы. - В кн.: Новейшие данные по тектонике и сейсмологии Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1975, с. 23-36.
4. Друмя А.В., Онофраш Н.И., Роман А.А. и др. Синтез количественной шкалы и оценка сейсмического эффекта. - Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук, 1976, № 1, с. 69-76.
5. Штейнбух К. Автомат и человек. М.: Сов. радио, 1968.
6. Tornebohm H. Two measures of evidential strength. - In: Aspects of inductive logic. Amsterdam, 1966, p. 81-95.
7. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1969. 576 с.
8. Рао С.Р. Линейные статистические методы и их применения. М.: Наука, 1968.

В. И. ШУМИЛА

К ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4. III 1977 г. НА ТЕРРИТОРИИ г. КАГУЛА

Землетрясение 4. III с интенсивностью наблюдалось в населенных пунктах пограничной юго-западной части МССР [1].

В ходе предварительного анализа макросейсмических данных явилась спорной оценка интенсивности для г. Калуга в строгом соответствии со шкалой MSK-64 на основе разрабатываемой автором статистической модели.

1. СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Многие аспекты статистической интерпретации макросейсмических данных рассматривались в работах [2-5].

Начнем с посылок, положенных в основу принятой модели интерпретации. Существующие методики вследствие неоднозначности трактовки действующего стандарта MSK-64 подчас включают в себя понятия, в некотором смысле противоположные принятым в стандарте. Так, в работе [4] степень разрушения d рассматривается как непрерывная случайная величина, в то время как в стандарте степень разрушения задана как определенный класс событий ("3-я степень. Тяжелые повреждения: большие, глубокие и сквозные трещины в стенах, падение дымовых труб" [2]). Отступление от стандарта требует от автора сложных эвристических построений, строгость которых дискуссионна.

Модель интерпретации, изложенная в работе [5], оперирует условными вероятностями, информация о которых порой полностью отсутствует в стандарте, кроме того, интерпретация проводится для единичного обследования здания (поточечно), в стандарте же подразумевается принятие решения на основе наблюдения над совокупностью (выборкой) и особо подчеркивается, что выборка проводится для геологически однородного участка.

В рамках модели [5] не проводится оценка влияния сделанных допущений на конечный результат.

Плох или хорош действующий стандарт? Этому вопросу посвящено огромное количество публикаций, совещаний, конференций и т.п. Как правило, к нему возвращаются при интерпретации конкретного макросейсмического материала и часто в жертву принятой модели интерпретации приносятся положения стандарта. Широкая трактовка стандарта неизбежно сказывается на результате интерпретации, но оценка влияния сделанных предпосылок либо умалчивается, либо принципиально невозможна. Каков бы ни был стандарт, но он дейст-

вует, поэтому необходима модель интерпретации, не противоречащая принятому стандарту и не дополняющая его.

В данной работе предлагается модель статистической интерпретации макросейсмических данных на основе проекта стандарта, одобренного Бюро МСССС АН СССР 16.XI 1973 г.

Мы ограничиваемся рассмотрением модели интерпретации макросейсмической информации по разрушениям зданий и сооружений. Обобщение на случай наблюдения всех признаков, задаваемых стандартом, не составляет принципиальных трудностей.

В узком смысле интерпретация макросейсмической информации рассматривается как задача определения интенсивности сотрясения. Чтобы избежать, как нам кажется, вечной дискуссии о том, что такое балл, дадим законодательную трактовку этого понятия, диктуемую действующим стандартом. Последний мыслится так: множество различных землетрясений E разбивается на 12 подмножеств (классов): $E = \bigcup_{i=1}^{12} e_i$. Каждый класс e_i характеризуется определенным набором признаков (разрушения, поведение предметов, людей, животных, инструментальные данные и т.д.). Численное значение индекса i называется баллом (а точнее, сопровождается словом балл). Другая трактовка балла требует изменения стандарта.

Задачу интерпретации макросейсмических данных мы будем рассматривать как задачу принятия решения о классификации данного землетрясения e , т.е. отнесение e к тому или иному классу e_i (термин "класс" не вполне удачен с точки зрения сейсмологии, так как уже существует понятие "класс землетрясения", но в данной работе мы им пользуемся, поскольку он отражает математическую сущность решаемой задачи).

В каком виде должен быть представлен результат интерпретации?

Интерпретация (классификация) землетрясения проводится с целью принятия последующих решений, в частности, народнохозяйственного плана, таких, как сейсмостойкое строительство. Для принятия оптимальных статистических решений необходимо задание распределения вероятностей фактора, учитываемого при принятии решения [6]. Методика принятия таких решений для сейсмостойкого строительства изложена в [3], где убедительно показана необходимость знания статистических характеристик прогнозируемого землетрясения. Следовательно, интерпретация, кроме принятия решения о том, что $e \in e_i$, должна давать вероятность этого соотношения $P(e \in e_i)$.

Введем показатель качества интерпретации, т.е. критерий сравнения распределений, полученных в рамках данной модели интерпретации. Таким показателем может являться неопределенность полученного распределения вероятностей

$$H_p = -\sum_i P(e \in e_i) \ln P(e \in e_i). \quad (1)$$

Стандарт предусматривает следующую процедуру интерпретации. Первый этап — это выделение геологически однородного участка

(§ 7.5 [2]). Затем проводится обследование числа зданий, попавших на этот участок. В результате обследования определяют набор чисел n_{d_i} зданий, получивших заданную степень повреждения d_i ($\sum_i n_{d_i} = N$). Далее стандарт предписывает (в частности, для зданий типа А): если в большинстве случаев ($N \times 0,5$) наблюдалась первая степень разрушений ($n_{d_1} = 0,5 \times N$) и в некоторых случаях ($N \times 0,1$) — вторая степень разрушений ($n_{d_2} = 0,1 \times N$), то землетрясение на данном участке классифицируется как шестибалльное. Причем о влиянии на принятое решение остальных чисел наблюдаемых степеней разрушения n_{d_i} ничего не говорится, не закреплена и объем выборки N , по которому должна проводиться интерпретация.

Стандарт создавался на основе обобщения мирового опыта, а не для данных конкретных условий (N, n_{d_i}), и, естественно, при интерпретации конкретного макросейсмического материала будут наблюдаться случаи, которые не полностью соответствуют описанию того или иного класса. Степень соответствия будет подлежать определению. Случаи полного соответствия имеют нулевую вероятность.

Следуя вероятностной трактовке положений стандарта (многие, большинство, некоторые), принятой в работах [3, 4], мы рассматриваем результат наблюдения данной степени разрушения d_i как случайную величину, принимающую два значения "успех" и "неудача" (наблюдается для данного здания степень d_i или нет). Так, к примеру, для землетрясения в 6 баллов вероятность "успеха" для произвольного здания из некоторой генеральной совокупности (достаточно большое N) при наблюдении 1-й степени разрушения равна 0,5, а для 2-й — 0,1. Таким образом, отнесение к тому или иному классу определяется набором вероятностей, задаваемых стандартом $\theta_{d_i}^I$. Индекс I означает балл землетрясения и равен $6 \div 9$.

Введем вектор $\vec{\theta}_d^I = \{\theta_{d_0}^I, \theta_{d_1}^I, \dots, \theta_{d_5}^I\}$ и допустим, что стандарт определяет все его компоненты. Экспериментальный материал представим вектором $\vec{n}_d = \{n_{d_0}, n_{d_1}, \dots, n_{d_5}\}$. Тогда вероятность $P(\vec{n}_d | \vec{\theta}_d^I, N)$ наблюдения данного \vec{n}_d при объеме выборки N будет определяться тем, какого класса землетрясение произошло ($\vec{\theta}_d^I$). При этом $P(\vec{n}_d | \vec{\theta}_d^I, N)$ — правдоподобие полученного экспериментального материала, откуда, естественно, вытекает правило принятия решения (классификации)

$$e \in e_I, \text{ если } P(\vec{n}_d | \vec{\theta}_d^I, N) = \max P(\vec{n}_d | \theta_d^I, N), \quad (2)$$

т.е. мы относим землетрясение к тому классу, при котором максимальна вероятность полученного экспериментального материала.

Для получения вероятности отнесения к тому или иному классу воспользуемся формулой Байеса [5]

$$P(e \in e_I | \vec{n}_d, N) = \frac{P(e \in e_I | N) P(\vec{n}_d | e \in e_I, N)}{\sum_{k=6} P(e \in e_k | N) P(\vec{n}_d | e \in e_k, N)}. \quad (3)$$

Формула (4) выражает апостериорную вероятность отнесения e к e_I при условии, что наблюдался вектор \vec{n}_d на данной выборке объема N через априорные вероятности отнесения e к e_I , и условные вероятности наблюдения вектора \vec{n}_d для различных землетрясений. В наших обозначениях

$$P(\vec{n}_d | e \in e_I, N) = P(\vec{n}_d | \vec{\theta}_d^I, N). \quad (4)$$

Вероятность (4) в соответствии со схемой наблюдения (получение вектора \vec{n}_d) будет задаваться полиномиальным распределением [5]

$$P(\vec{n}_d | \vec{\theta}_d^I, N) = \frac{N!}{\prod_{i=0}^5 (n_{d_i})!} \prod_{i=0}^5 (\theta_{d_i}^I)^{n_{d_i}}, \quad (5)$$

причем $\sum_{i=0}^5 \theta_{d_i}^I = 1$.

Априорную вероятность $P(e \in e_I | N)$ можно задать равномерной, а можно и рассчитать, пользуясь соотношением для связи балльности с магнитудой и удаленностью очага [2], которое позволяет априорно "отдать предпочтение" тому или иному баллу. Формулы (2), (3), (5) завершают построение модели интерпретации при условии, что известны все вероятности $\vec{\theta}_d^I$.

В принятом стандарте для зданий типа А вероятности θ_d^I ($I = 6, 7$ и 8) заданы только для вторых степеней разрушения, а при $I = 9$ задана вероятность наблюдения только 5-й степени разрушения. Это означает, что при интерпретации мы должны рассматривать \vec{n}_d как трехкомпонентный вектор

$$\vec{n}_d = \{n_{d_k}, n_{d_{k+1}}, \tilde{n}_d\},$$

т.е. при балльности $I = 6, 7$ и 8 мы должны учитывать только число зданий, которые получили разрушения той степени, вероятность которой задана в стандарте. Здания, получившие другие степени разрушения, рассматриваются как общий класс \vec{d} , вероятность наблюдения которого будет равна

$$\theta_{\vec{d}}^I = 1 - \theta_{d_k}^I - \theta_{d_{k+1}}^I.$$

Формулы (3), (5) при такой замене по смыслу остаются теми же, только шестикомпонентные векторы \vec{n}_d и $\vec{\theta}_d^I$ заменяются на трехкомпонентные.

Приведем расчетные формулы для зданий типа А. При 6 баллах

$$P(\vec{n}_d | \vec{\theta}_d^6, N) = \frac{N!}{(n_{d_1})!(n_{d_2})!(n_{d_3})!} (0,5)^{n_{d_1}} \cdot (0,1)^{n_{d_2}} \cdot (0,4)^{n_{d_3}}. \quad (6)$$

При 7 баллах в формуле (6) заменяем d_1, d_2 на d_3, d_4 , а при 8 - на d_4, d_5 . В случае 9-балльного землетрясения

$$P(\vec{n}_d | \vec{\theta}_d^9, N) = \frac{N!}{(n_{d_5})!(N - n_{d_5})!} (0,75)^{n_{d_5}} (0,25)^{N - n_{d_5}}. \quad (7)$$

Во всех формулах подразумевается, что если здания со степенью разрушения d_i не наблюдались в данной выборке, то $n_{d_i} = 0$ и $0! = 1$.

Построение изложенной модели интерпретации велось в рамках принятого стандарта, из которого с необходимостью следует, что балл-дискретная величина, но многие исследователи, да и сами основоположники существующей классификации часто оперируют баллом как градацией непрерывной шкалы. Примером может служить сейсмическое микрорайонирование, где непрерывность балла, его аддитивность считаются вполне узаконенными понятиями.

В принципе возможно строгое рассмотрение сейсмического микрорайонирования на основе понятия балла как класса в определенной системе классификации. Результаты микрорайонирования в этом случае будут служить экспериментальным материалом для отнесения возможного землетрясения в данном микрорайоне к тому или иному классу с соответствующими вероятностными характеристиками интерпретации при условии, что на средних грунтах вероятность землетрясения любого класса задана.

Другой возможный путь - это введение непрерывного балла как некоторой характеристики, сведения о средних значениях которой задаются шкалой. В этом случае шкала будет рассматриваться как описание некоторых отсчетов интенсивности землетрясения.

2. ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ г. КАГУЛА

Результаты расчетов для территории г. Кагула в соответствии с описанной методикой представлены в таблице. Разбиение территории города на геологически однородные участки взято из работы [7]. В таблице представлены баллы, принятые по критерию максимального правдоподобия (МП) и максимальной апостериорной вероятности (МАПВ).

Интерпретация проводилась по текстам шкалы интенсивности, изложенным в работах [1] (МП-1, МПАВ-1) и [8] (МП-2, МПАВ-2).

Данные версии шкалы отличаются для зданий типа А следующим образом: в качестве численного значения категории "отдельные"

Результаты расчетов интенсивности землетрясения 4.III 1977 г. на территории г. Кагула

Метод и шкала	Зона												
	A	A ₀	A ₂	B ₀	B ₁	B ₂	B ₁	B ₂	B	Г	Г ₀	Г ₂	Г ₁
МП-1	7	7	7	7	7	7	7	6	7	7	7	7	7
МАПВ-1	7	7	7	7	7	7	7	6	7	7	7	7	7
МП-2	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
МАПВ-2	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7

Таблица (окончание)

Метод и шкала	Зона												
	D	D ₂	D ₁	C	T	E	K	H	M	L	F _z	M+L	Σ
МП-1	7	7	7	7	7	8	8	7	7	7	7	7	7
МАПВ-1	7	7	6	7	7	8	8	7	7	7	7	7	7
МП-2	7	7	9	7	7	8	8	7	7	7	7	7	7
МАПВ-2	7	7	6	7	7	8	8	7	7	7	7	7	7

принято 10% в первом и 5% во втором случае, при 9-балльном землетрясении повреждения 5-й степени в первом случае получают "большинство" (75%), во втором - "многие" (50%) здания.

Последнее отличие приводит к тому, что распределение повреждений зданий типа А при 9 баллах задается менее жестко, чем распределения при другой интенсивности. В результате для малой выборки (зона D₁) критерий максимального правдоподобия отдает предпочтение девятому баллу.

Последняя графа таблицы представляет суммарный эффект по всей территории города, т.е. сейсмическая интенсивность рассчитана в предположении, что вся территория города представляет собой геологически однородный участок. Обе версии шкалы и оба примененных критерия дают оценку интенсивности для г. Кагула в 7 баллов, полученная таким образом оценка может быть принята за окончательную при построении изосейст землетрясения.

В заключение кратко остановимся на преимуществах предлагаемой модели статистической интерпретации макросейсмической информации.

В первую очередь следует отметить, что интерпретация ведется строго в рамках существующей шкалы и не требует дополнительных понятий и построений, информация о которых не заложена в стандарте. Это позволяет оценить влияние на конечный результат интерпретации различных модификаций трактовки шкалы.

Конечный результат интерпретации оптимален с двух точек зрения: во-первых, он содержит как априорную, так и всю информацию, представленную экспериментальным материалом, во-вторых, полу-

чаемые апостериорные вероятности могут служить основой для принятия дальнейших статистически оптимальных решений.

Вся модель интерпретации легко поддается алгоритмизации. По программе, составленной автором на языке ФОРТРАН для ЭВМ ЕС 1030, обрабатывались материалы Карпатского землетрясения 4.III 1977 г. и для других населенных пунктов.

Автор выражает глубокую благодарность Н.И. Онофрашу за плодотворные обсуждения полученных результатов, а также коллективу Лаборатории сейсмического микрорайонирования за предоставленные материалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Москаленко Т.П., Роман А.А. Макросейсмический эффект землетрясения 4.III 1977 г. на территории Молдавии. Наст. сборник, с. 171.
2. Шкала и система измерения сейсмической интенсивности в баллах. - В кн.: Сейсмическая шкала и оценка сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1974, с. 7-10.
3. Онофраш Н.И. Сейсмический риск, сейсмичность и стратегия сейсмостойкого строительства. - В кн.: Совершенствование расчета и конструирования зданий и сооружений, возводимых в сейсмических районах. Кишинев: Штиинца 1976, ч. 2, с. 59-70.
4. Шебалин Н.В. Распределение степеней повреждения зданий и использование его для оценки балльности. - В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1971, с. 253-265.
5. Онофраш Н.И., Роман А.А. Методика и результаты количественной интерпретации макросейсмических данных. Наст. сборник, с. 146.
6. Де Гроот М. Оптимальные статистические решения. М.: Мир, 1974. 500 с.
7. Саянов В.С., Сквитин А.И., Богуславский Ф.М. Сопоставление результатов сейсмического микрорайонирования и макросейсмического обследования территории г. Кагула. Наст. сборник, с. 244.
8. Медведев С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности. - В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 151-162.

Т. П. МОСКАЛЕНКО, А. А. РОМАН

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.ІІІ 1977 г. НА ТЕРРИТОРИИ МОЛДАВИИ

В первые же часы после землетрясения сотрудники Института геофизики и геологии АН МССР начали собирать макросейсмические сведения о проявлении землетрясения на территории Молдавии по телефону, затем с помощью анкет. Анкеты были двух типов. Первый — традиционная анкета, рассылаемая сейсмической ст. Кишинев специально проинструктированным сейсмокорреспондентам. Таких заполненных анкет сейсмостанция получила 300. Второй — анкета, составленная в Институте геофизики и геологии АН МССР непосредственно после землетрясения и при содействии ЦК КПМ через газету разосланная по всей республике. Анкета охватывала в качестве вопросов все разделы шкалы MSK-64. Таких заполненных анкет Институт получил 23 тыс. Кроме того, выездные бригады сотрудников Института проводили непосредственное обследование проявления землетрясения в различных пунктах Молдавии. Наиболее детально такое обследование проводилось на юге и в центральной части республики. При непосредственном обследовании предпочтение отдавалось выборочно-поквартальной схеме обследования (в ряде случаев — сплошное обследование). Обследование было многосторонним: собирались сведения о повреждении сооружений, реакции людей и животных, поведении предметов, изменении рельефа, наличии гула, сведения и других сопутствующих явлений.

Все собранные Институтом сведения обрабатывались по количественной методике оценки сейсмического эффекта (на основе шкалы MSK-64), разработанной в Институте геофизики и геологии АН МССР.

Результаты обработки полученных данных позволили определить балльность в 278 населенных пунктах Молдавии и 40 населенных пунктах Украины, главным образом из областей, прилегающих к территории Молдавии. Макросейсмический эффект данного землетрясения составил 7 баллов на юге и 6 баллов на севере республики (рис. 1).

На территории Молдавии 7-балльная изосейста проходит на границе с Румынией, севернее г. Унген, далее на юг по населенным пунктам Дубовка, Чукур-Минжир, Авдарма, Валя Пержий и продолжается на территории УССР. Остальная часть территории республики находится в 6-балльной зоне. 6-балльная изосейста проходит по территории УССР.

Макросейсмическое поле землетрясения 4.ІІІ 1977 г. характеризуется рядом аномалий — это 6- и 6-7-балльные районы в 7-балльной зоне и 4-, 4-5-, 5-балльные районы в 6-балльной зоне. Наиболее интересная из них аномалия 6-7 баллов в южной части республики, охватывающая населенные пункты Тараклия, Казаклия, Бешгиоз, Бешалма, Ларгуца, Киселия, Казаклия, Алуат с продолжением на территории УССР.

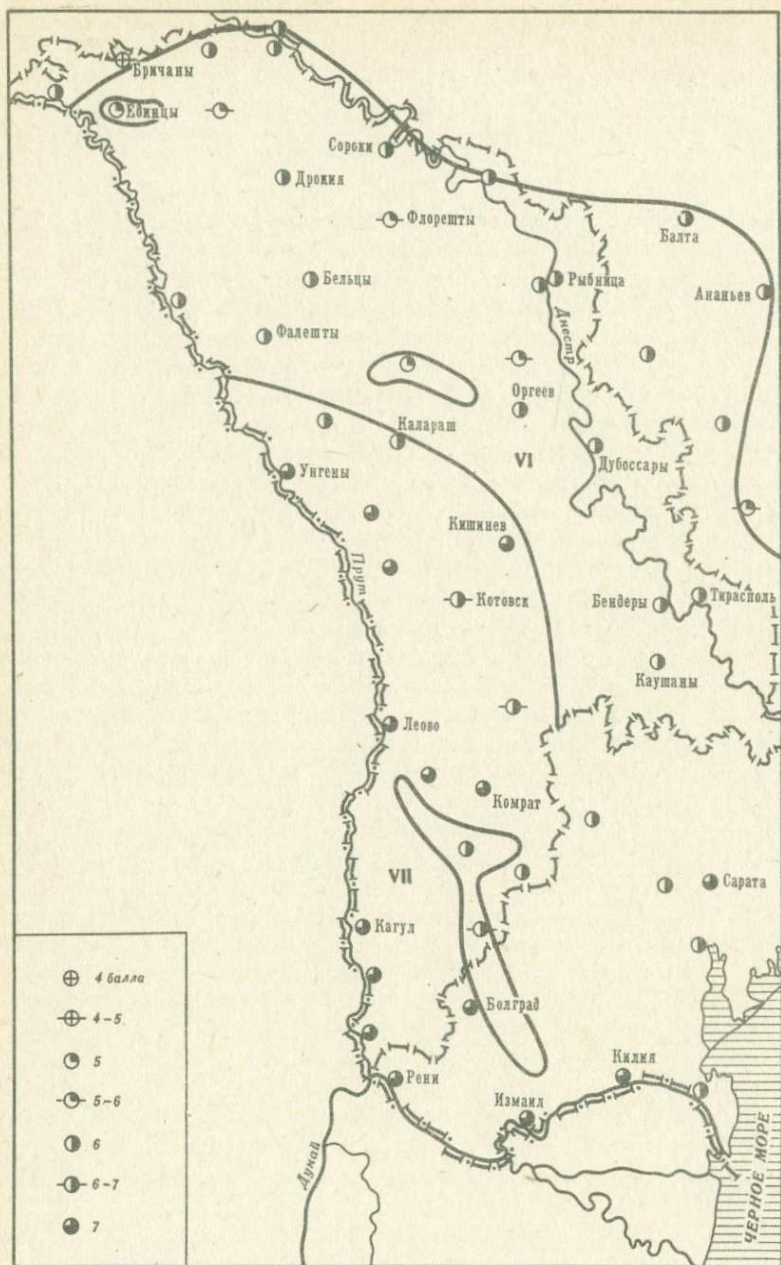


Рис. 1. Карта изосейст землетрясения 4. III 1977 г.
Значки - интенсивность в баллах

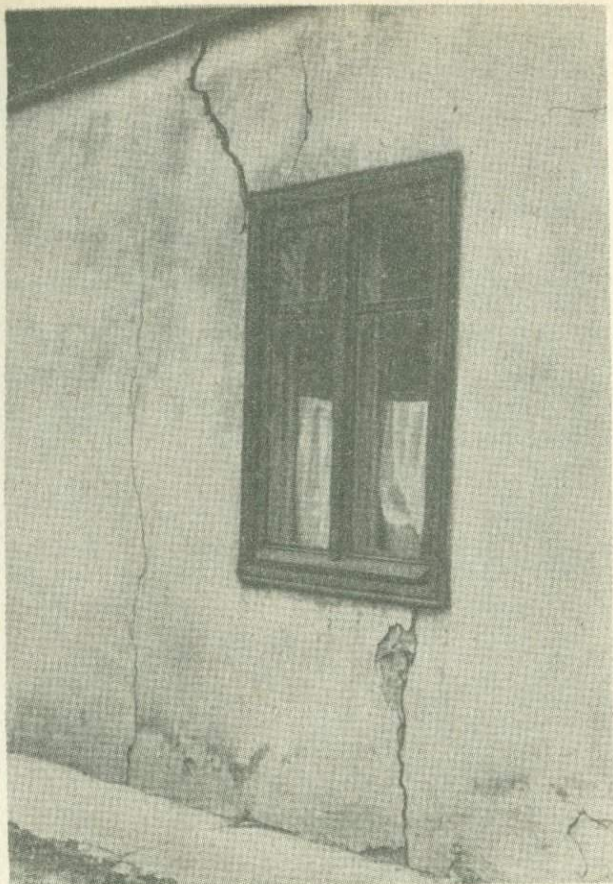


Рис. 2. Кагул. Повреждения 2-й степени в здании типа Б

Повсеместно на территории Молдавии землетрясение сопровождалось свечением неба и подземным гулом.

Приведем характерные признаки для некоторых пунктов Молдавии.

Город Кагул (7 баллов), в домах типа А появились повреждения 2-й и 3-й степени, в домах типа Б - 1-й и 2-й степени (рис. 2-4), люди испугались, раскачивались висятые предметы, падали мелкие неустойчивые предметы (посуда не билась, тяжелая мебель не сдвигалась). До и во время землетрясения животные проявляли большое беспокойство.

В ряде случаев в домах типа А имелись повреждения 4-й степени, что объясняется ветхостью построек. Землетрясению предшествовал подземный гул.

Макросейсмический эффект землетрясения в г. Кагуле оценивался по 880 точкам.

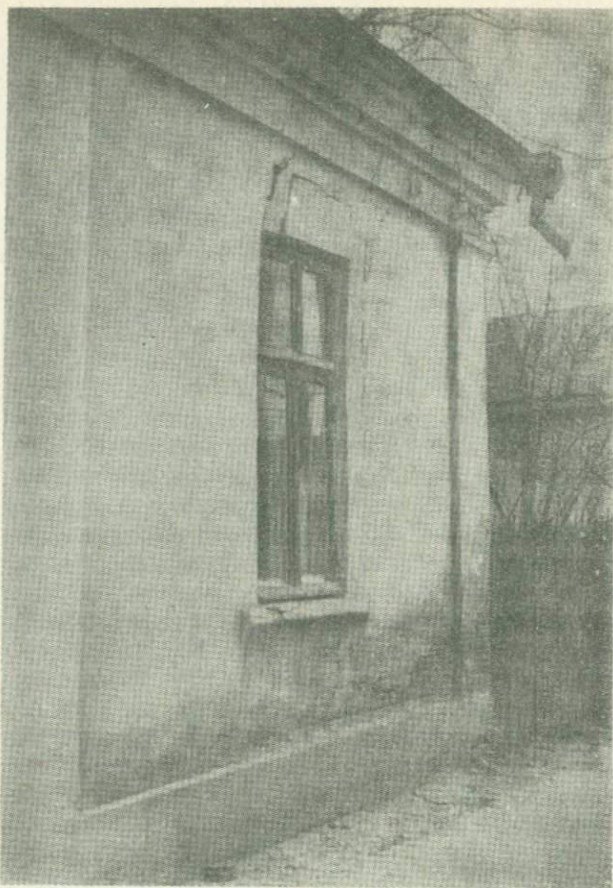


Рис. 3. Кагул. Повреждения 2-й степени в здании типа *Б*

Город Леово (7 баллов) характеризуется в основном теми же повреждениями зданий (рис. 5), ощущениями людей, поведением животных и реакцией предметов, что и в г. Кагуле. Однако случаев повреждений 4-й степени в домах типа *А* (рис. 6, 7) значительно больше, чем в Кагуле, что в большинстве случаев объясняется ветхостью зданий и не дает повода оценить эффект в 8 баллов.

Интенсивность землетрясения в г. Леово оценивалась по 100 точкам.

Все сказанное выше о городах Кагуле и Леово относится и к г. Вулканешты (6 баллов). Следует отметить, что повреждения 4-й степени в домах типа *А* почти не наблюдались в селах, лежащих вокруг этих городов.

Характерно, что падение дымовых труб, один из признаков 3-й степени повреждений по шкале MSK-64, не подтверждалось повреждениями самого здания (как правило, тонкие трещины в штукатур-

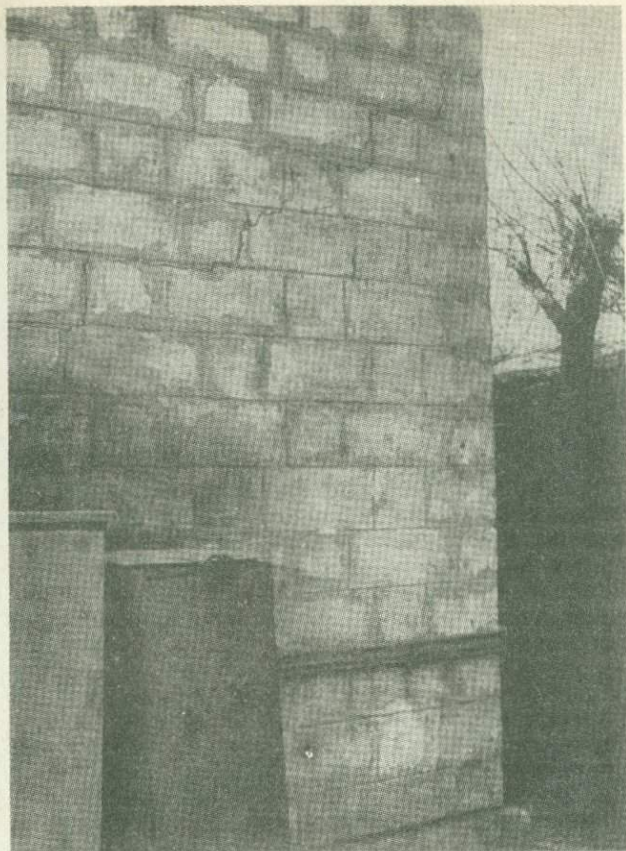


Рис. 4. Қағул. Повреждения 2-й степени в здании типа Б

ке и откалывание небольших кусков штукатурки). В таких случаях зданию приписывалась 2-я степень повреждения.

Существенных изменений рельефа на территории Молдавии не наблюдалось, за исключением активизации некоторых оползневых зон и выброса пульпы (смеси воды с илом) из раскрытых старых трещин в районе сел Валены Вулканештского района и Немцены Котовского района, расположенных в долине р. Прут.

Город Бендеры (6 баллов). Землетрясение характеризуется повреждениями 0-й и 1-й степени в зданиях типа А (местами 2-й и даже 3-й степени) и 0-й и 1-й степени в зданиях типа Б. Люди испугались, сильно раскачивались всякие предметы, падали неустойчивые предметы. Животные беспокоились до и в момент землетрясения. Наблюдалось сильное волнение поверхности жидкости. Интенсивность землетрясения оценивалась по 1400 точкам.

В г. Дубоссары интенсивность землетрясения оценивалась по 120 точкам. Проявления те же, что и в г. Бендеры.

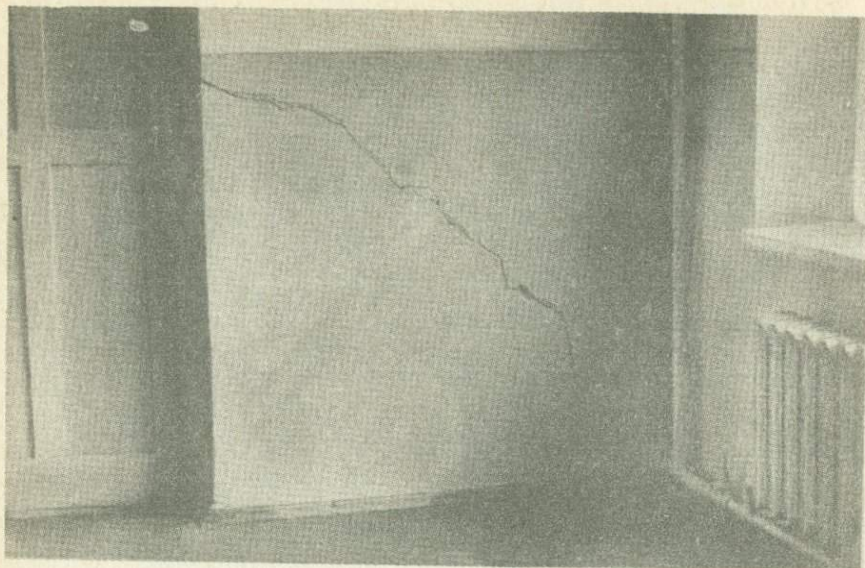


Рис. 5. Леово. Повреждения 2-й степени в здании типа Б



Рис. 6. Леово. Повреждения 4-й степени в здании типа А



Рис. 7. Леово. Повреждения 4-й степени в здании типа А

Город Кишинев (7 баллов). Город застроен главным образом многоэтажными домами: монолитные, панельные и смешанной конструкции. Поэтому типизацию зданий в согласии со шкалой MSK-64 сделать почти невозможно. Здания этой части города перенесли землетрясения 10. XI 1940 г., и у многих из них срок эксплуатации близок к предельному. Это создает большие трудности при обработке макросеймики по г. Кишиневу. В центральной части города наблюдались в основном повреждения 1-й, 2-й и 3-й степени в зданиях типа А. В отдельных случаях были повреждения 4-й степени. В зданиях типа В были зафиксированы повреждения 1-й и 2-й степени, в отдельных случаях - повреждения 3-й степени. Повреждения 3-й и 4-й степени в зданиях типа А и повреждения 3-й степени в зданиях типа В были зафиксированы также в зданиях, расположенных в пойменной части р. Бык. Землетрясению предшествовал подземный гул. Люди испугались, раскачивались всяческие предметы, падали мелкие неустойчивые предметы. Тяжелая мебель сдвигалась только на верхних этажах.

О. П. КОСТЮК, Р. С. ПРОНИШИН, Т. С. КАРПИВ

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ОТ КАРПАТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4. III 1977 г. НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Сбором макросейсмических сведений на территории Украины по землетрясению 4. III 1977 г. занимались сотрудники отдела сейсмологии Института геофизики АН УССР. Крымская область и юг Одесской области были детально обследованы сотрудниками Крымской зоны Отдела сейсмологии. В обследовании Николаевской, Херсонской и северной части Одесской областей принимали участие сотрудники Крымской и Карпатской зон Отдела сейсмологии. На остальной части территории Украины (21 область) сведения о землетрясении были собраны анкетным способом сотрудниками сейсмической ст. Львов Карпатской зоны Отдела сейсмологии Института геофизики АН УССР.

Анкеты рассылались равномерно по всей территории Украины. Были разосланы анкеты в 24 областных, 405 районных и 85 городских исполнительных комитетов Советов народных депутатов.

Информация была получена из 540 населенных пунктов в количестве 1000 анкет, включая 150 анкет, размноженных на местах. Плотность информации неодинакова для всей территории УССР. В северных и восточных областях она значительно меньше и иногда недостаточна, чтобы судить о характере проявления в них землетрясения. Из Одесской и Николаевской областей поступили сведения из 30 населенных пунктов.

При обработке материалов предпочтение отдавалось анкетам, содержащим информацию жителей из одноэтажных домов или с первых этажей более высоких зданий. Там, где не было таких данных, строгому анализу поддавались материалы, собранные жителями верхних этажей, и балльность приводилась к первым этажам. В таких случаях очень ценной была дополнительная информация в анкетах об ощущениях и наблюдениях других жителей данного населенного пункта, поведению животных во время землетрясения, наличии гула и т.п.

К сожалению, отвечающие на анкету не всегда пользовались возможностью дать дополнительную информацию, а некоторые просто формально отнеслись к вопросам анкеты, допуская пропуски или неточности в ответах (например, при указании этажа).

Некоторые затруднения были при оценке интенсивности 4 и 4-5 баллов. Здесь фактор гула иногда играл решающую роль в повышении оценки на полбалла. Очень тщательно анализировались анкеты, в которых указывалось, что люди в панике выбегали из квартир многоэтажных зданий на улицу. В таких случаях фактор паники не имел решающего значения при оценке интенсивности, так как это имело место и в населенных пунктах с 3-4-балльными признаками.

В результате обработки и анализа полученного макросейсмического материала была определена балльность в населенных пунктах и составлена карта интенсивности землетрясения в баллах по шкале MSK-64 на территории Украины (см. рисунок) [1].

Большая часть Украины (северо-западная и северо-восточная) подверглась 4-5- и 4-балльному воздействию, остальная часть территории - 5-, 5-6-балльному и 3-, 3-4-балльному воздействию. На основании этих данных полностью проведена 5-балльная изосейста, а на западе и юго-востоке Украины - участки 4-балльной изосейсты.

5-балльная изосейста проходит в районе городов Сторожинца, Заставны, Городка, Хмельницкого, Хмельника, Казатина, Сквиры, Городища, Кировограда, Долинского, Березнеговатого, Скадовска. В результате в эту зону вошли полностью или частично территории следующих областей:

1. Черновицкая область - Сокирянский, Кельменецкий, Хотинский, Новоселецкий, Глыбокский, Сторожинецкий районы и южные части Кицманского и Заставновского районов.
2. Юго-восточная часть Хмельницкой области - Каменец-Подольский, Чемеревецкий, Дунаевецкий, Ярмолинецкий, ДЕРЕЖНЯНСКИЙ, Винковецкий и Летичевский районы, южная часть Городецкого и юго-восточная часть Хмельницкого районов.
3. Винницкая область - полностью вся территория.
4. Юго-западная окраина Киевской области - Тетиевский, Володарский и Ставищенский районы.
5. Юго-западная часть Черкасской области - Уманский, Христиновский, Монастирищенский, Жашковский, Маньковский, Тальновский, Звенигородский, Лысянский, Катеринопольский, Шполянский районы и юго-западные части Городищенского, Смелянского и Каменского районов.
6. Юго-западная часть Кировоградской области - Гайворонский, Ульяновский, Голованевский, Ольшанецкий, Добровеличковский, Новоархангельский, Новоукраинский, Маловисковский, Новомиргородский, Кировоградский, Компанеевский, Бобринецкий, Устиновский районы, западная часть Долинского, Новгородского, юго-западные части Знаменского и Александровского районов.
7. Николаевская область - полностью вся территория.
8. Западная часть Херсонской области - Белоозерский, Голопристанский районы, западная часть Цюрупинского и Скадовского районов.

В большинстве случаев в 5-балльной зоне землетрясение проявилось следующими признаками.

Землетрясение ощущалось всеми людьми в помещениях, многие спящие просыпались, многие в испуге выходили из домов, некоторые выбегали в панике. Большинство слышали дребезжание посуды, стёкол окон, скрип полов, потолков, мебели. Висячие предметы колебались. В некоторых случаях сдвигались с места, падали на столе и полках неустойчивые предметы. Кое-где выплескивалась вода



из аквариумов и ведер. Местами в домах образовались тонкие трещины в штукатурке, в некоторых она падала. Все слышали гул, который в основном сравнивали с гулом тяжелого автотранспорта или трактора, реже — с гулом самолета. Некоторые характеризовали гул, как подземный нарастающий, ритмический глухой, шум ураганного ветра, громовых раскатов. Люди, находящиеся на улице во время землетрясения, слышали тревожный лай собак. Куры падали с насестов и с криком вылетали во двор, а иногда убегали на большие расстояния.

Более полную информацию о своих ощущениях и наблюдениях присылали преимущественно учителя из средних школ. Так, учитель физики и астрономии Д.К. Олинковский из г. Гайсина Винницкой области прислал информацию, составленную на основании своих наблюдений сразу после землетрясения: "Сидел за столом, писал. Землетрясение началось легким дрожанием дома и гулом (подумал о мощном двигателе автомобиля или трактора на улице рядом с домом). Вслед за этим подошла такая сильная волна, что весь дом начал содрогаться и раскачиваться. Скрипели потолки, сотрясались стены и полы. У меня создалось впечатление, что волна идет с востока или северо-востока. Такие волны накатывались трижды. Явление окончилось мелким сотрясением земли. По всему городу исчезло электроосвещение. Я вышел во двор. Слышен был только лай встревоженных собак на окраине города. Повыходили люди из домов. Из разговоров на второй и третий день узнал, что у некоторых старых домов частично осыпалась штукатурка с потолка, в одном доме разрушен дымоход. Имелись случаи боя посуды в сервантах, которые сильно раскачивались во время землетрясения. Серьезных повреждений у нас в городе и районе не было". Информация подобного типа была получена и от директора Могилев-Подольской средней школы И.С. Стецюк, учительницы школы-интерната пгт. Погребиче Винницкой области М.Е. Старинчук, учителя географии Новобугской средней школы № 10, Николаевской области А.И. Мишенина и др.

В 5-балльной зоне имеются участки, где наблюдаемая интенсивность ниже или выше (4-5, 5-6 баллов). К ним можно отнести участок в Винницкой области с интенсивностью 5-6 баллов, который ооконтурен населенными пунктами Тывров, Томашполь, Копыстырин. В этом участке имели место следующие признаки: тонкие трещины в стенах, падение черепиц и частей дымоходных труб, обвалы фронтонов, углов и стен над окнами в домах из сырцевого кирпича и в некоторых кирпичных домах.

Карта интенсивности Карпатского землетрясения 4. III 1977 г. на территории Украины

1 — интенсивность землетрясений в баллах; 2 — эпицентр землетрясения 4. III 1977 г. по данным Е.А. Сагаловой [3]; 3 — изосейсты

Примерно такие же повреждения имели место в г. Могилев-Подольском Винницкой области, селах Арбузинка, Куцуруб и Воссеятное Николаевской области, Великая Михайловка, Староказачье и Нестоита Одесской области.

В 4-балльной зоне макросейсмический эффект в 4-5 баллов преобладал в восточной части Ивано-Франковской области, северной части Хмельницкой, в Тернопольской, Житомирской и Киевской областях, в южной части Черниговской, юго-западной части Полтавской, в северо-восточных частях Черкасской и Кировоградской, юго-западных частях Днепропетровской, Запорожской и северной части Херсонской областей. Здесь, как правило, колебания сопровождалось подземным гулом, который опрошенные сравнивали с гулом проходящего рядом трактора или тяжело груженной автомашины. Землетрясение ощущалось людьми, находящимися в покое в помещениях и немногими на открытом воздухе. Дребезжали посуда, стекла окон, колебались висячие предметы, кое-где передвигались неустойчивые предметы, открывались двери. Повреждения в штукатурке имели место только на верхних этажах многоэтажных домов и очень редко встречались в одноэтажных зданиях. Во многих населенных пунктах беспокоились животные. Люди выходили из помещений на улицу, из многоэтажных домов выбегали в панике.

5-балльный эффект в 4-балльной зоне наблюдался в следующих населенных пунктах: г. Глумач Ивано-Франковской области, с. Гримайлов Тернопольской области, с. Выгнанка и г. Новоград-Волинский Житомирской области, с. Ташань Киевской области, г. Каховка Херсонской области.

На Западе Украины 4-балльная изосейста проходит в районе городов Верховины, Яремча, Долины, Николаева, Угнева. Территория Львовской области к западу от г. Львова характеризуется 3-4-балльным эффектом. Такому же воздействию подверглась и юго-западная часть Закарпатской области.

В горной части области в районе г. Добромиля, а также в Турковском и Сколевском районах землетрясение не ощущалось. К югу зона неощущаемости распространяется на юго-запад Ивано-Франковской и северо-восток Закарпатской областей. Изосейста, оконтуривающая эту зону, проходит вдоль складчатых Карпат в Предкарпатском и Закарпатском внутренних прогибах.

На востоке Украины 4-балльная изосейста проходит западнее городов Харькова, Чугуева, Славянска, Горловки и Харцызска.

Сведения, полученные из Ворошиловградской области, говорят о том, что землетрясение в большинстве населенных пунктов этой области не ощущалось. В некоторых городах оно проявилось с интенсивностью 3,3-4 балла.

Макросейсмические материалы по обследованию ощутимых землетрясений представляют собой большую ценность для проведения сейсмического районирования. Наличие и полнота этих материалов одинаково важны как для зон с балльностью в 7 баллов и выше, где предполагается антисейсмическое строительство, так и для зон с

меньшей балльностью. На основании полного материала можно выявить районы с локальными неоднородностями среды, которые влияют на проявление сейсмического эффекта. Таким примером может быть зона пониженной сейсмичности в Украинских Карпатах, которая четко прослеживается на карте интенсивности обследованного нами землетрясения.

Можно с уверенностью сказать, что подобные локальные неоднородности имеются и в других районах Украины, но выявление их оказалось невозможным из-за недостатка равномерной информации по всей территории.

На основании проделанной работы можно сделать следующие выводы.

1. Излучение энергии из очага землетрясения 4.III 1977 г. было направлено в северо-восточном направлении, что подтверждается конфигурацией 5-балльной изосейсты.

2. Сейсмический эффект от землетрясения 4.III 1977 г. проявился слабее по интенсивности, чем от землетрясения 10.XI 1940 г. Это подтверждается сведениями людей, которые хорошо помнят землетрясение 1940 г., а также сравнением настоящей карты с картой изосейст землетрясения 1940 г. [2]. 5-балльный эффект от землетрясения 4.III 1977 г. не достиг границы 5-балльной изосейсты 1940 г. даже в ее наиболее вытянутой к северо-востоку части. В северо-западном и юго-западном направлениях он почти совпал с 6-балльной изосейстой землетрясения 1940 г. [2, 3].

3. Обследование больших территорий можно успешно проводить анкетным способом в зонах с интенсивностью в 3, 4, 5 баллов при условии равномерной по всей территории высылки большого количества анкет и более активного участия населения в опросе. Зоны с эффектом, превышающим 5 баллов, требуют тщательного обследования на месте.

В заключение авторы благодарят сотрудников сейсмической ст. Львов И.М., Руденскую, Н.Т. Слуку, О.И. Козак, которые принимали активное участие в рассылке анкет, сборе информации и оформлении материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-1964. М.: Наука, 1965. 11 с.
2. Сагалова Е.А. К вопросу о сейсмическом районировании территории Буковины. - В кн.: Сейсмичность Украины. Киев: Наукова думка, 1969, с. 70-80.
3. Сагалова Е.А. Характер сейсмического процесса в период подготовки карпатского землетрясения 4.03.1977 г. - Геофиз. сб. АН УССР, 1978, вып. 81, с. 3-9.

И. В. АНАНИН, И. И. ПОПОВ, А. Н. ПУСТОВИТЕНКО

О КАРТЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ СОТЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА, ВЫЗВАННЫХ КАРПАТСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 4.III 1977 г.

Землетрясение 4.III 1977 г. ощущалось на территории Крымской области с силой до 5 баллов. На Керченском полуострове имеется несколько населенных пунктов, в которых землетрясение, по-видимому, не ощущалось. На большей части территории Крыма землетрясение проявилось с интенсивностью 4 балла. При этом в западной части полуострова сотрясения достигали 4-5 баллов, а в восточной - в основном 3-4 баллов. Никаких серьезных повреждений, а тем более разрушений в Крыму землетрясение не вызвало. Имеются лишь единичные случаи осыпания штукатурки со стен и потолков старых зданий, расположенных на плохих грунтах.

В сборе сведений о землетрясении участвовало 24 человека: И.И. Попов, Г.Н. Бугаевский, Ю.Г. Горячун, О.В. Литвинов, С.К. Новак, С.А. Капитанова, А.Н. Пустовитенко, Б.Г. Пустовитенко, В.Н. Тростников, Н.С. Бочарова, А.В. Горячун, Н.С. Доленко, Т.И. Касаткин, В.Е. Кульчицкий, В.И. Левенок, В.А. Офатенко, А.Д. Пугачевич, Н.И. Ротанова, В.А. Свидлова, З.И. Сыкчина, Г.Н. Твердоступ, В.Д. Уханова, Л.И. Шумелов, А.Г. Каменобродский.

Всего собрано около 10 000 отдельных сведений, полученных из 185 пунктов от очевидцев сотрясений, как с помощью анкет, так и путем непосредственного опроса. В это число входит 8100 анкетных данных, собранных по городам Симферополь, Ялта, Алушта, Феодосия, Керчь. Особенно большую помощь в сборе анкетных данных оказали директора и преподаватели школ названных выше городов.

Почти на всей территории Крымского полуострова отмечался подземный гул. Наиболее часто это явление отмечено в западной и центральной частях Крыма. На Керченском полуострове отмечен только один случай наличия подземного гула - в пос. Астанино. Головокружение и тошнота отмечались у жителей почти по всему Крыму.

Обработка наблюдений осуществлялась по схеме, предложенной И.В. Ананиным (см. в наст. сб. статью И.В. Ананина). Вычисленная балльность интенсивности сотрясений всюду приводилась к 1-му этажу. Ввиду отсутствия экспериментальных и теоретических зависимостей изменения балльности с ростом этажности балльность, определенная по верхним этажам, уменьшалась на единицу в том случае, когда сведения были получены от жильцов, живущих от третьего до пятого этажа, и на 1,5-2 единицы для верхних этажей 10-16-этажных зданий. Подавляющее большинство сведений было получено от жителей, живущих не выше 5-го этажа.

На Южном берегу Крыма от Фороса до Ласточкина гнезда сведения собраны от жителей небольших курортов и пансионатов, большинство которых не нанесено на карту. Поэтому мы сочли возможным объединить эти сведения с теми, что были получены для более крупных населенных пунктов, названия которых имеются на карте (см. рисунок на вкладке).

Из карты видно, что на фоне значений 4 балла выделяются отдельные пункты, в которых сотрясения оцениваются в 5 баллов. Однако следует учесть, что сведения, по которым выведено значение 5 баллов, в большинстве случаев единичны и требуют дополнительной проверки. Кроме этого, выделяется область на Южном берегу Крыма от Фороса до Судака, в которой сотрясения оцениваются в среднем 3 баллами, т.е. на один балл ниже среднего значения для Крыма. Объясняется ли эта аномалия грунтовыми условиями или особенностями поглощения, обусловленными неоднородностями земной коры горного Крыма, расположенного на пути распространения сейсмических волн от эпицентра землетрясения, или другими факторами, пока неизвестно. Ответ на этот вопрос представляет несомненный интерес.

П. С. КАРМАЗИН, В. С. КНЯЗЕВА, А. М. СКЛЯР

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ В СЕВЕРНОМ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

Современная шкала для оценки интенсивности землетрясений основывается на инструментальной и на описательной основе [1-4]. В настоящее время инструментальные оценки, по-видимому, могут рассматриваться как вспомогательные [3]. Во всяком случае на обследованной территории нет ни одной сейсмической станции и поэтому единственным источником сведений о сотрясениях могли служить макросейсмические данные.

ДЕТАЛЬНОСТЬ ОБСЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ

Обследование последствий землетрясения путем личных осмотров и опросов производилось с 6 по 18. III (города Измаил, Рени, Болград, Арциз), с 1 по 8. VII (юго-запад Одесской области от г. Рени до Белгород-Днестровский) авторами и с 4 по 17. VIII 1977 г. (Одесская, Николаевская и Херсонская области) авторами с участием Ю.Г. Горячуна. В марте-июне 1977 г. было получено 1892 опросных листа из 24 населенных пунктов юго-запада Одесской области. Личными опросами собраны данные по 1302 объектам. Всего по результатам опросов и анкет обследовано 63 населенных пункта. Кроме того, использованы сведения 312 анкет, собранные Институтом геологии и геофизики АН МССР, львовской группой Отдела сейсмологии Института геофизики АН УССР и старшим научным сотрудником ИФЗ АН СССР И.В. Ананьиным.

Таким образом, на обследованной территории имеются макросейсмические сведения по 125 населенным пунктам.

Следует отметить, что анкетные данные менее достоверны, чем личные осмотры и опросы. Поэтому в сомнительных случаях данные анкет контролировались личными опросами и осмотрами зданий (например, в селах Табаки и Червоноармейское Одесской области). По данным анкет в с. Табаки интенсивность сотрясений составляла 5-6 баллов, в с. Червоноармейское - 6 баллов, тогда как обследование рядом расположенного г. Болграда показало 7-балльное сотрясение. В вышеназванных селах проведенный опрос жителей и обследование повреждений домов показали, что в с. Табаки действительно сотрясения меньше, чем на окружающей территории.

Детальность обследования названных территорий неодинакова как в отношении количества опросов и осмотров в отдельных населенных пунктах, так и в отношении плотности сети обследованных опросами и анкетами населенных пунктов. Сеть обследованных авторами на-

селенных пунктов сгущена в зонах более сильных сотрясений и разрежена в зонах слабых сотрясений. На юго-западе Одесской области обследовано 33 населенных пункта, на остальной ее части вместе с Николаевской и Херсонской областями - 29 населенных пунктов.

ОБРАБОТКА НАБЛЮДЕНИЙ

На изученной территории встречены следующие типы зданий.

1. Обычные кирпичные дома. Одно- и двухэтажные здания из обожженного кирпича.

2. Одноэтажные здания из чамура (глина, смешанная с соломой или опилками) и самана (кирпичи из глины с соломой) на каменном фундаменте. Многие такие здания снаружи облицованы кирпичом.

3. Дома из пиленого камня. Одно- и двухэтажные здания из камня-ракушечника, часть из них оштукатуренные. Многоэтажные (до 5 этажей) здания из котельца (пиленый камень, более плотный, чем ракушечник).

4. Одноэтажные дома из рваного камня на глиняном растворе, многие оштукатурены.

5. Встречается относительно небольшое количество зданий, построенных с антисейсмическим усилением.

6. Смешанные типы зданий. Это одно- и двухэтажные здания, построенные с применением различных строительных материалов: рваный или пиленый камень в сочетании с чамуром или саманом; дома со стенами из рваного камня и углами из пиленого камня на каменном фундаменте, оштукатуренные.

7. В г. Вилково одноэтажные жилые дома построены из камыша на глиняном растворе.

8. Встречается небольшое количество щитовых деревянных домов (особенно много их в пос. Новая Каховка). Большинство из них с кирпичной облицовкой.

9. Одно- и двухэтажные шлакоблочные дома.

При обработке к зданиям типа А были отнесены саманные и чамуровые дома; дома из рваного камня; дома, построенные с применением различных строительных материалов (сложные); камышовые дома г. Вилково - условно; к зданиям типа Б - обычные кирпичные дома и дома из пиленого камня. Дома, построенные с антисейсмическим усилением, и "финские" дома в обработке не включались.

Распространение по площади названных типов зданий неравномерное. В городах Измаил, Рени, Болград преобладают дома из самана, чамура и кирпича, в Арцизском и Белгород-Днестровском районах Одесской области - из пиленого ракушечника. При этом в Арцизе кирпичных зданий очень мало (единицы). В Николаевской, Херсонской и в восточной части Одесской области наибольшее рас-

пространение имеют дома из пиленого камня. В Николаевской и Херсонской областях распространены дома из рваного камня, а в Одесской области – глинобитные.

Следует, кроме того, отметить, что многие кирпичные здания в городах Измаил, Рени, Болград, как правило, старой и во многих случаях очень старой постройки.

Данные о типах зданий по результатам обследования приведены в таблице.

Данные о распространении типов зданий на территории Одесской, Николаевской и Херсонской областей

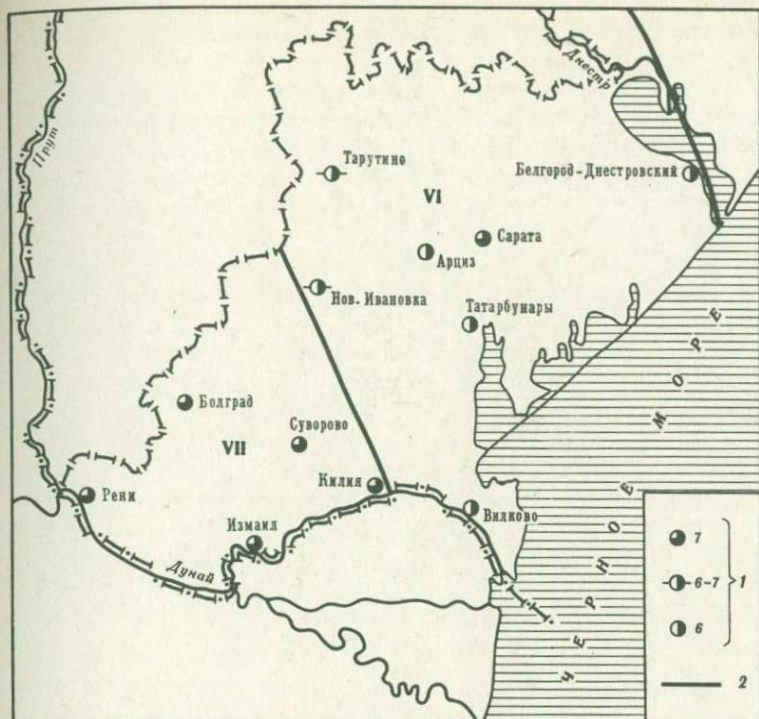
Тип здания	Процент типов зданий на территории			
	Юго-запад Одесской области	Одесская область	Николаевская область	Херсонская область
Кирпичные	13	6	10	18
Пиленый камень	23	30	30	9
Рваный камень	3	5	18	40
Глинобитные	53	40	27	9
Сложные	6	4	4	11
Остальные	12	15	11	13

Обработка полученного фактического материала производилась по шкале MSK-64 [2], которая в описательной части не отличается от проекта новой шкалы [4]. По каждому населенному пункту в соответствии со шкалой составлялись таблицы признаков по повреждениям зданий и сооружений, по реакции людей и их окружения. Определялся процент зданий каждого типа, получивших повреждения данной степени, и в соответствии со шкалой по совокупности оценок приписывалась интенсивность в баллах рассматриваемому населенному пункту. Для зон 5 баллов и меньше интенсивность определялась по реакции людей и их окружения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОТЯСЕНИЙ

В наиболее общем виде распределение сотрясения представлено на карте изосейст территории европейской части СССР масштаба 1:5 000 000 (см. рисунок).

Интенсивность сотрясений в целом быстрее спадает к востоку и медленнее – к северу. На территории Одесской, Николаевской и Херсонской областей выделяются зоны сотрясений 4–7 баллов. Граница зоны 5 баллов проходит с юга на север через г. Херсон,



Распределение сотрясений на территории юго-запада Одесской области

1 - интенсивность в баллах; 2 - изосейсты

с. Явкино, пос. Новый Буг. Изосейста 6 баллов протягивается от г. Белгород-Днестровский к северу через с. Кучурга, пос. Фрунзовка, города Ананьев, Балта.

Зона 7 баллов расположена в юго-западной части Одесской области, протягиваясь от р. Дунай к северу и имея западной границей г. Киля - с. Виноградное.

При анализе фактического материала обнаруживаются следующие наиболее крупные районы аномального проявления сотрясений на обследованной территории.

В районе городов Ананьев, Балта площадь сотрясений 6 баллов выступом вдается в восточном направлении в 5-балльную зону.

В зоне 7 баллов от с. Кислица на юге через с. Каланчак и далее с. Табаки в северо-западном направлении трассируется подзона сотрясений 6 баллов.

Искажения макросейсмического поля в зоне 7 баллов обоснованы статистически достаточным фактическим материалом.

Менее значительные по площади изменения интенсивности макросейсмического поля обнаруживаются по материалам обследования городов Измаил, Рени, Болград, Арциз. Следует отметить, что изме-

нения интенсивности макросейсмического поля на территории детально обследованных городов однотипны. В качестве примера можно назвать г. Болград. Отчетливо просматривается монотонное уменьшение интенсивности в западном направлении от оз. Ялпуг в сторону водораздела в соответствии с увеличением высотных отметок дневной поверхности. На фоне монотонного уменьшения сотрясений к востоку наблюдается участок относительно высоких сотрясений в центральной части города. Этот участок соответствует району старой застройки. Но объясняется он не только старой застройкой, так как и новые здания в этом районе получили повреждения, соответствующие сотрясениям 7 баллов. Подобные распределения сотрясений характерны также для центральных частей городов Измаила, Рени и пока не находят строгого однозначного объяснения. Но факт уменьшения интенсивности сотрясений от водотоков и водоемов в сторону водоразделов объясняется изменением грунтовых условий. Грунты в 7-балльной зоне в сейсмическом отношении чрезвычайно однородны и относятся к типично средним грунтам [2]. Изменение их сейсмических свойств происходит только в зависимости от глубины залегания грунтовых вод. Последние в пониженных частях городов (расположенных на берегах) увеличиваются от 0-2 м в прибрежных районах до более 20 м в возвышенных районах. В соответствии с увеличением глубины залегания грунтовых вод уменьшается интенсивность сотрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Медведев С.В., Ершов И.А., Попова Е.В. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений. - В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 11-39.
2. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 476 с.
3. Шебалин Н.В. Об оценке сейсмической интенсивности. - В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 87-109.
4. Шкала и система измерения сейсмической интенсивности в баллах. - В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 7-10.

И. В. АНАНЬИН

СВОДНАЯ КАРТА ИЗОСЕЙСТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г. НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ СССР И ЕЕ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

4.III 1977 г. в районе Вранча произошло сильное землетрясение. Координаты эпицентра: $\phi = 45,8^{\circ}\text{N}$; $\lambda = 26,8^{\circ}\text{E}$; $M = 7,2$; $h = 95$ км; $I_0 = 8$ баллов.

Землетрясение ощущалось на значительной территории Восточной, Центральной и Южной Европы. Оно ощущалось в Италии, Греции и Турции. На территории Советского Союза землетрясение проявилось неодинаково на соответствующих расстояниях от эпицентра: на северо-восток от эпицентра оно ощущалось на расстоянии 1800 км (в Петрозаводске), на юго-восток — 700 км, а на северо-западе на расстоянии 300 км землетрясение уже не ощущалось.

ОРГАНИЗАЦИЯ СБОРА И ОБРАБОТКИ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В соответствии с решением Межведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР был организован сбор макросейсмических сведений о проявлении данного землетрясения по всем республикам на европейской территории СССР.

Во всех республиках данные макросеймики собирались по единой согласованной между всеми участниками схеме-вопроснику, составленной на основе шкалы MSK-64 с некоторыми дополнительными вопросами, касающимися особенностей проявления землетрясения. Например, был включен вопрос о появлении у людей тошноты или головокружения, характеризующих длиннопериодные колебания (порядка 1-3 с) с определенной амплитудой.

Вторая группа вопросов касалась эффекта проявления землетрясения в зависимости от этажа здания, на котором описывался этот эффект, и этажности самого здания. В многоэтажных зданиях эффект проявления землетрясения или балльность возрастает с высотой каждого этажа. Так как балльность в одном населенном пункте должна определяться по более или менее однородному эффекту в однотипных зданиях (например, кирпичных или панельных и т.п.), то, следовательно, мы должны приводить все проявления землетрясения к первым этажам многоэтажных зданий. Желательно вести обследование всех домов независимо от этажности только по первым этажам, но если это по каким-либо причинам невозможно, то следует приводить этот эффект к первому этажу.

При обследовании ряда сильных землетрясений с $M = 5,5 \div 7,2$ в городах Дербент, Петропавловск-Камчатский, Волгоград, Улан-Батор и др. было установлено, что в панельных и кирпичных зданиях при поэтажном их обследовании приращение балльности практически не зависит от количества этажей в 4–9-этажных зданиях. Во всех этих случаях приращение балльности между первым и последним этажом равно 1 баллу. Эффект нарастания балльности между первым и последним этажом является равномерным. В гибких каркасных железобетонных зданиях башенного типа и панельных зданиях, имеющих более 10 (10–16) этажей, разность между первым и последним этажом достигает 1,5–2 баллов, но нарастание балльности с этажностью, особенно в многоэтажных зданиях башенного типа (~ 20 этажей), происходит не равномерно, а по более сложным законам.

В большинстве современных двухэтажных зданий (панельных, блочных, кирпичных и т.п. – жестких конструкций), за исключением деревянных, разница в балльности между первым и вторым этажом практически не наблюдается.

Изложенная выше методическая поправка была рекомендована и использована с учетом вышеперечисленных дополнений. Были составлены два типа анкет-вопросников: первый тип – для районов, где ощущалось землетрясение в 5 баллов и меньше, т.е. где повреждения зданий отсутствуют и балл определяется только по поведению предметов и ощущению людей; второй тип – для районов, где имелись повреждения зданий, т.е. землетрясение ощущалось с силой 6 баллов и более.

Каждая республика и регион вносили в анкету отдельные элементы, характерные только для их региона (типы местных построек и др.).

Вся территория европейской части СССР была разделена на 6 регионов, в которых отдельные группы исследователей собирали макросейсмические данные, как правило, двумя способами: непосредственным обследованием зданий в населенных пунктах и рассылкой анкет-вопросников.

Институт геофизики и геологии АН МССР собрал около 25 000 сведений, из которых 5000 – непосредственным обследованием и 20 000 – по разосланным анкетам. Обследовано около 270 населенных пунктов, в том числе детально – 5 городов. Руководитель член-корр. АН МССР – А.В. Друмя (см. наст. сб. статья Т.П. Москаленко, А.А. Роман).

Сотрудники Института геофизики АН УССР (руководитель – доктор физ.-мат. наук И.И. Попов) разделили условно территорию Украины на 3 региона: Крым, юг Украины и остальная часть Украины. Соответственно в каждом регионе собрано сведений: 4000, 3600 и 3600, по которым определена балльность в населенных пунктах соответственно в 113, 56 и 540 (см. наст. сб., статью И.В. Ананьина, И.И. Попова, А.Н. Пустовитенко; статью П.С. Кармазина, В.С. Князевой, А.М. Скляр; статью О.П. Костюк, Р.С. Прошишина, Т.С. Карпив).

Институт геохимии и геофизики АН БССР (руководитель — канд. геол.-минерал. наук Ж.П. Хотько) собрал на территории Белоруссии 1200 сведений из 138 населенных пунктов.

ИФЗ АН СССР (руководитель канд. физ.-мат. наук И.В. Ананьин) собрал на Европейской части территории РСФСР, Латвийской, Литовской ССР, Грузинской ССР около 500 сведений из 64 городов.

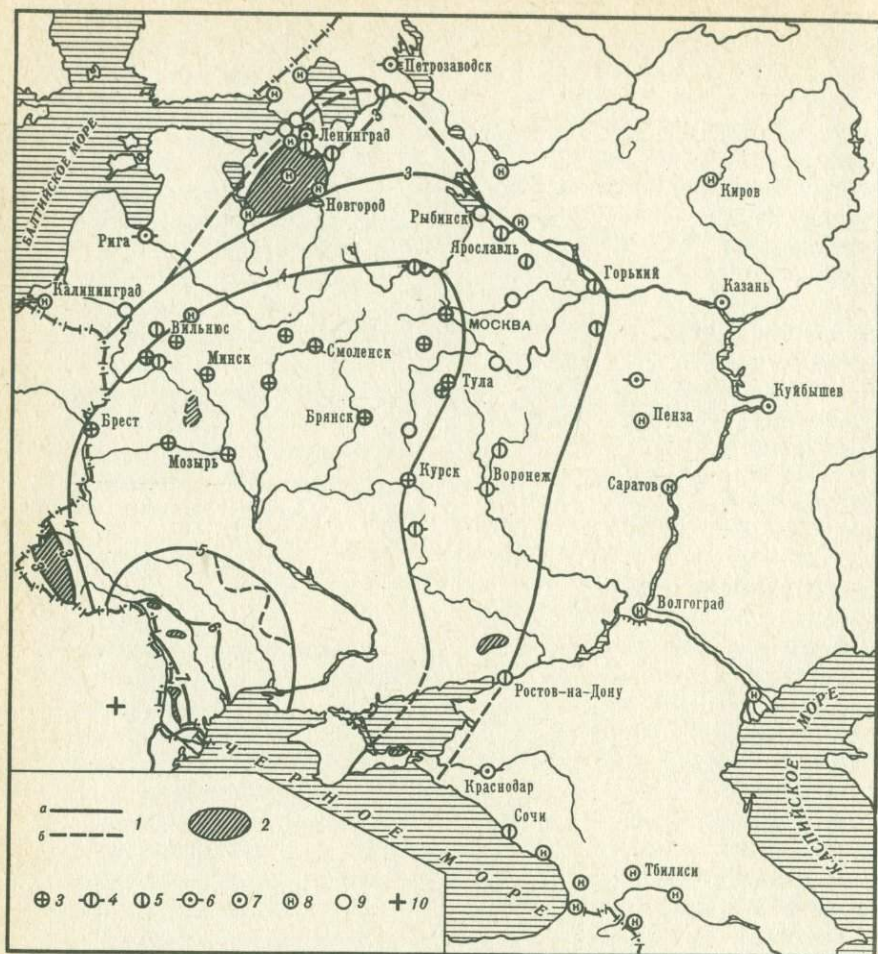
Кроме того, в сборе макросейсмических сведений принимали участие различные государственные учреждения: Госстрой УССР (руководитель О.Б. Петров), различные институты Москвы, Ленинграда и др.

Итого о Карпатском землетрясении собрано 37 900 сведений из 1186 населенных пунктов. Все собранные данные совместно обработаны представителями всех регионов и согласованы между собой. На основании балльности, полученной для каждого населенного пункта, построена карта изосейст, приведенная на рисунке. Согласно решению МСССС АН СССР общая координация по сбору и обработке макросейсмических данных осуществлялась И.В. Ананьиным (ИФЗ АН СССР).

АНАЛИЗ КАРТЫ ИЗОСЕЙСТ

Анализ карты изосейст показывает, что на территории европейской части СССР выявляются три зоны неоднородностей в коре и верхней мантии, обладающие повышенным поглощением сейсмической энергии. Во-первых, зона неоднородностей Русской платформы, ориентированная в северо-восточном направлении от Крымского п-ва, имеющая глубину порядка 100–200 км и экранирующая прохождение сейсмической энергии за эту зону [1, 2]. Вторая зона неоднородностей, приблизительно параллельная первой, проходит через район Брест–Вильнюс–Ленинград. Третья зона неоднородностей протягивается примерно вдоль р. Волги (между городами Горьким и Рыбинском), затем на Петрозаводск. Методика вычисления и выявления зон с большим коэффициентом поглощения сейсмической энергии по макросейсмическим данным подробно изложена в работе [3]. Пространство, заключенное между этими тремя зонами, является более однородным, и энергия почти беспрепятственно распространяется от очага на северо-восток на расстояние 1500 км.

Особо обращает внимание расположение изосейст к северо-западу от эпицентра. Наблюдается устойчивая тенденция всех изосейст приближаться в этом направлении к очагу. Это не может быть объяснено влиянием грунтовых условий или излучением очага. Данная зона пониженной балльности может быть объяснена только как зона тени от глубинных "живущих" разломов, которая поглощает и экранирует сейсмическую энергию, распространяющуюся от очага Вранча. Эта зона интенсивного поглощения сейсмической энергии совпадает с зоной разломов, протягивающейся вдоль склонов Восточных Карпат. Вычисление размеров этой неоднородности,



Карта изосейст Карпатского землетрясения 4. III 1977 г.

1 - изосейсты: а - уверенные; б - предполагаемые; 2 - районы пониженного проявления землетрясения; интенсивность (баллы): 3 - 4; 4 - 4; 5 - 3; 6 - 2 ÷ 3; 7 - 2; 8 - землетрясение не ощущалось; 9 - нет данных; 10 - эпицентр

поглощающей сейсмическую энергию, требует дополнительных геофизических данных и соответствующей обработки. Вероятно, крупная глубокая мантийная неоднородность, по глубине не менее 150-200 км, простирающаяся с юго-востока на северо-запад, проходит через район Вранча, с которым и связано данное землетрясение. Возможно, район Вранча является пересечением двух таких зон разломов.

На картах отдельных регионов выделяются зоны пониженной балльности, иногда протягивающиеся на многие десятки километров.

Одна из таких зон расположена на юге Молдавии и Одесской области, другие — в Восточном Крыму, на востоке Украины, на юге Белоруссии, а также в Псковской и Новгородской областях. Эти зоны, за исключением последней, вероятно, являются зонами тени от каких-то зон неоднородностей, поглощающих сейсмическую энергию. По предварительным оценкам эти неоднородности находятся в земной коре и с мантией не связаны. Дальнейший анализ этих зон тени совместно с геолого-геофизическим материалом этих районов позволит уточнить предварительные результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьин И.В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: Наука, 1968, № 3, с. 282-294.
2. Ананьин И.В., Лилиенберг Д.А., Шукин Ю.К. Вопросы соотношения современных вертикальных движений морфоструктурных особенностей земной коры и сейсмичности. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1973, № 5, с. 605-616.
3. Ананьин И.В., Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 148 с

А. И. ЗАХАРОВА, Н. В. КОНДОРСКАЯ, Л. Н. ПАВЛОВА,
О. Н. СОЛОВЬЕВА, О. Е. СТАРОВОЙТ, Л. С. ЧЕПКУНАС

АНАЛИЗ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ ЕССН СССР ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г.

Инструментальные наблюдения станций ЕССН СССР состоят из записей короткопериодной, среднeperиодной и длиннопериодной аппаратуры, которой оснащены сейсмические станции. Амплитудно-частотные характеристики этой аппаратуры приведены на рис. 1. Сейсмограммы, как правило, хранятся на сейсмических станциях. В случае сильного землетрясения по соответствующим запросам сейсмограммы собираются в Центре ЕССН.

Основной сейсмограммный материал для землетрясения 4.III в настоящее время собран в Центре ЕССН, где и осуществляется его

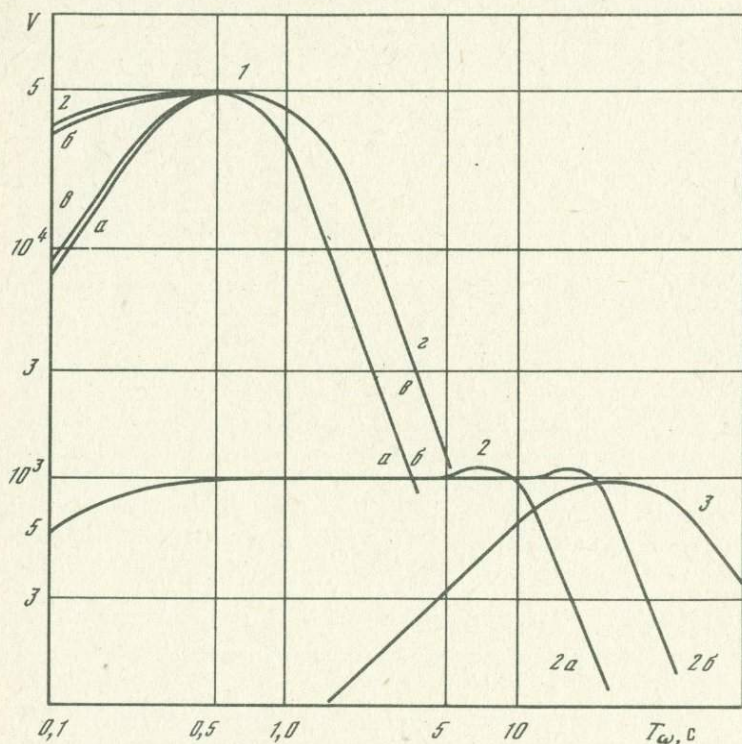


Рис. 1. Амплитудно-частотные характеристики стандартной сейсмической аппаратуры станции ЕССН:

1 - короткопериодная; 2 - среднeperиодная; 3 - длиннопериодная;
а, б, в, г - модификации частотных характеристик

интерпретация. Анализ инструментальных наблюдений в Центре ЕССН проводится исходя из концепции о том, что очаг тектонического землетрясения не точка, а разрыв сплошности материала.

Вследствие новых представлений существенно расширяется и интерпретация исходных материалов наблюдений ЕССН.

В настоящей статье приводятся результаты первого этапа анализа и обработки материалов ЕССН для землетрясения 4.III 1977 г.

ОПЕРАТИВНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Оперативная обработка данных ЕССН заключается в быстром определении основных параметров гипоцентров на основании телетайпных и телеграфных сводок о временах первых вступлений сейсмических волн и максимальной скорости колебаний $(A/T)_{\max}$ в группе продольных и поперечных волн.

Последовательность подачи данных для службы срочных донесений представлена в табл. 1.

Оперативный сейсмологический бюллетень с данными 63 станций ЕССН и зарубежных станций по землетрясению 4.III 1977 г. был выпущен через 27 дней после землетрясения.

В последующие месяцы поступили дополнительные данные практически со всех станций ЕССН и ряда зарубежных как в виде бюллетеней, так и сейсмограмм. Полученные материалы явились основой для более точного определения как основных параметров очагов, так и расчета некоторых дополнительных его характеристик.

Таблица 1

Последовательность подачи срочных донесений в Центр обработки

Поступление информации	4. III 1977 г.	
	Количество станций	Код станций
Первые 0,5 ч	4	Кшн, Соч, Илт, Ужг
Первый час	10	Кшн, Соч, Илт, Ужг, Дшн, Нвс, Апт, Смр, Мхк, Плк
До сводной обработки	22	Кшн, Соч, Илт, Ужг, Дшн, Нвс, Апт, Смр, Мхк, Плк, Кур, Львв, Фрн, Прж, Тлг, Тшк, Бкр, Смф, Юсх, Ирк, Елц, Ашх
С опозданием	6	Бак, Птр, Зкм, Грс, Хес, Лнк
Не поступила	13	Анд, Грз, Свр, Свк, Ткс, Ерв, Нрн, Кэл, Влд, Клб, Птг, Чрн, Тбл

ОБЩИЙ АНАЛИЗ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ, ВОЛНОВАЯ КАРТИНА

На территории СССР землетрясение 4.III.1977 г. было зарегистрировано в диапазоне эпицентральных расстояний $1,9-75^{\circ}$. Наличие стандартизированной системы наблюдений позволяет осуществить корреляцию записей по стандартным типам аппаратуры и проследить особенности регистрации (рис. 2). Как видно из рис. 2, волновая картина записи очень сложная и является малохарактерной для глубокофокусного землетрясения. Обычно запись продольной волны глубокофокусного землетрясения характеризуется резким первым вступлением и высокочастотным спектром колебаний в начальной части записи. Для рассматриваемого землетрясения первое вступление имело нечетко выраженный характер на записях высокочувствительной короткопериодной аппаратуры типа СКМ (рис. 3, а) и прак-

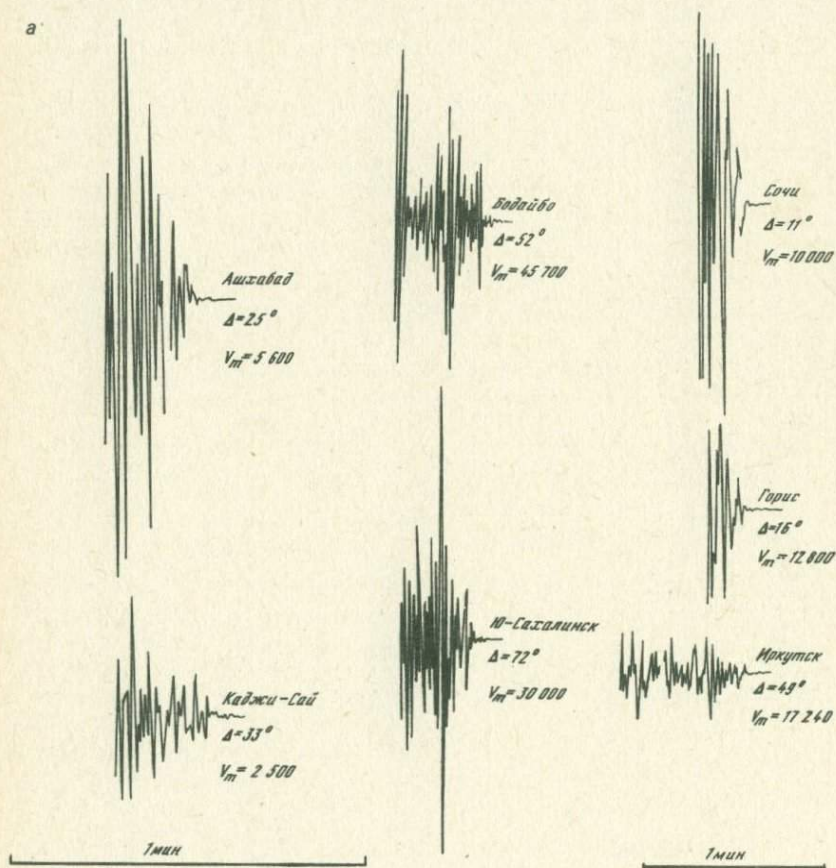
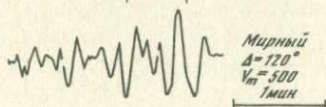
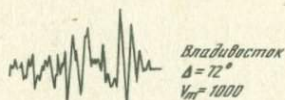
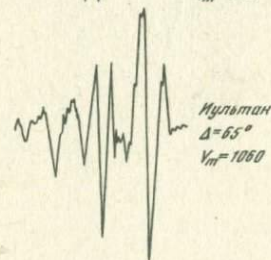
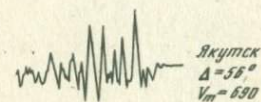
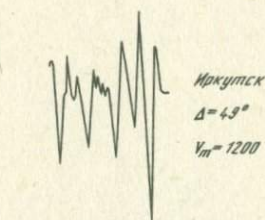
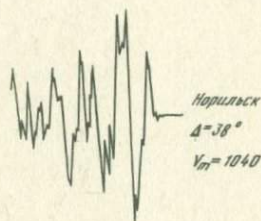
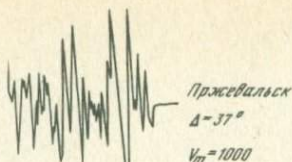
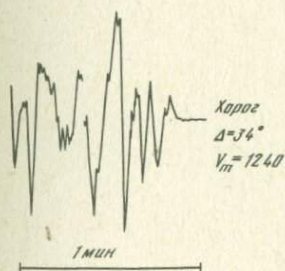
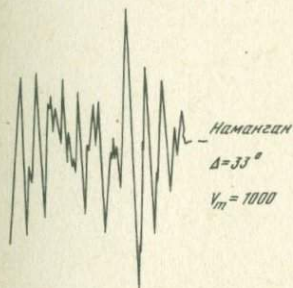
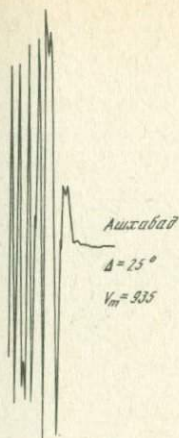
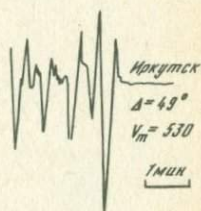


Рис. 2. Группы P -волн по записям аппаратуры разного типа
а - СКМ; б - СК, СКД; в - СД

6



6



а

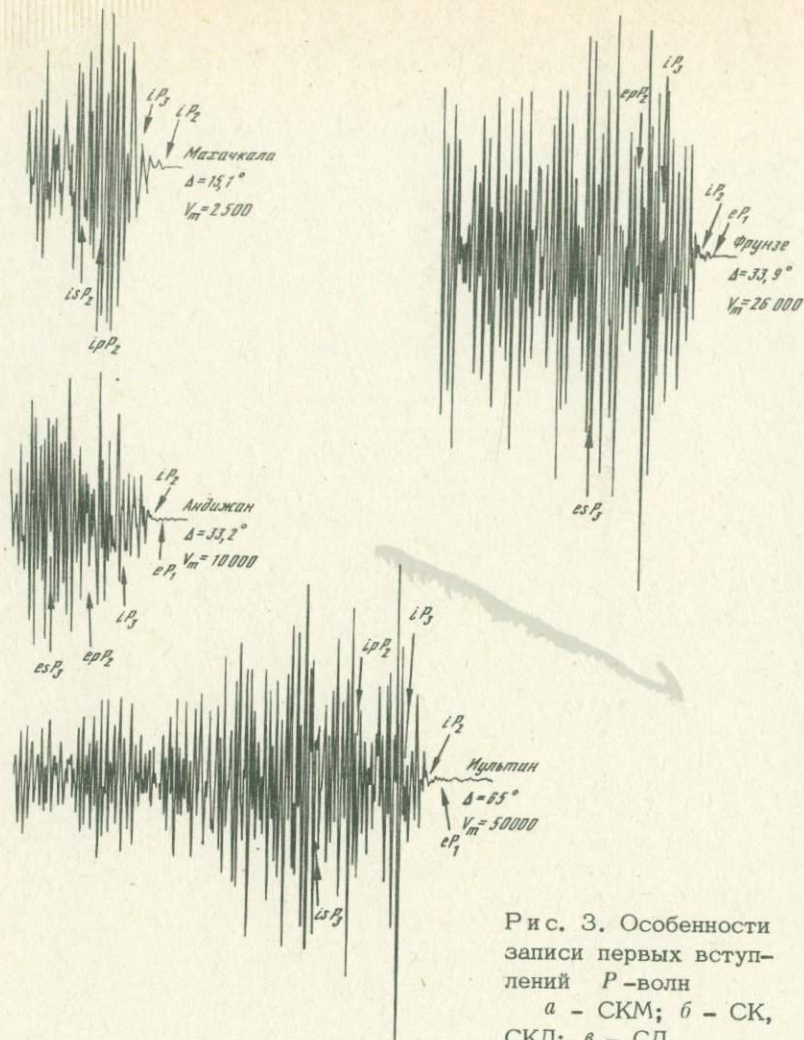


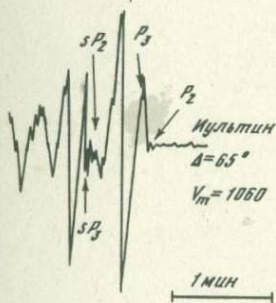
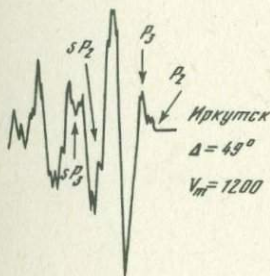
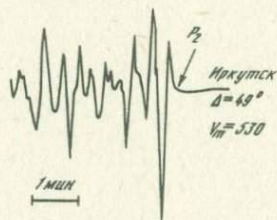
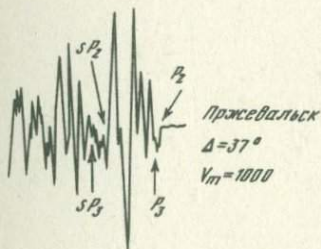
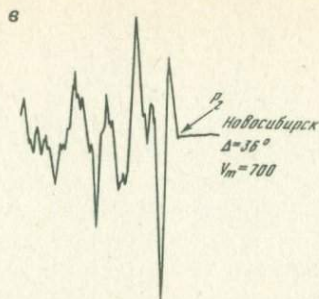
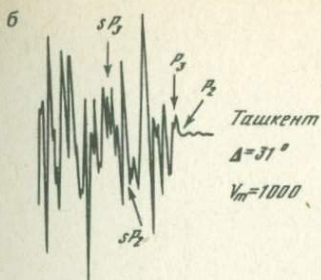
Рис. 3. Особенности записи первых вступлений P -волн
 а - СКМ; б - СК,
 СКД; в - СД

тически отсутствовало на записях среднепериодной типа СК, СКД (рис. 3, б) и длиннопериодной типа СД (рис. 3, в) аппаратуры.

Детальный анализ характера записи (см. рис. 3, а) позволяет выделить в пределах первых 25 с по крайней мере 3 группы P -волн, которые прослеживаются на большинстве станций Советского Союза. Вступления каждой из трех групп P -волн использовались далее для определения координат гипоцентров.

Рассмотрим особенности записи P -волн аппаратурой различных типов.

а. Короткопериодная (см. рис. 1, кривая 1). Первая группа - P_1 характеризуется нечетким вступлением, имеет малую амплитуду



и выделяется, как правило, на станциях, оборудованных приборами СКМ с увеличением V более $2,5 \cdot 10^4$ (Илт, Фрн). На приборах СКМ с меньшим увеличением (Анд, $V = 1 \cdot 10^4$; Мхч, $V = 0,25 \cdot 10^4$) вступление P_1 едва заметно (см. рис. 3, а). Вторая группа - P прослеживается через 4-5 с после P_1 . Начало ее имеет интерференционный характер и относительно небольшую амплитуду. Далее амплитуды растут и в максимуме P_2 превосходят таковые в P_1 в

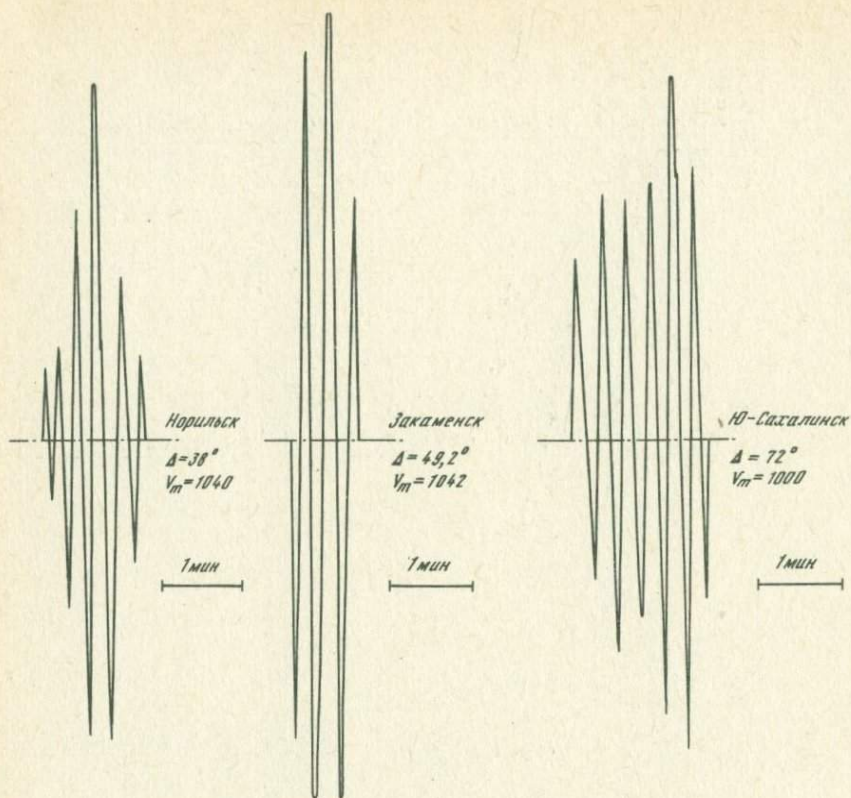


Рис. 4. Примеры регистрации поверхностных волн

20–30 раз; колебания P_2 с преобладающим периодом ($T \sim 2$ с) осложнены более высокочастотными (см. рис. 3, а). Вступления третьей группы — P_3 резкие, отстоят от P_2 на 9–13 с, амплитуды колебаний в 2–3 раза больше, чем в P_2 ; периоды в группе волн P_3 аналогичны периодам для волн P_2 .

б. Среднепериодная (см. рис. 1, кривая 2). На сейсмограммах среднепериодной аппаратуры СК, СКД (см. рис. 3, б) выделяются не все группы волн, рассмотренные выше. Первое слабое вступление P_1 , как правило, отсутствует, запись начинается с группы P_2 . Вступление группы P_3 приходится на начало длиннопериодного ($T = 18$ с) колебания, осложненного периодом $T = 2 \div 3$ с. Эти волны имеют здесь максимальную амплитуду.

в. Длиннопериодная (см. рис. 1, кривая 3). На записях длиннопериодной аппаратуры типа СД (см. рис. 3, в) вступления волновой группы P_1 также не отмечается. Первое резкое вступление соответствует волне P_2 , интерферирующей с P_3 , период в начальной части записи около 25 с.

Рассмотрение записей P -волн по всем типам аппаратуры показывает, что максимальные колебания в продольных волнах приходятся на группу P_3 .

Анализ записи показал, что могут быть выделены обменные отраженные волны типа sP и pP , которые, наиболее вероятно, следует считать от источников колебаний, формирующих вступления групп волн P_2 и P_3 . Эти волны проинтерпретированы в интервалах 24–28 и 32–34 с от начала записи на ряде станций.

Особенностями землетрясения 4.III также являются записи поверхностных волн. Максимальная фаза волны Рэлея (стационарная фаза Эйри) носит регулярный характер, имеет интенсивные амплитуды (рис. 4). Такой характер записи поверхностных волн обычно присущ неглубокофокусным землетрясениям.

КООРДИНАТЫ ГИПОЦЕНТРА

Прежде всего мы определяли координаты гипоцентра как точку (или малую область) внутри Земли, которая является источником колебаний, формирующих начало записи на сейсмических станциях, используя при этом времена вступлений P_1 на станциях. Исходя из особенностей волновой картины на записи, мы также определяли точки, являющиеся, по-видимому, источниками колебаний, формирующих последующие вступления P_2 и P_3 .

Расчет координат гипоцентра осуществлялся по усовершенствованным программам на ЭВМ [1]. Сейсмические станции, записи которых были использованы для определения координат гипоцентров, расположены в широком диапазоне эпицентральных расстояний (рис. 5 и табл. 2).

Для определения глубины гипоцентра, соответствующего вступлению P_1 , оказалось возможным применить способ, основанный на совместном использовании систем наблюдений, содержащих времена вступлений продольной волны на сейсмические станции в широком диапазоне эпицентральных расстояний.

Способ заключается в том, что из последовательных расчетов координат гипоцентров при фиксированных (через 10 км) глубинах выбирается гипоцентр, соответствующий минимальным невязкам ближайших (в основном до 1°) станций, при этом минимизация осуществляется по отношению к региональному или локальному годографу [2].

Прежде всего определялись координаты гипоцентра по данным о всех сообщенных со станций временах первых вступлений P -волн. Система оказалась состоящей из 164 станций в широком диапазоне эпицентральных расстояний ($0,1$ – 94°) и азимутов (во всех четырех квадрантах). Расчет координат эпицентров осуществлялся для фиксированных глубин 80, 90, 100, 110 и 120 км.

Для выбора глубины гипоцентра анализ невязок близких станций проводился отдельно. Минимизировались невязки по отношению к осредненному годографу, заложенному в ЭВМ [1] (рис. 6).

Таблица 2

Исходные данные P -волн для определения гипоцентра и рассчитанные Δ , Az , f_i

Код ¹ станции	Время вступления P			Δ°	Az°	f_i , с
	ч	мин	с			
1	2			3	4	5
VRI	19	22	10,5	0,1	333	1,3
FOC	19	22	10,5	0,3	105	0,3
BAC	19	22	13,9	0,8	5	0,3
CMP	19	22	19,5	1,3	248	0,5
IAS	19	22	20,4	1,5	20	-0,9
KIS	19	22	25,0	1,9	48	-0,4
DEV	19	22	39,0	2,7	273	2,1
PVL	19	22	40,0	2,9	204	1,1
SOF	19	22	55,0	4,0	220	1,2
DMK	19	22	54,5	4,0	169	0,1
UZH	19	22	56,5	4,2	314	-0,4
KDZ	19	22	58,0	4,2	194	0,3
LVV	19	23	01,5	4,5	336	1,0
BEO	19	23	03,0	4,6	260	0,9
ISK	19	23	07,5	5,0	159	-0,2
SIM	19	23	09,1	5,2	96	-1,9
VAY	19	23	13,2	5,4	216	-0,2
SKO	19	23	13,2	5,4	227	-0,4
BUD	19	23	16,5	5,6	290	0,2
EZN	19	23	20,5	6,0	183	-1,1
GPA	19	23	22,6	6,1	153	0,3
SRO	19	23	24,2	6,2	292	0,4
TTG	19	23	26,8	6,4	241	0,2
TIR	19	23	32,5	6,7	231	1,4
KAS	19	23	30,5	6,7	128	-0,7
RBN	19	23	36,0	7,0	310	0,3
BRA	19	23	35,8	7,0	293	-0,2
RAC	19	23	37,0	7,2	309	-1,1
WAR	19	23	43,0	7,5	331	0,9
VIE	19	23	44,0	7,6	292	1,3
VKA	19	23	43,0	7,6	292	-0,1
ATH	19	23	50,4	8,1	197	-0,1
LJM	19	23	57,8	8,6	276	1,4
KMR	19	24	02,5	9,0	289	0,7
TRI	19	24	04,8	9,1	274	0,9
PRU	19	24	05,5	9,2	301	-0,1
SOC	19	24	08,0	9,5	98	-0,4
KHC	19	24	10,6	9,6	295	0,8

Таблица 2 (продолжение)

1	2			3	4	5
BRG	19	24	14,1	10,0	305	-1,1
CLL	19	24	23,8	10,7	306	-1,1
FUR	19	24	28,0	10,9	288	0,6
RMP	19	24	28,0	10,9	253	-0,1
GRF	19	24	32,2	11,2	296	0,5
FIR	19	24	32,5	11,2	265	0,4
MOX	19	24	32,0	11,2	301	-0,2
MES	19	24	33,0	11,3	231	0,4
SAL	19	24	35,5	11,4	275	1,4
PYA	19	24	38,5	11,7	92	0,6
STU	19	24	46,5	12,3	290	-0,1
PAV	19	24	46,5	12,4	273	-0,9
ZUR	19	24	51,0	12,6	283	0,3
KRL	19	24	53,5	12,9	291	-0,2
BUH	19	24	55,2	13,0	289	0,4
STR	19	25	00,2	13,2	289	1,6
WLS	19	25	03,0	13,5	288	1,1
BSF	19	25	06,8	13,9	285	0,3
MON	19	25	09,5	13,9	268	2,3
BNS	19	25	09,0	14,0	298	0,4
HAU	19	25	11,1	14,2	286	0,8
SPF	19	25	15,7	14,5	268	1,3
WIT	19	25	21,0	14,9	305	1,5
JER	19	25	29	15,4	152	2,4
DOU	19	25	28,9	15,5	294	1,8
DBN	19	25	30,0	15,5	301	2,3
LBF	19	25	30,0	15,8	282	-1,1
LOR	19	25	32,0	15,9	283	0,1
SSF	19	25	35,2	16,1	282	0,2
HLW	19	25	38,0	16,3	165	0,8
GRC	19	25	39,2	16,4	283	0,8
TCF	19	25	47,6	17,1	280	0,7
LPO	19	25	59,9	18,0	275	1,0
LFF	19	26	02,1	18,3	276	0,3
FBR	19	26	04,0	18,4	265	1,7
SSC	19	26	02,0	18,5	288	-1,5
FCN	19	26	04,6	18,7	289	-1,7
SET	19	26	07,8	18,7	246	1,3
GRR	19	26	06,8	19,0	287	-2,4
SRI	19	26	13,7	19,2	110	2,4
WOL	19	26	13,7	19,3	296	1,2
BER	19	26	12,6	19,4	326	-0,7
EBR	19	26	16,0	19,7	264	-1,2
DUR	19	26	22,0	20,2	307	0,3

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5
EGL	19 26 29,9	21,1	309	-0,8
EKA	19 26 31,8	21,2	307	0,2
EBL	19 26 31,6	21,2	308	-0,5
EDU	19 26 34,7	21,4	311	0,6
EAU	19 26 35,5	21,4	308	1,1
EBH	19 26 35,5	21,6	310	-0,3
EAB	19 26 41,2	22,0	309	1,1
APA	19 26 41,0	22,1	6	-0,1
KIR	19 26 43,3	22,4	353	-0,3
ART	19 26 43,8	22,4	50	-0,2
ALM	19 26 57,0	23,6	258	1,4
SVE	19 26 57,0	23,6	49	1,4
KEV	19 27 00,5	24,0	0	0,9
TRO	19 27 01,2	24,2	353	-0,4
VAL	19 27 09,0	24,9	297	0,7
MAL	19 27 08,0	25,0	259	-1,2
COI	19 27 20,0	26,2	270	-0,3
SFS	19 27 22,0	26,4	261	0,1
FAR	19 27 32,5	27,3	263	1,9
LIS	19 27 32,0	27,4	267	1,3
TAM	19 27 43,0	28,7	224	-0,1
AVE	19 27 45,0	29,0	256	-0,1
GAR	19 28 18,0	32,5	86	1,5
ANR	19 28 25,0	33,2	82	2,6
KBS	19 28 26,1	33,7	354	-0,4
FRU	19 28 30,0	34,0	77	1,3
KTG	19 28 30,7	34,1	333	0,9
WRS	19 28 45,0	35,7	93	1,6
NVS	19 28 48,8	36,3	54	0,6
KHE	19 28 52,0	36,6	8	1,1
PRZ	19 28 54,0	36,7	76	2,2
NIL	19 28 58,4	37,2	92	1,8
NRS	19 29 04,0	38,1	30	0,7
ELT	19 29 05,0	38,3	56	-0,3
LAH	19 29 10,0	39,2	94	-2,6
BNG	19 29 33,0	41,9	192	-2,0
NDI	19 29 44,5	42,9	95	1,4
ALE	19 29 58,5	44,8	349	0,3
GDH	19 30 00,4	44,8	330	2,1
NAI	19 30 23,5	47,7	166	2,0
KIC	19 30 20,7	47,8	224	-1,9
ZAK	19 30 34,2	49,2	55	1,4
HYB	19 30 49,2	51,2	105	0,5
STJ	19 30 57,0	52,3	302	0,9

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
FBC	19 30 57,2	52,3	325	0,9
SHL	19 31 16,5	55,0	87	-0,3
SCH	19 31 25,0	56,0	316	1,5
TUP	19 31 24,9	56,1	44	0,9
YAK	19 31 22,4	56,2	33	-2,3
MBC	19 31 24,0	56,3	350	-1,3
BLC	19 31 59,0	61,5	335	-1,8
BNH	19 32 23,6	64,6	308	2,1
FCC	19 32 22,0	65,0	330	-2,2
ILT	19 32 24,0	65,1	10	-0,3
INK	19 32 25,0	65,3	352	-0,9
MAG	19 32 24,5	65,5	27	-2,5
BUL	19 32 28,4	65,6	178	-0,4
WES	19 32 31,7	66,0	306	0,8
YKC	19 32 40,8	67,7	341	-0,5
PAL	19 32 47,4	68,4	306	1,8
WIN	19 32 46,8	68,6	189	-0,5
GMA	19 32 48,6	69,0	3	-0,2
GIL	19 32 53,0	69,5	357	0,9
COL	19 32 53,0	69,6	357	0,4
LHC	19 33 01,0	70,9	320	0,4
PRE	19 33 02,9	71,2	178	-0,2
YSS	19 33 07,0	71,9	40	0,1
CLE	19 33 11,4	72,2	311	2,8
PMR	19 33 15,0	72,9	357	2,4
SKR	19 33 22,5	74,4	30	1,2
BLA	19 33 23,0	74,6	307	-0,1
CHC	19 33 26,5	74,8	305	2,5
MED	19 33 25,0	74,9	100	0,3
EDM	19 33 31,3	75,7	336	2,8
KDC	19 33 37,0	76,8	359	2,0
SES	19 33 38,0	77,5	333	-0,7
DDR	19 33 45,0	78,4	49	1,1
CPO	19 33 47,4	78,6	309	1,9
TSK	19 33 47,6	78,7	49	1,9
GOL	19 34 19,8	84,7	324	2,8
UAV	19 34 42,7	89,4	281	2,8
BCR	19 34 54,0	91,8	281	2,7

¹ В соответствии с Оперативным бюллетенем № 1 1978 г. и Международными сейсмологическими бюллетенями.

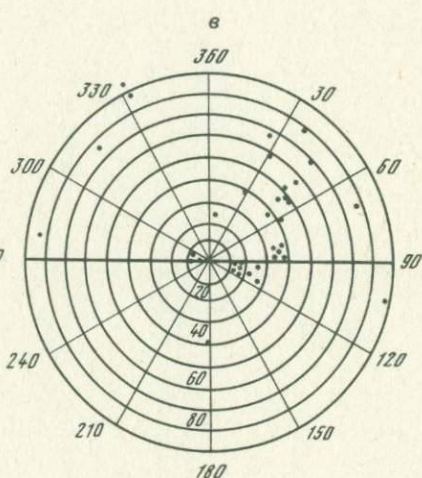
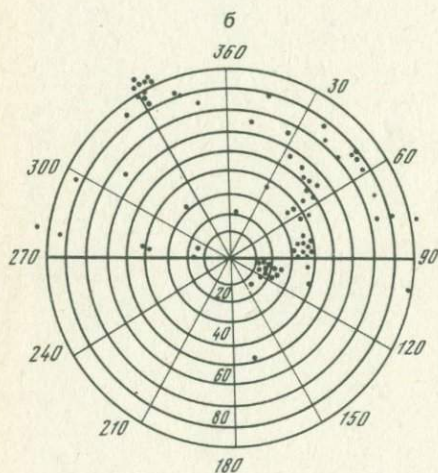
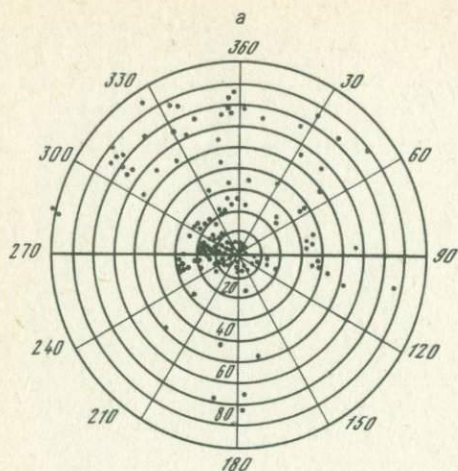


Рис. 5. Полярные диаграммы расположения станций для определения гипоцентров землетрясения 4. III 1977 г.

а-в - вступления P_1 , P_2 , P_3 соответственно

Точки - сейсмические станции

Таблица 3

Основные параметры гипоцентров землетрясения 4. III 1977 г.

№ п/п	Время в очаге, ч мин с		Координаты		h , км	Эллипс ошибок (90%-ный уровень доверия)			Количество станций, по которым определен эпицентр	
			ϕ ° N	λ ° E		a , км	b , км	a/h		
1	19	21	53,8	45,77	26,80	108	3	4	42	164
2	19	21	59,2	45,78	26,68	117	7	8	90	82
3	19	22	03,3	45,58	26,58	129	9	13	82	35

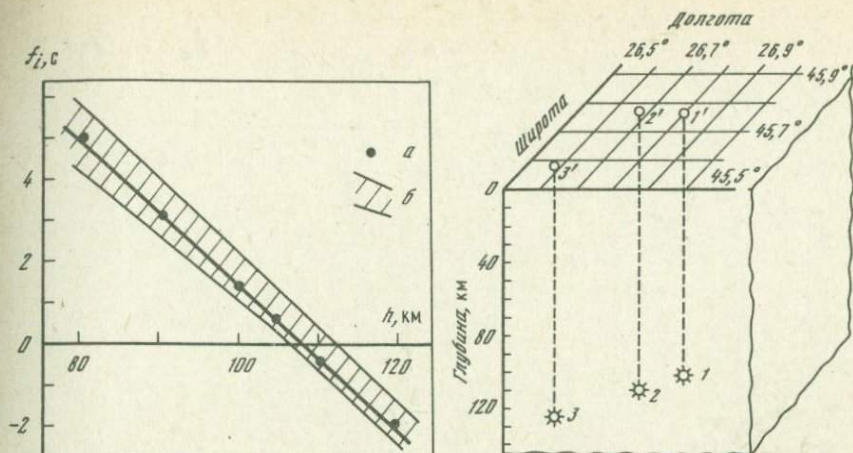


Рис. 6. Определение глубины гипоцентра по минимизации величин станционных невязок, близких к эпицентру станций

a - осредненные значения станционных невязок; *b* - область максимального разброса станционных невязок

Рис. 7. Пространственное представление гипоцентров 4.III 1977

1, 1' - гипоцентр и эпицентр для P_1 соответственно; 2, 2' - то же для P_2 ; 3, 3' - то же для P_3

Глубина гипоцентра землетрясения оказалась равной 108 км. Следует отметить, что в результате расчета выявились станции, имеющие одинаковую положительную невязку 4 с. Далее проводилось многократное определение координат гипоцентров на основании времен вступления в группе P -волн (P_1 , P_2 и P_3), снятых непосредственно с сейсмограмм, собранных в Центре ЕССН.

Окончательные координаты гипоцентров, полученные на основе расчета по программе на ЭВМ, соответствующие вступлениям P_1 , P_2 и P_3 , приведены табл. 3 и на рис. 7.

АНАЛИЗ КИНЕМАТИЧЕСКИХ НЕВЯЗОК

Кинематические станционные невязки для данного землетрясения позволили достаточно четко продифференцировать весь материал в отдельные группы данных, ассоциирующихся с тремя отдельными толчками.

По отношению к окончательным данным о параметрах гипоцентра невязки также выявили некоторую закономерность, а именно отчетливо выделялась группа станций, для которых невязки отрицательны (рис. 8), для станций на расстоянии $60^\circ < \Delta \leq 90^\circ$ невязки в основном положительны.

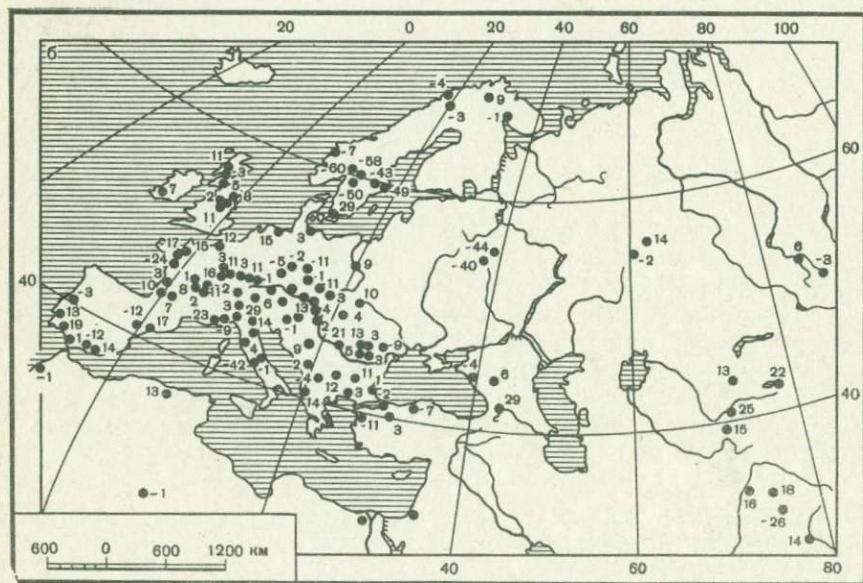
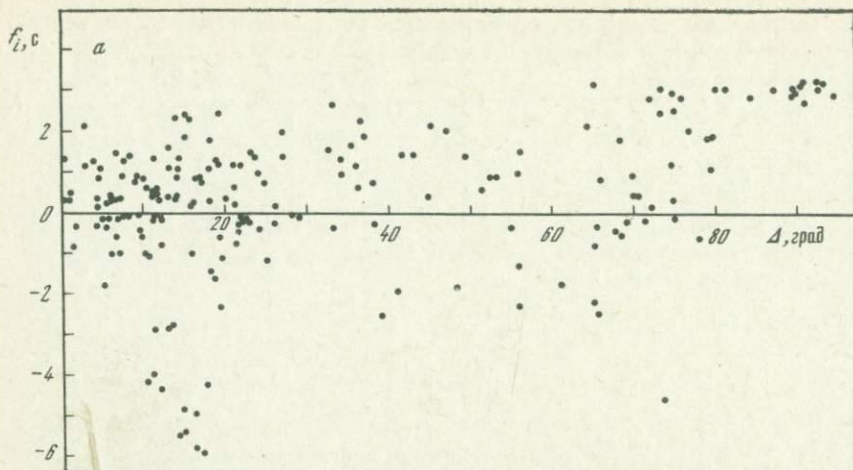


Рис. 8. Зависимость станционных невязок f_i от расстояния

Отрицательные невязки приходятся на районы Скандинавии. Далее область отрицательных невязок распространяется на платформенную часть территории СССР, включающую сейсмические станции Пулково, Москва, Обнинск. Очевидно, скорость распространения P -волн под границей Мохо в этой области выше, чем по осредненному годографу Джеффриса-Буллена.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТУДЫ

Магнитуда землетрясений определялась по вертикальной составляющей волн P по короткопериодной (СКМ-3) и среднепериодной (СК, СКД) аппаратуре, а также по поверхностной волне Рэля (аппаратура СК, СКД). По волне P $(A/T)_{\max}$ измерялся в трех волновых группах в пределах первых 20 с. Первый максимум снимался в течение первых 4 с, второй — от 5 до 8 с и третий — свыше 9 с от начала записи.

Первый максимум удалось измерить только по аппаратуре СКМ-3, второй и третий — как по короткопериодной, так и по среднепериодной аппаратуре.

Таблица 4

Магнитуда m_{PV} , определенная для первых трех групп в волне P

Момент возникновения землетрясения ч мин с	m_{PV}		Число станций		Средний период T , с	
	СК, СКД	СКМ-3	СК, СКД	СКМ-3	СК, СКД	СКМ-3
19 21 53,8	-	5,52	-	13	-	$1,4 \pm 0,3$
19 21 59,2	6,63	6,50	27	23	$4 \pm 1,5$	$1,8 \pm 0,5$
19 22 03,3	7,13	6,93	30	19	$6,5 \pm 2,8$	$2,1 \pm 0,7$

В табл. 4 приводятся рассчитанные величины магнитуд, соответствующие трем первым максимумам в волне P , и средний период волн для данной группы, а также число станций, участвующих в определении магнитуды. Данные о $(A/T)_{\max}$ снимались непосредственно с сейсмограмм, полученных на сейсмических станциях ЕССН. Магнитуда рассчитывалась по калибровочной кривой Б. Гутенберга для глубин очага 100 км.

Магнитуда в поверхностной волне рассчитывалась по стандартной

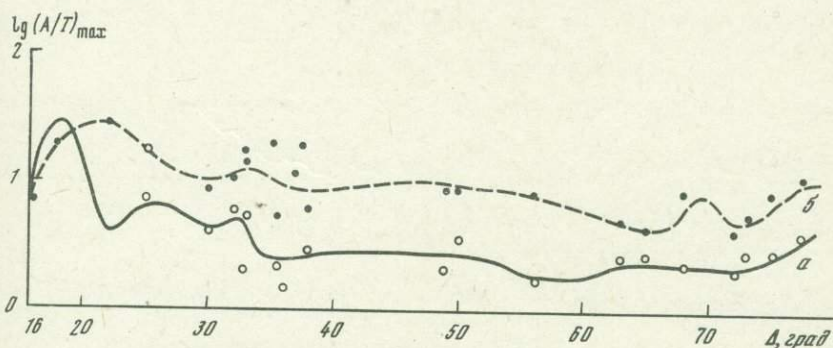


Рис. 9. Характер затухания $(A/T)_{\max}$
а — для продольных волн; б — для поверхностных волн

5862

калибровочной кривой [3] без учета поправок затухания волн на глубину очага землетрясения (по 26 станциям):

$$M_{LH} = 6,9 \pm 0,2.$$

Сопоставление величин магнитуд M_{LH} и m_{PV} указывает на аномальный характер затухания в поверхностных волнах, а именно затухание поверхностных волн оказывается в 3-4 раза слабее, чем это ранее было отмечено при глубоких карпатских землетрясениях [4].

Характер затухания $(A/T)_{\max}$ в продольных и поверхностных волнах показан на рис. 9.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОМЕНТ И РАЗМЕРЫ ОЧАГА

Определялись параметры очага: сейсмический момент M_0 и длина разрыва L_0 . Расчеты проводились по амплитудным спектрам продольных волн с использованием следующих формул, приведенных в работе [5]:

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4 \pi \rho a^3 R}{R_{\theta\phi} C(\omega)}, \quad (1)$$

$$L = 2r = \frac{2,34 a}{\pi f_0}, \quad (2)$$

где Ω_0 - уровень длиннопериодной части спектра; a, ρ - скорость

Таблица 5

Дополнительные параметры очага землетрясения 4.III 1977 г.

Сейсмическая станция	Δ°	Az°	Тип аппаратуры	$\delta r, c.$	Расхождение $R, км$
Новосибирск	36,2	54	СД	100	9660
Чаган-Узун	40,3	60	СКД	84	10560
Усть-Элегест	43,3	57	СКД	76	10630
Иркутск	48,9	53	СКД	74	10770
Средние значения:					

P -волны и плотность пород в окрестности очага соответственно $a = 8,0$ км/с; $\rho = 3,4$ г/см³; R - поправка за геометрическое расхождение; $R_{\theta\phi}$ - направленность излучения P -волн; $C(\omega)$ - частотная характеристика коры под станцией; r - радиус круговой дислокации; $L = 2r$ (модель Брюна - источник радиуса r мгновенного действия); f_0 - частота угловой точки спектра.

Длина разрыва L рассчитывалась также для модели Хаскелла (однонаправленный источник с протяженной дислокационной поверхностью) [6]

$$L = \frac{1,2a}{2\pi f_0}. \quad (3)$$

Для расчета спектров рассматривались записи P -волн приборами СКД, СД на телесеизмических расстояниях ($\Delta = 36 \div 66^\circ$). Интервал цифровки $\delta\tau$ выбирался от вступления P до pP , шаг цифровки 0,2-0,4 с. Спектры рассчитывались на ЭВМ, далее осуществлялось графическое построение. Сведения об исходных данных и результатах расчетов динамических параметров, указанных выше, приведены в табл. 5. Здесь же даны значения поправок на расхождение (R), направленность излучения из очага ($R_{\theta\phi}$).

Величина R определялась по формуле

$$R = R_3 = \sqrt{\frac{\sin \Delta \sin l_0}{\cos l_h \frac{dl_h}{d\Delta}}}, \quad (4)$$

где R_3 - радиус Земли; l_0 - угол выхода сейсмического луча на

$\Omega_{01} \cdot 10^{-2},$ $\Omega_{02} \cdot 10^{-2},$ см·с	$f_{01} \cdot 10^{-2},$ $f_{02} \cdot 10^{-2},$ Гц	L , км (по Хаскеллу)	r , км (по Брюну)	$M_0 \cdot 10^{27},$ дин·см
12,0	2,5	61	119	3,2
5,6	5,6			
8,5	2,5	61	119	2,5
3,3	5,3			
8,0	2,2	46	90	2,6
5,0	5,0			
9,1	2,2	69	135	2,7
5,0	5,0			
		59	116	2,7

поверхность; l_h — угол выхода луча из очага; Δ — эпицентрального расстояние.

Значения подкоренного выражения в (4) находились по таблицам С.Я. Коган, М. Шимшони и А. Бен-Менахема [7] с учетом глубины залегания очага.

Величина $R_{\theta\phi}$ в первом приближении принималась равной 0,4.

Экспериментальные спектры исправлялись с учетом амплитудно-частотной характеристики прибора и поглощения P -волн на пути очаг-станция. Учет поглощения проводился по методике Джулиана-Андерсона, как и в [5] для модели распределения добротности Q — ММВ и модели строения верхней мантии Земли CIT||GB; для которой годограф первых вступлений P -волн практически совпадает со стандартным годографом Джеффриса-Буллена.

Далее проводился анализ рассчитанных спектров, в процессе которого выбирались их параметры Ω_0 и f_0 . За Ω_0 принималась величина, равная 0,7 от максимальной амплитуды спектра, за f_0 — частота, соответствующая той точке спектра, где прямая Ω_0 пересекается с его высокочастотным склоном. Примеры полученных спектров даны на рис. 10 и 11. Как видно, спектры P -волн на разных станциях схожи между собой: в области длинных периодов они имеют сложную куполообразную форму, в области коротких периодов амплитуда их резко падает, спектры в этой части сильно изрезаны. На спектре, полученном по записям СД на ст. Новосибирск ($\Delta = 36,2^\circ$, $Az = 54^\circ$), отмечаются два четко выраженных длиннопериодных максимума, приходящихся на $T = 25$ и 50 с; спектры по записям СКД на станциях с близкими эпицентральными расстояниями и азимутами Чаган-Узун ($\Delta = 40,3^\circ$, $Az = 60^\circ$) и Иркутск ($\Delta = 48,9^\circ$, $Az = 53^\circ$) по форме практически совпадают как между собой, так и со спектром на ст. Новосибирск: здесь также наблюдаются два аналогичных куполообразных максимума, причем положение и конфигурация более длиннопериодного ($T = 50$ с) практически не меняются, второй максимум на ст. Иркутск выражен более резко, чем на станциях Новосибирск и Чаган-Узун. Подобный вид имеет спектр P -волн на ст. Усть-Элегест.

Отмеченные максимумы на приведенных спектрах соответствуют видимым периодам продольных волн на записях приборами СКД и СД ($T = 25$ и 50 с на рис. 3).

Положение этих максимумов не зависит от величины анализируемого интервала и эпицентрального расстояния, экстремумы устойчивы от станции к станции, несмотря на разные длительности оцифрованной записи, т.е. их появление не связано с процедурой расчета спектральных функций. Видимо, они отражают характер очагового процесса рассматриваемого землетрясения. Наличие двух длиннопериодных максимумов куполообразной формы может свидетельствовать о сложном развитии разрыва в очаге, о его неоднородности, о многократных подвижках по разрыву. Как показано на модельных исследованиях С.Д. Виноградовым [8] куполообразная форма спектров P -волн в области больших периодов характерна для импуль-

Рис. 10. Запись и амплитудный спектр P -волн (прибор СД)

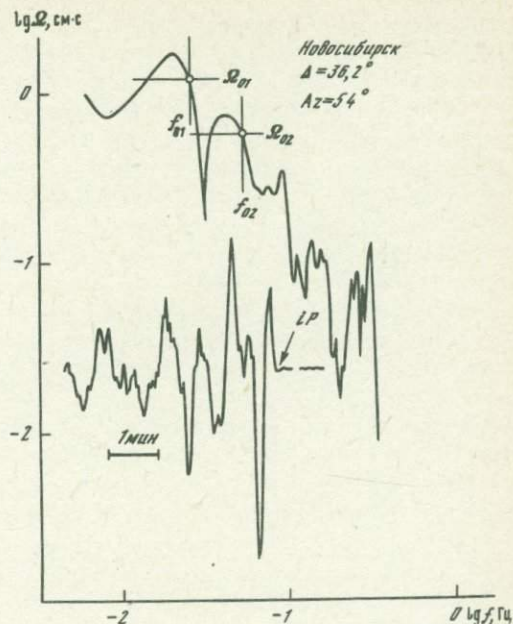
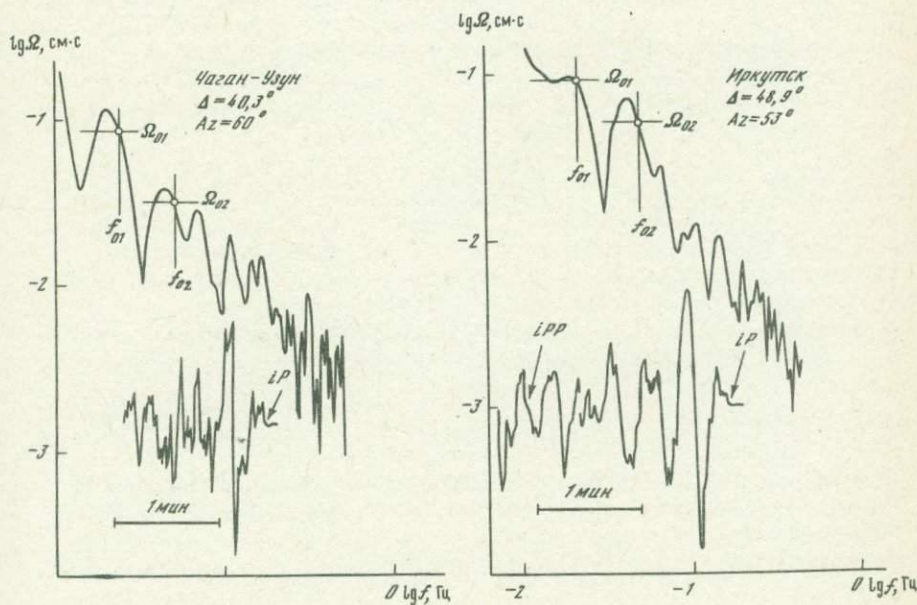


Рис. 11. Записи и амплитудные спектры P -волн (прибор СКД)



сов, зарегистрированных при скольжениях по неоднородному разрыву. При этом амплитуда соседнего более короткопериодного максимума сравнима с амплитудой длиннопериодного; здесь можно отметить две угловые частоты, различающиеся между собой.

Таким образом, на основании характера полученных спектров P -волн, а также особенностей наблюдаемой волновой картины, позволяющих выделить группы P_1 , P_2 и P_3 и рассчитать положение соответствующих гипоцентров, можно предположить, что процесс развития разрыва в очаге землетрясения 4.III 1977 г. был сложным и состоял по крайней мере из трех подвижек.

По спектральным данным Ω_{01} и f_{01} были определены динамические параметры. Их значения показаны в табл. 5 для 4 сейсмических станций. Как видно, станционные значения сейсмических моментов и длины разрыва близки между собой; среднее значение M_0 составляет $2,7 \cdot 10^{27}$ дин·см, L — 59 км (модель Хаскелла), 232 км (модель Брюна).

Приведенные результаты являются предварительными и будут уточняться в процессе детального анализа имеющегося наблюдательного материала сейсмических станций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондорская Н.В., Желанкина Т.С., Мебель С.С., Вартанова Л.Ю. Некоторые результаты применения электронной вычислительной машины при обобщении сейсмических наблюдений. — В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1966, вып. 1, с. 31–53.
2. Кондорская Н.В., Павлова Л.Н., Тараканов Р.З., Ким Чун Ун. О годографе сейсмических волн от дальневосточных землетрясений. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 5, с. 11–27.
3. Ванек И., Затопек А., Карник В. и др. Стандартизация шкалы магнитуд. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 2.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г./ Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебакина. М.: Наука, 1977. 535 с.
5. Brune J.N. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 26, p. 4997–5009.
6. Haskell N.A. Total energy and energy spectral density of elastic waves radiation from propagating faults. — Bull. Seismol. Soc. America, 1964, v. 54, N 6, p. 1811–1841.
7. Shimshoni M. and Ben-Menahem A. Computation of the divergence coefficient for seismic phases. — Geophys. J. Roy. Astron. soc., 1970, v. 21, с. 285–294.
8. Виноградов С.Д. Влияние неоднородности поверхности разрыва на излучение упругих волн. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 1, с. 18–24.

В. Г. АЛКАЗ, Р. Ф. АНЧАРОВ, В. Н. ГИНСАРЬ,
А. А. РОМАН

РЕЗУЛЬТАТЫ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4. III 1977 г., ПОЛУЧЕННЫХ НА ИСС ГОРОДОВ КИШИНЕВА И КАГУЛА

Динамически разрешимые записи землетрясения 4. III 1977 г. получены на двух инженерно-сейсмометрических станциях (ИСС) в городах Кишиневе и Кагуле.

В Кишиневе ИСС-2 расположена в пятиэтажном крупнопанельном здании (типовой проект 1М-464АС-15/69). Динамические характеристики здания - периоды собственных колебаний: а) в продольном направлении (x) $0,2 \div 0,23$ с; б) в поперечном направлении (y) - $0,27 \div 0,29$; логарифмические декременты затухания колебаний $\delta_x = 0,152$, $\delta_y = 0,182$.

Сводный геологический разрез для ИСС-2: почвенно-растительный слой 0,3-0,5 м; насыпные грунты 0,5-1,5 м; суглинки бурые, гумусированные, лёссовидные, твердые 1,5-4,5 м; суглинки коричневато-желтые, лёссовидные, твердые 4,5-8,5 м; суглинки желтые, лёссовидные, твердые 8,5-11,4 м; супесь желто-коричневая, известковая, твердая 11,4-14,9 м; суглинок желто-бурый, лёссовидный, твердый 14,9-20,5 м; суглинок желто-бурый с включениями песчаника, твердый, 20,5-22,3 м; суглинок красно-серо-желтый, слоистый с гнездами песка, твердый 22,3-26 м.

Измерительные пункты ИСС-2 размещены следующим образом: на грунте - 3 сейсмоприемника С-5-С, ориентированных по трем взаимно перпендикулярным направлениям (x , y , z), установленных в специально оборудованной выносной будке в 30 м от здания; на фундаменте - 3 сейсмоприемника С-5-С (x , y , z) в подвале здания; на 3-м этаже - 2 сейсмоприемника С-5-С (x , y) в квартире; на перекрытии 5-го этажа - 3 сейсмоприемника С-5-С (x , y , z).

Датчики x расположены перпендикулярно длинной оси здания, датчики y - вдоль длинной оси здания, датчики z - вертикально.

Ориентация здания: длинная ось здания 312° к оси N-S.

Регистрация сейсмических колебаний осуществлялась осциллографами Н008 с гальванометрами МО12, ширина бумажной ленты 120 мм, скорость протяжки 10 мм/с.

Параметры сейсмометрических каналов, ориентация сейсмоприемников, их месторасположение приведены в табл. 1.

Сейсмограммы приведены в приложении (рис. 1 ÷ 3). Цифровка сейсмограмм выполнена с шагом 0,05 с.

Сейсмометрическая станция в г. Кагуле расположена в центральной части города в четырехэтажном каменном жилом здании (серия 1М-438АС/65).

Динамические характеристики здания - периоды собственных ко-

Таблица 1

Параметры сейсмометрических каналов ИСС-2 в г. Кишиневе

D_S	D_g	T_S, c	T_g, c	$S_S, мВ·с/см$	$S_g, мм/мА$
0,69	14,2	3	0,114	131	27 750
0,98	14,2	3	0,114	137	26 500
0,63	14,4	2,8	0,106	129,3	25 750
0,53	7,8	3	0,11	92,3	23 000
0,76	8,9	2,7	0,104	133,5	21 750
0,62	7,2	3	0,111	124,6	23 250
0,73	7,4	3	0,106	128,19	22 000
0,54	6,9	3	0,1	116	19 000
1,1	9,7	2,8	0,106	165,5	23 000
0,63	11,6	3	0,108	117,2	24 750
0,56	9,7	2,96	0,111	119,4	23 250

Таблица 2

Параметры сейсмометрических каналов ИСС в г. Кагуле

D_S	D_g	T_S, c	T_g, c	$S_S, мВ·с/см$	$S_g, мм/мА$
0,7	13,56	3	0,033	145,3	2988,6
0,535	12,9	3,2	0,033	130,00	2784
0,464	12,5	3	0,033	115,6	2407,4

лебаний: а) в продольном направлении (x) – 0,23 с; б) в поперечном направлении (y) – 0,3 с. Логарифмические декременты затухания колебаний $\delta_x = 0,223$, $\delta_y = 0,533$.

Центральная часть г. Кагула, где размещена ИСС, приурочена к I надпойменной террасе левого берега р. Прут (водораздел р. Прут – р. Фрумоаса). Рельеф спокойный. В геологическом строении принимают участие четвертичные отложения, представленные лёссовидными суглинками (6,6–7,9 м) с прослоями песка и включениями гравия и супесями (1,5 м). Залегание грунтов выдержано в горизонтальном направлении. Грунтовые воды до глубины 13 м не обнаружены. Сейсмичность района – 8 баллов. Согласно лабораторным данным грунтовые условия следует относить ко II типу просадочности.

$R_S, \text{ Ом}$	$R_g, \text{ Ом}$	$r, \text{ Ом}$	$R, \text{ Ом}$	\bar{V}	Уровень размещения С-5-С	Ось ориентации
97,5	179,3	0,3	49	8,0	Крыша	z
86,7	172,5	0,28	26,8	9,0	Фундамент	z
95,3	166,8	0,53	44,4	14,6	Грунт	z
97,2	176,7	0,35	58,3	6,5	Крыша	y
95,2	169,7	0,25	41,7	11,8	Фундамент	y
94,4	199,7	0,28	49,2	8,3	Грунт	y
94,7	173,4	0,3	48,9	21,2	III этаж	y
27,5	174,6	0,2	51,9	9,0	Крыша	x
96,9	174,2	0,31	33,3	8,7	Фундамент	x
95,2	170,5	0,3	47,7	9,7	Грунт	x
94,2	176,4	0,27	45,2	11	III этаж	x

$R_S, \text{ Ом}$	$R_g, \text{ Ом}$	$r, \text{ Ом}$	$R, \text{ Ом}$	\bar{V}	Уровень размещения С-5-С	Ось ориентации
96,6	90,3	1,47	83,6	26,6	Грунт	z
90,3	90,3	1,62	83,8	26,5	"	y
86,9	90,4	1,5	83,4	19,8	"	x

Измерительные пункты ИСС в г. Кагуле размещены и оснащены аналогично ИСС-2 в г. Кишиневе, за исключением того, что вместо 3-го этажа, выделена квартира на 2-м этаже, а кроме сейсмоприемников С-5-С на грунте, фундаменте и кровле здания установлено по 3 сейсмометра ВБП. Схема регистрации, одинаковая для ИСС в Кишиневе и Кагуле, изображена на рис. 1.

Ориентация здания: длинная ось здания 74° к оси N-S.

Регистрация сейсмических колебаний осуществлялась осциллографами Н700 с гальванометрами М002, ширина бумажной ленты 100 мм, скорость протяжки 40 мм/с.

Параметры сейсмометрических каналов, ориентация сейсмоприемников, их месторасположение приведены в табл. 2 (осциллограф Н700, гальванометр М002, датчик С5С).

В приложении на рис. 4 приведены сейсмограммы, полученные на ИСС в г. Кагуле (z , y , x - грунт).

Для определения спектрального состава полученных сейсмограмм проведено преобразование Фурье [1]. С помощью преобразований Фурье вычислены спектры смещения, затем дифференцированием получены спектры скорости и ускорения. На рис. 2, a - $в$ приведены амплитудные спектры колебаний грунта в районе расположения ИСС-2 г. Кишинева. Как видно из рисунков, максимальные значения

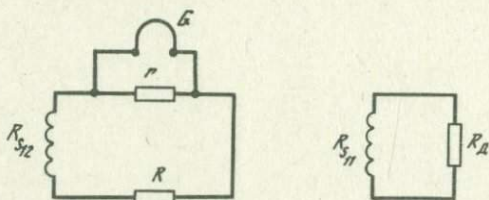


Рис. 1. Схема регистрации сейсмических сигналов

R_{S12} - рабочая катушка сейсмометра; G - гальванометр; R - добавочное сопротивление; r - шунтирующее сопротивление; R_{S11} - демпфирующая катушка сейсмометра; R_d - демпфирующее сопротивление

спектра смещения наблюдаются на компоненте x при $T_{1x} = 1,5$ с, на компоненте y при $T_{1y} = 1,4$ с, на компоненте z при $T_{1z} = 1,4$ с.

На рис. 3, a - $в$ приведены спектры скорости колебаний грунта, полученные при однократном дифференцировании вышеприведенных спектров. Максимальные значения спектра скорости отмечены на компоненте x при $T_{2x} = 1,5$ с, на компоненте y при $T_{2y} = 1,4$ с, на компоненте z при $T_{2z} = 0,5$ с.

Максимальные значения спектров ускорения, изображенных на рис. 4, a - $в$, отмечены на компоненте x при $T_{3x} = 0,7$ с, на компоненте y при $T_{3y} = 0,8$ с, на компоненте z при $T_{3z} = 0,5$ с.

Аналогичные вычисления выполнены для записей землетрясения, полученных в г. Кагуле.

На рис. 5, a - $в$ приведены спектры смещения, максимумы которых отмечены на компоненте x при $T_{1x} = 2$ с, на компоненте y при $T_{1y} = 2,6$ с, на компоненте z при $T_{1z} = 1,7$ с.

Представленные на рис. 6, a - $в$ спектры скорости имеют максимумы на компоненте x при $T_{2x} = 1$ с, на компоненте y при $T_{2y} = 1,5$ с, на компоненте z при $T_{2z} = 0,9$ с.

Спектры ускорений колебаний грунта приведены на рис. 7, a - $в$. Максимумы их соответственно отмечены на компоненте x на периоде $T_{3x} = 0,7$ с, на компоненте y на периоде $T_{3y} = 0,7$ с, на компоненте z на периоде $T_{3z} = 0,6$ с.

Все максимумы спектральных плотностей (спектров) узкие, резко выраженные, что указывает на то, что в записях присутствует, во всяком случае, несколько колебаний с указанным периодом. Необходимо отметить, что все основные пики на графиках спектраль-

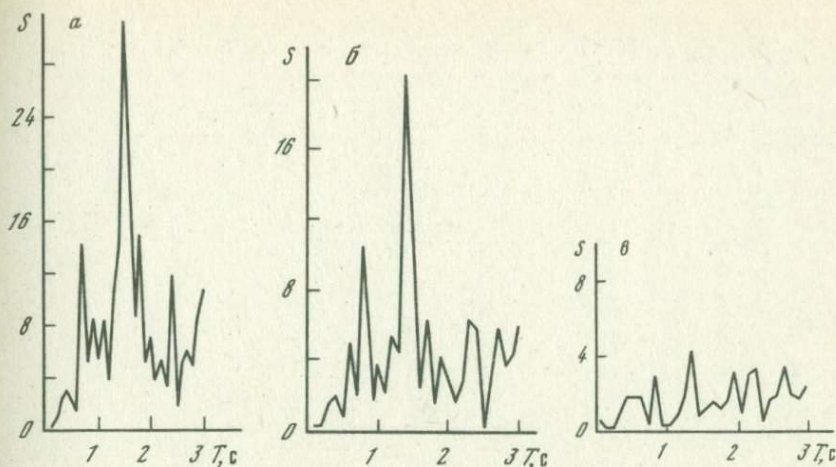


Рис. 2. Спектр смещения на грунте (ИСС-2 г. Кишинев)
 а - по оси x ; б - по оси y ; в - по оси z

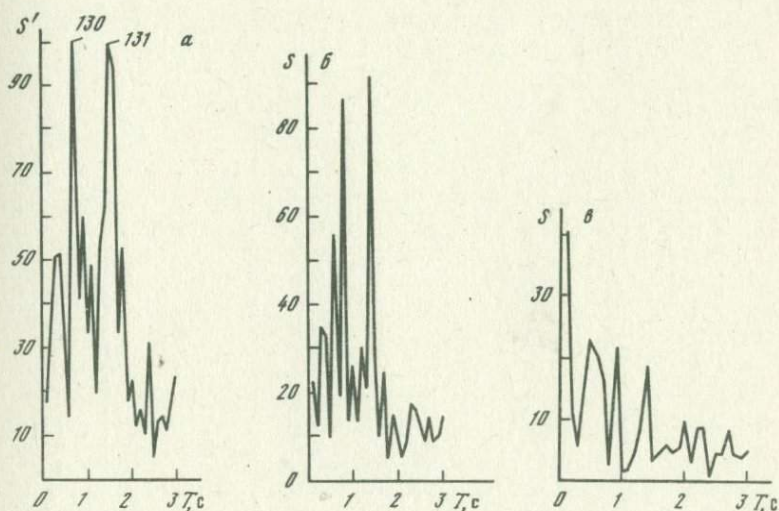


Рис. 3. Спектры скорости на грунте (ИСС-2 г. Кишинев)
 а - по оси x ; б - по оси y ; в - по оси z

ной плотности наблюдаются как в Кишиневе, так и в Кагуле, но в кишиневских записях они максимальны в области более высоких частот, а в кагульских, наоборот, высокие частоты "задавлены" и в них преобладают длиннопериодные колебания. Видимо, этот эффект следует отнести либо за счет разницы в изучении очага по разным направлениям, либо, что вероятнее, за счет различных грунтовых условий для Кишинева и Кагула.

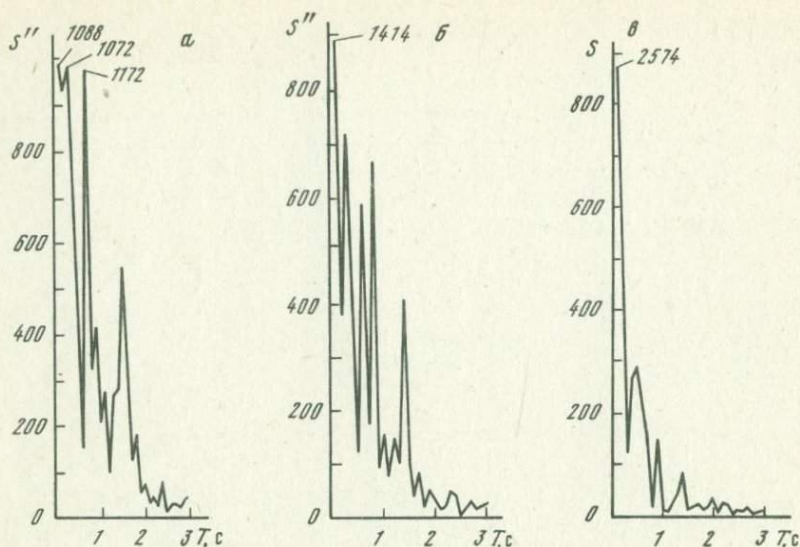


Рис. 4. Спектры ускорения на грунте (ИСС-2 г. Кишинев)
a - по оси *x*; *b* - по оси *y*; *v* - по оси *z*

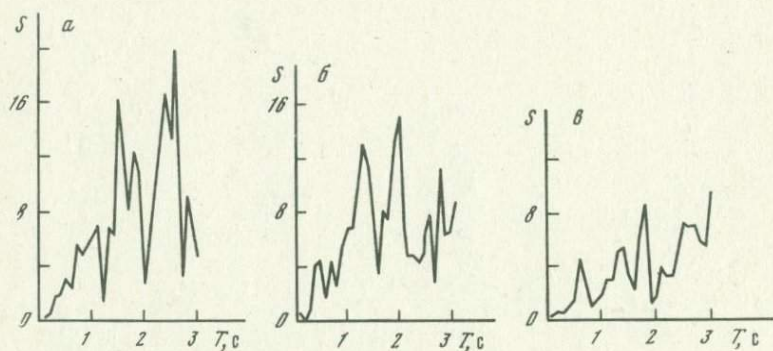


Рис. 5. Спектры смещения на грунте (ИСС г. Кагул)
a - по оси *x*; *б* - по оси *y*; *в* - по оси *z*

Кроме амплитудных спектров, по полученным сейсмограммам были также вычислены реакции стандартного маятника [2] с периодом $T = 0,25$ с и затуханием $\lambda = 0,5$. Полное отклонение такого маятника равно геометрической сумме отклонений по осям x и y , подсчитанной в один и тот же момент времени, т.е.

$$X_0 = \sqrt{X^2 + Y^2}.$$

Таким образом были вычислены наибольшие значения X_0 для Кишинева и для Кагула: для ИСС-2 г. Кишинева $X_0 = 2,82$ мм; для ИСС г. Кагула $X_0 = 3,52$ мм.

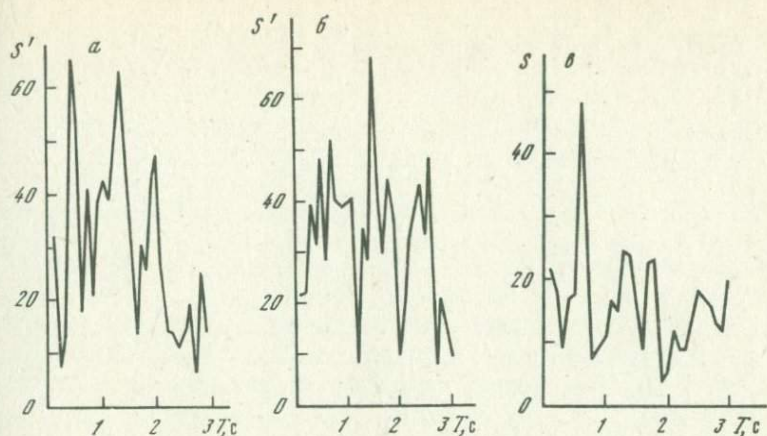


Рис. 6. Спектры скорости на грунте (ИСС г. Кагул)
 а - по оси x ; б - по оси y ; в - по оси z

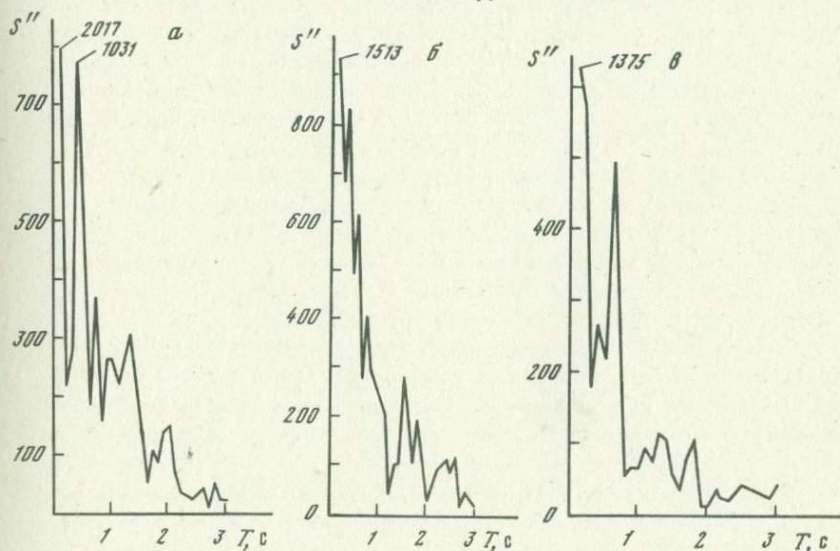


Рис. 7. Спектры ускорения на грунте (ИСС г. Кагул)
 а - по оси x ; б - по оси y ; в - по оси z

Согласно сейсмической шкале ИФЗ АН СССР, если $2,1 \text{ мм} < X < 4 \text{ мм}$, то интенсивность такого землетрясения оценивается в 7 баллов. Смещения маятника в Кишиневе ближе к нижней границе возможных в пределах 7 баллов смещений, а в Кагуле ближе к верхней границе, что в общем согласуется с макросейсмическими данными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Харкевич А.А. Спектры и анализ. М.: Гостехиздат, 1957. 273 с.
2. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Стройиздат, 1962. 284 с.

МНОГОМЕРНЫЙ СПЕКТР ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г.

Развитие сейсмологии и сейсморазведки неразрывно связано с появлением новых методов исследований, с расширением класса используемых волн. В свою очередь эти факторы выдвигают повышенные требования и к методам идентификации сейсмических волн. В этом плане в последнее время все больший упор делается на машинные способы обработки сейсмограмм с привлечением наряду с кинематическими и динамическими признаков волн, в частности их поляризации.

Известные алгоритмы поляризационной фильтрации не позволяли решать задачи интерпретации сейсмических волн комплексно, с учетом идентификации волн по их типам и последующим определением амплитудных, частотных и временных свойств волнового поля. Разработка цифрового анализатора сейсмических волн [1] позволила предложить комплексный подход к задаче интерпретации сейсмограмм.

Известно, что, соблюдая принцип регистрации (запись полного вектора смещения минимальным числом каналов), трехкомпонентная сейсмограмма не всегда удовлетворяет интерпретатора, с точки зрения которого было бы выгодно иметь каждую волну на отдельной трассе с указанием направления прихода и параметров поляризации

Принцип регистрации и принцип интерпретации могут быть оба удовлетворены, если трехкомпонентную сейсмограмму трансформировать в многомерный спектр $X(\nu, t, \alpha, \beta, \gamma, f)$, аргументами которого являются параметры волнового поля: тип волны ν , время вступления t , угол подхода α , азимут прихода β , степень линейности движения γ , частота f .

Алгоритм "Поляризационный анализатор", выполняющий подобное преобразование, основные свойства и некоторые вопросы методики его применения изложены в [1].

Сам по себе спектр $X(\nu, t, \alpha, \beta, \gamma, f)$, описывая структуру волнового поля, является лишь другим его представлением, отображением сейсмограмм $x(t)$; он не является каким-либо решением геолого-геофизической задачи, но служит универсальным исходным материалом для любой задачи, решаемой на основе волнового поля.

В самом деле, нет ни одной геолого-геофизической задачи, основанной на исследовании волновых полей, решение которой определялось бы оператором над трехкомпонентной сейсмограммой $\vec{x}(t)$. К примеру, задачи сейсмологии решаются алгоритмами, оперирующими отраженными или преломленными волнами определенного типа ν , и учитывают возможной обмен; задачи оценки параметров очага решаются на основе анализа последовательности волн разного типа ν

и спектрального f состава; задачи определения моделей геологической среды по поверхностным волнам предполагают оценку эллиптичности γ этих волн; задача сейсмостойкого строительства должна рассчитывать конструкции в зависимости от типа ν волн, направления α, β их прихода, частотного f состава и последовательности t вступления. Таким образом, любая задача нуждается в трансформированном волновом поле $X(\nu, t, \alpha, \beta, \gamma, f)$ и фактически решается на его основе всегда в той мере, в какой интерпретатор может осуществить эту трансформацию: визуально, просто наблюдая исходную сейсмограмму $\dot{x}(t)$, примитивными средствами получения спектра X , например, графическое определение типов волн, и, наконец, оптимальными методами анализа, доступными только на ЭВМ.

Отсутствие в прошлом вычислительных средств и понятия оптимальности при интерпретации экспериментальных измерений не позволяло пользоваться непосредственно трехкомпонентной сейсмограммой для получения ее многомерного спектра, аналогичного частотному спектру, при котором преобразование Фурье выполняют каждый раз, когда решается задача в терминах "частота", "период".

Для постановки любой задачи многомерный спектр X истолковывается просто как функция многих аргументов, а вычисление этой функции и тем более ее графические изображения следует представить как ее отдельные сечения: все аргументы, кроме одного (двух), выступают параметрами функции X . Проиллюстрируем преимущества вычисления многомерного спектра на примере анализа записей землетрясения 4. III 1977 г.

Землетрясение 4. III 1977 г. на территории Молдавской ССР было зарегистрировано двумя инженерно-сейсмометрическими станциями (ИСС), работающими в ждущем режиме. ИСС расположены в городах Кишиневе (центральная часть республики) и Кагуле (южная часть). Параметры регистрирующей аппаратуры приведены в [2], а полученные сейсмограммы даны в приложении к настоящему сборнику. Так как станции запускаются первым вступлением, начало землетрясения не регистрируется. Сопоставление сейсмограмм ИСС с сейсмограммой сейсмической ст. Кишинев, где имеется первое вступление, показывает, что пропущенный участок равняется приблизительно 2 с.

На рис. 1, *a, б* показаны поляризационные спектры участков сейсмограмм (участки между вступлениями продольных и поперечных волн) землетрясения 4. III, полученные вычислением функции X , аргументами которой были типы ν волн по признакам поляризации и время t их проявления.

На первой трассе (трасса волн типа продольных) поляризационного спектра сейсмограммы ст. Кагул наблюдается ряд вступлений: три вступления больших амплитуд и периодов, которые, очевидно, определили интенсивность данного землетрясения P_2, P_3, P_4 (см. рис. 1, *a*) и интерпретируются нами как рефрагированные в коре и мантии продольные волны, идущие из очага; последующие три корот-

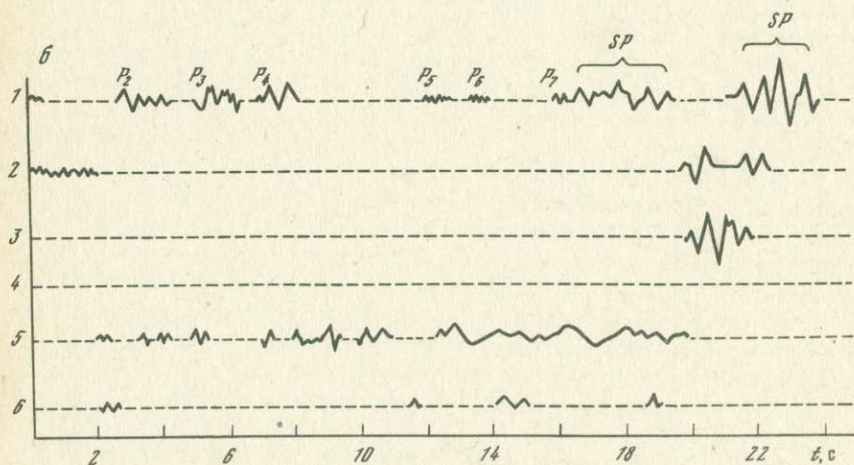
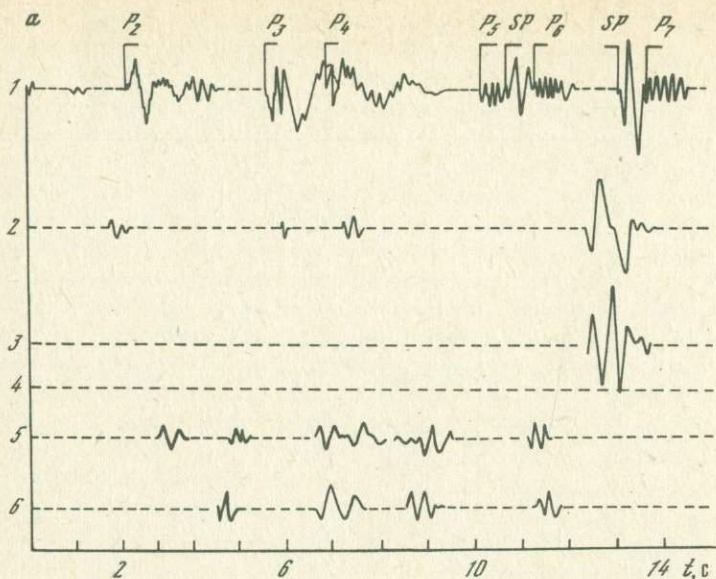


Рис. 1. Поляризационный спектр сейсмограммы, зарегистрированной ИСС Кагул (а) и Кишинев (б) (1-6 - номера трасс)

копериодных цуга P_5, P_6, P_7 (см. рис. 1,а) обладают сравнительно небольшими амплитудами. Отметим, что на данном этапе ставилась цель установить компонентный состав сейсмограмм, а не детальную поляризационную структуру, поэтому при вычислении поляризационного спектра управляющие параметры анализатора задавались так, чтобы вступления прослеживались по возможности полнее.

На второй трассе комплексного поляризационного спектра выделяются линейно поляризованные волны типа SV . Это обменные волны

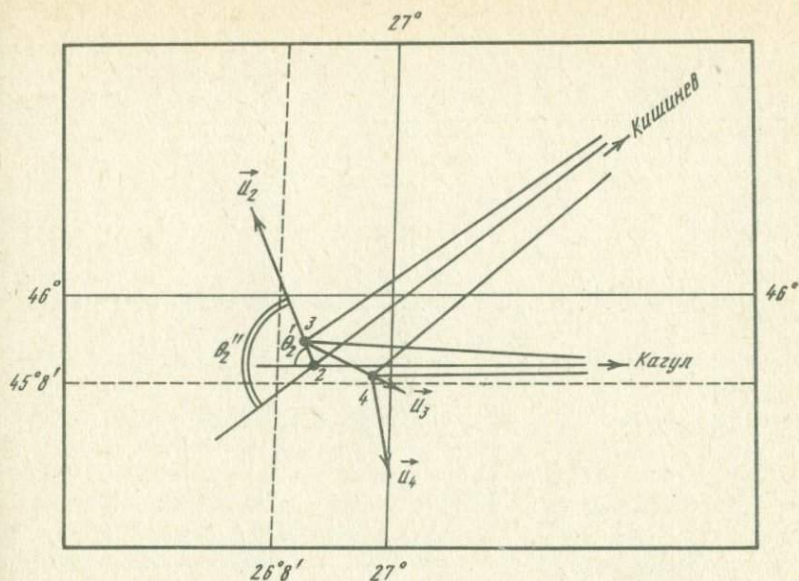


Рис. 2. Направления распространения второго \vec{U}_2 , третьего \vec{U}_3 , четвертого \vec{U}_4 разрывов

θ_2' , θ_2'' - углы между направлением и станциями Кагул и Кишинев

PS и компонента SV поперечной волны S . В данном случае в результате взаимодействия с повторными вступлениями продольных волн движение частиц почвы в обменных волнах проходит по сложным траекториям, которые в процессе счета аппроксимируются эллипсами и выделяются главным образом на пятой трассе поляризационного спектра - трассе эллиптически поляризованных волн типа SV . Намечается привлечение обменных волн для изучения строения среды в районах ИСС.

Структура волнового поля на ИСС Кишинев в целом аналогична рассмотренной для ст. Кагул. На первой трассе также наблюдаются шесть (P_2-P_7) (см. рис. 1, б) вступлений продольных волн, подтверждающих предположение о прерывистом характере излучения очагом энергии при землетрясении 4. III 1977 г. Факт дискретного излучения продольных волн наблюдался нами иранее при рассмотрении землетрясения другой очаговой зоны [1].

Поляризационный анализ записей ИСС, отличающихся хорошей разверткой регистрирующей аппаратуры (в Кагуле - 4 см/с, в Кишиневе - 1,6 см/с) позволяет сделать еще ряд замечаний. Первое вступление отсутствует. Последующие три вступления, как показали наблюдения, имеют различные направления прихода. Направление прихода в данном случае определялось посредством вычисления функции X при всевозможных значениях α, β и выделения тех углов α, β ,

Таблица 1

Сейсмическая станция	$\Delta t_{P_3-P_2},^c$	$\Delta t_{P_4-P_3},^c$	$\Delta t_{P_5-P_4},^c$	$\Delta t_{P_6-P_5},^c$	$\Delta t_{P_7-P_6},^c$
Кагул	3,2	1,175	3,325	0,875	2,25
Кишинев	2,5	2,0	2,25	1,4	2,65

которым соответствует максимальная энергия вступлений на первой трассе.

Азимуты прихода вступлений P_2, P_3, P_4 на обеих станциях показаны на рис. 2.

Вывод о пространственном распределении местоположений точек начала разрыва косвенно подтверждается наблюдениями за временами вступлений продольных волн на обеих станциях. Если за начало отсчета взять время 2-го вступления (первое отсутствует), то окажется, что временной интервал между двумя вступлениями в Кагуле не равен интервалу между теми же вступлениями в Кишиневе (табл. 1). Времена вступления определены с точностью до шага цифровки сейсмограмм, равного 0,025 с в Кагуле и 0,05 с в Кишиневе.

Очевидно, если бы относительное изменение эпицентрального расстояния при каждом следующем акте излучения волн очагом было бы одинаковым для обеих станций или же все вступления имели один и тот же источник, интервалы между двумя последовательными вступлениями для двух станций отличались бы не более чем на величину ошибки отсчета.

Локализация начал разрывов представляется важной для понимания механизма очага и, кроме того, позволяет провести следующие рассуждения. Из рис. 1, а, б видно, что знаки одноименных вступлений на станциях Кишинев и Кагул одинаковы, а знаки первых вступлений на одной станции различны. Данные о знаках первых вступлений используются как известно, для построения нодальных линий. Однако факт излучения продольных волн "порциями" в совокупности с пространственным распределением их источников не исключает в принципе ситуацию, когда некоторые станции будут регистрировать в первом вступлении не первую, а вторую волну. Для этого необходимо, чтобы время прохождения волнами участка между двумя очагами вступлений было бы меньше разницы абсолютных времен излучения этих вступлений. Игнорирование этого обстоятельства, особенно при совместной обработке записей нескольких станций, может привести к затруднениям в их интерпретации.

Помимо основных компонент волнового поля, проанализированных выше, в поляризационном спектре имеется ряд слабых вступлений поперечных волн, природа которых еще не выяснена до конца. Компоненты SH этих волн можно наблюдать на третьей и шестой

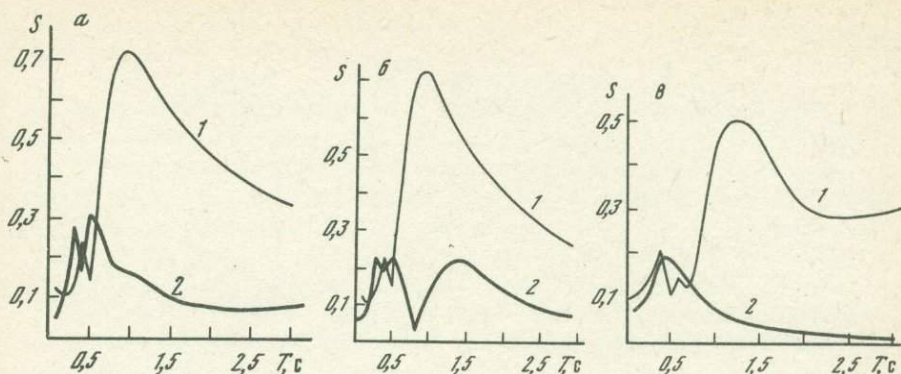
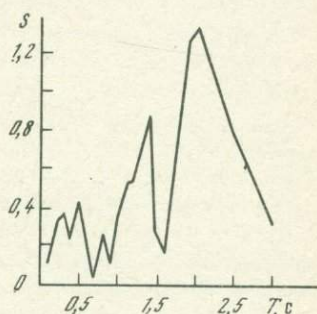


Рис. 3. Амплитудный спектр Фурье 2-го вступления продольных волн (а), 3-го вступления (б), 4-го вступления (в) 1 - на ст. Кагул; 2 - на ст. Кишинев

Рис. 4. Амплитудный спектр Фурье - обменных волн на сейсмической ст. Кишинев



трассах рис. 1, а, б (трассы линейно и эллиптически поляризованных волн типа SH). Обнаружить на сейсмограмме визуально столь слабые вступления поперечных волн, так же как и предшествующие им продольные волны, невозможно в силу ряда причин: небольшие амплитуды таких волн, наличие помех (поляризационный анализатор сравнительно помехоустойчив), небольшая развертка регистрирующей аппаратуры типовых сейсмических станций и др. Корреляция этих волн на обеих станциях показывает, что это не помехи. Скорее всего подобные слабые вступления поперечных волн свидетельствуют о том, что необратимый процесс реализации напряжений в очаге начался значительно раньше главного толчка (судя по первому слабому вступлению поперечной волны не позже 12-13 с). По-видимому, само землетрясение началось со слабых разрывов. Вследствие интерференции и слабой интенсивности азимуты вступления P_5 , P_6 , P_7 определяются неточно и локализация их источников проводится неуверенно. Фактически можно указать лишь предположительное направление дальнейшего распространения разрыва. Так, наблюдения за азимутами прихода цуга P_5 дают основание предположить, что от точки 4, разрыв распространялся на юг в направлении, указанном вектором \vec{U}_4 на рис. 2.

Поскольку сейсмические ст. Кагул и Кишинев расположены в близкой зоне (эпицентральное расстояние около 100 и 200 км

соответственно), представляется важным также изучение частотных спектров выделенных вступлений, полученных вычислением многомерного спектра X по параметру f .

Спектральный анализ выделенных вступлений продольных волн обнаруживает существенные отличия как в спектрах разных вступлений каждой станции, так и в спектрах однопорядковых вступлений на обеих станциях (рис. 3, $a-e$). Так, преобладающими периодами в спектрах продольных волн на сейсмической ст. Кагул являются для 2-го вступления $T_2 = 0,8$, для 3-го - $T_3 = 0,9$, для 4-го - $T_4 = 1,2$ с, в спектрах ст. Кишинев соответственно $T_2 = 0,5$, $T_3 = 1,4$, $T_4 = 0,4$ с.

Нами вычислен также и частотный спектр колебаний, выделенных на пятой трассе поляризационного спектра ст. Кишинев (до вступления поперечных волн). В этом спектре (рис. 4) отдельные максимумы совпадают с максимумами спектров P -волн для ст. Кишинев (рис. 3). Этот факт может рассматриваться как косвенное подтверждение того, что эти волны являются обменными, вызванными прохождением P -волн.

После определения спектрального состава первых вступлений продольных волн была предпринята попытка найти причину столь существенных различий в преобладающих периодах. Анализ показал, что ни геологическим строением среды, ни разностью эпицентральных расстояний удовлетворительно объяснить этот факт не удастся. Если же учесть, что в нашем случае очаг представляется группой разрывов, начала и предположительные направления распространения которых известны, то в таком случае очаг можно представить в виде излучателя сейсмических волн, движущегося в направлении распространения разрыва с конечной скоростью. В свою очередь это обязывает нас при рассмотрении частотного состава вступлений учитывать эффект Доплера, тем более что скорость распространения сейсмических волн и скорость разрыва - величины одного порядка. Действительно, если предположить, что разрыв, имея начало в точке 2 (см. рис. 2), распространяется в сторону точки 3 со скоростью U , а далее достигает точки 4, и обозначить через θ угол между вектором \vec{U} и линией, соединяющей сейсмическую станцию с очагом, то период T в точке регистрации будет

$$T = T_0 \left(1 + \frac{U}{V} \cos \theta \right), \quad (1)$$

где T_0 - преобладающий период излучения очага; U - скорость распространения разрыва в среде; V - средняя скорость распространения продольных волн до сейсмической станции.

Значение углов θ приведены в табл. 2, для простоты на рис. 3 нанесены углы θ только для вступлений P_2 .

Если обозначить преобладающие периоды 2-го - 4-го вступлений на сейсмической ст. Кагул через T_2', T_3', T_4' , а на сейсмической ст. Кишинев через T_2'', T_3'', T_4'' , написать для этих вступлений уравнения типа (1), то легко убедиться, что преобладающие периоды должны быть связаны соотношениями $T_2' > T_2'', T_3' < T_3'', T_4' < T_4''$,

Таблица 2

Направление распространения разрыва	Угол θ (в град), по отношению к ИСС Кагул	Угол θ по отношению к ИСС Кишинев
2 \rightarrow 3	70	108
3 \rightarrow 4	202	241
4 \rightarrow 5	240	302

что и наблюдается на самом деле. Из уравнения (1) можно также получить формулу для оценки величины скорости распространения разрыва в среде

$$K = \frac{U}{V} = \frac{T' - T''}{T'' \cos \theta' - T' \cos \theta''} \quad (2)$$

Подставляя в (2) значения наблюдаемых периодов, получим значения $K_2 = 0,71$, $K_3 = 0,58$, $K_4 = 0,19$. Если принять $V = 7$ км/с, то получим следующие оценки для скорости распространения разрыва в среде $U_2 = 4,9$, $U_3 = 4,1$ и $U_4 = 3,4$ км/ч, т.е. скорость вспарывания пород убывает с глубиной. Сдвиг максимума спектра во вступлениях продольных волн отмечался нами и ранее [1], но причина явления не была ясна.

Что касается короткопериодных колебаний, которые наблюдаются в начале и в конце вступлений, то, по-видимому, они соответствуют случайным колебаниям, предваряющим или сопровождающим основной разлом, форштокам и афтершокам главного разрыва [3,4].

Нами вычислены также спектры поперечных волн землетрясения 4. III 1977 г. традиционным способом [2] (по компонентам регистрации), а также спектры поляризационных компонент SV и SH , образующих поперечную волну.

Разложение поперечной волны на компоненты SV и SH поляризационным анализатором показано на рис. 5, а, б, откуда видно, что соотношение этих компонент различно в разных направлениях от очага.

Практика показывает, что поляризация поперечной волны сильно зависит от характера сил в источнике. Если в нем преобладают силы горизонтальной направленности (горизонтальное сжатие, действующее вкост Карпатской дуги), то в направлении, перпендикулярном действию этих сил (в направлении очаг - Кишинев), будет излучаться преимущественно компонента SH , что и наблюдается на рис. 5, а, б.

Анализ спектров Фурье компонент регистрации [2] не позволяет объяснить в деталях их отличия. Физически более ясная картина будет получена, если рассмотреть не спектры x , y , z -компонент, а спектры поляризационных компонент, имеющих физические аналоги.

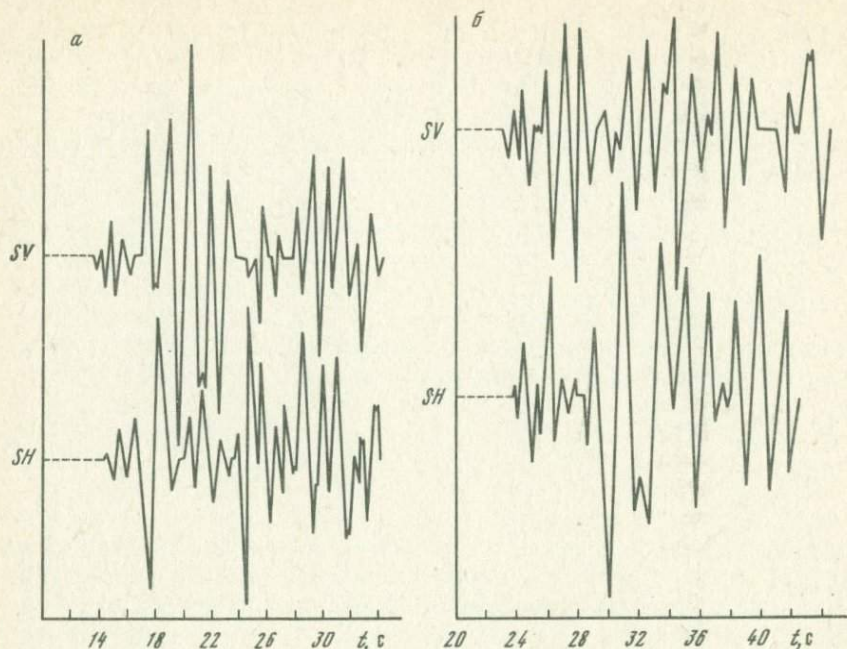


Рис. 5. Поляризационный спектр поперечной волны землетрясения 4. III 1977 г.

a — на ст. Кагул; *б* — на ст. Кишинев

Действительно, компоненты x , y , z , будучи ориентированы по странам света или по осям зданий, оказываются случайным образом ориентированными по отношению к очагу, в силу чего сопоставление спектров двух или нескольких станций часто затруднительно. Преобразование исходной сейсмограммы в многокомпонентную по типу волн снимает эту трудность и дает возможность рассматривать полные векторы различных сейсмических волн, а не их проекции. Спектры поперечных волн SV , SH , построенных в системе, предложенной М.Д. Трифунаком, показаны на рис. 6, *a*, *б*. Следует отметить хорошее согласие спектров SV обеих станций, откуда следует, что компонентный состав поперечной волны в Кагуле близок к составу этой же волны в Кишиневе, однако в Кагуле преобладают сравнительно более длинные (2–2,7 с) периоды, чем в Кишиневе (1,5–1,7 с).

Наблюдать эффект Доплера в поперечных волнах не представляется возможным, так как периоды вступлений сопоставимы с интервалами времени между ними, вследствие чего разделить их не удастся.

Проведенный выше анализ показывает, что процесс интерпретации сейсмических записей существенно облегчается, если в качестве исходного материала берется не трехкомпонентная сейсмограмма, а многомерный спектр. Это также дает возможность выявить тонкие

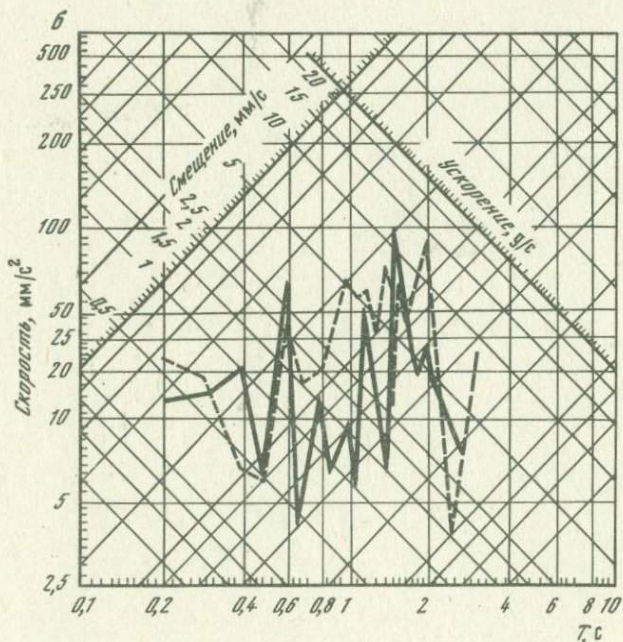
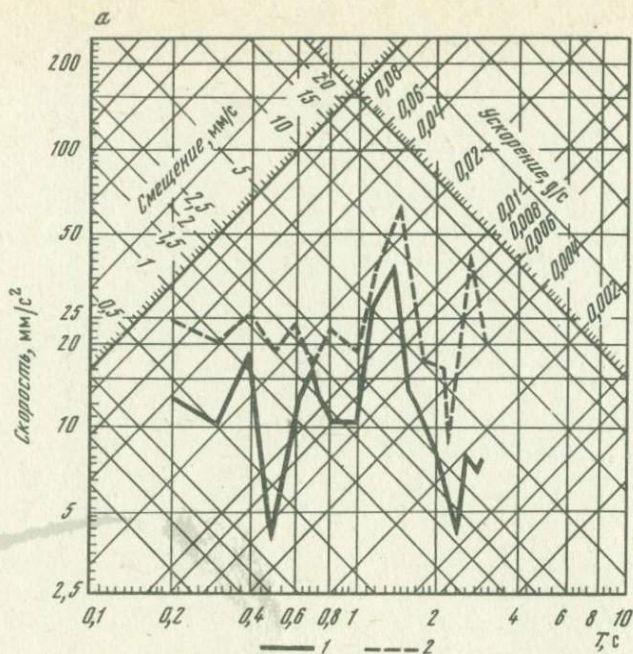


Рис. 6. Амплитудные спектры Фурье компонент $SV(a)$ и компонент $SH(b)$

1 - на ст. Кишинев; 2 - на ст. Кагул

эффекты, обнаружение которых традиционными методами затруднительно, а результаты приобретают большую наглядность и физическое обоснование.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алказ В.Г., Онофраш Н.И. Поляризационный анализ сейсмических волн. Кишинев: Штиинца, 1977. 175 с.
2. Алказ В.Г., Анчаров Р.Ф., Гинсарь В.Н., Роман А.А. Результаты спектрального анализа записей землетрясения 4.III 1977 г., полученных на ИСС г.Кишинева и г.Кагула. - Наст. сборник, с. 217
3. Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения. - В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1971, вып. 14, с. 50-77.
4. Раутиан Т.Г. Роль очага и среды в формировании сейсмических колебаний при местных землетрясениях. - В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 27-54.

Э. Я. БАРАШКОВА, А. Б. ЕВСЕЕВ, И. С. ПОДЫМОВА,
Н. А. СИМОНОВА

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г. ПО ЗАПИСЯМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ КИШИНЕВ

Сейсмическая ст. Кишинев организована в 1949 г. после разрушительного Ашхабадского землетрясения 1948 г. как телесеismicкая с комплектом приборов общего типа Кирноса с увеличением до 1500. Большой уровень высокочастотных помех не позволяет использовать приборы с большим увеличением.

С 1959 г. сейсмическая станция располагается в одноэтажном здании, построенном по типовому проекту из местного котельца на бетонном фундаменте. Подпочва – суглинок, глина с прослойками кварцевого песка; кристаллическое основание на глубине приблизительно 150 м.

К моменту землетрясения 4.III 1977 г. сейсмическая ст. Кишинев была укомплектована следующей аппаратурой:

1. Широкополосными сейсмоприемниками системы Д.П.Кирноса SGK и СВК с гальванометрами ГК-УП с каналом пониженной чувствительности с постоянной регистрацией. Развертка 30 мм/мин.

2. Длиннопериодным сейсмоприемником СВКД с гальванометром SPG. Развертка 15 мм/мин.

3. Короткопериодным сейсмоприемником СВКМ-3 с осциллографом НО02. Развертка 60 мм/мин.

4. Сейсмографами с механической регистрацией системы Д.П.Кирноса СМТР. Развертка 60 мм/мин.

5. Установкой для регистрации землетрясений большой силы УАРТ в ждущем режиме.

6. Сейсмометром балльности системы С.В.Медведева СБМ.

7. Многомаятниковым сейсмометром системы А.Г.Назарова АИС-Зм.

Амплитудно-частотные и фазовые характеристики приборов даны на рис. 1.

Со дня существования сейсмической ст. Кишинев регистрируется в среднем по 20 земле-

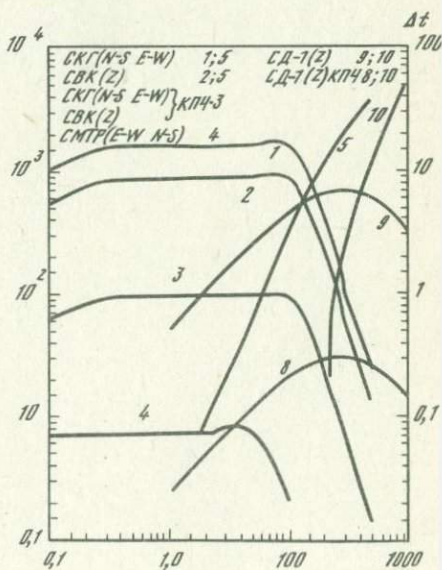


Рис. 1. Амплитудно-частотные и фазовые характеристики приборов

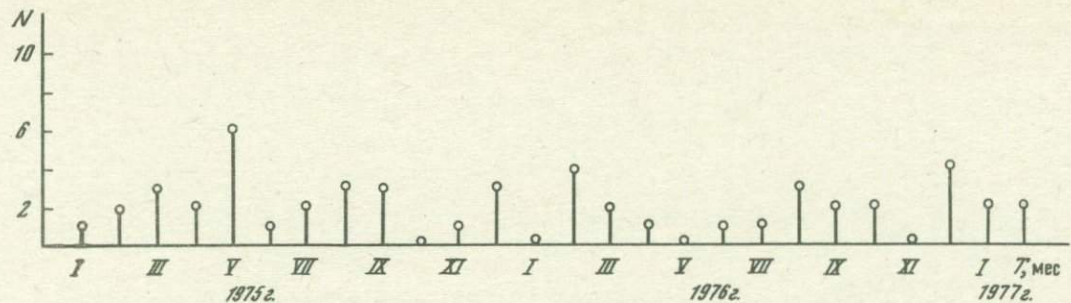


Рис. 2. График ежемесячного числа землетрясений за 1975–1976 гг.

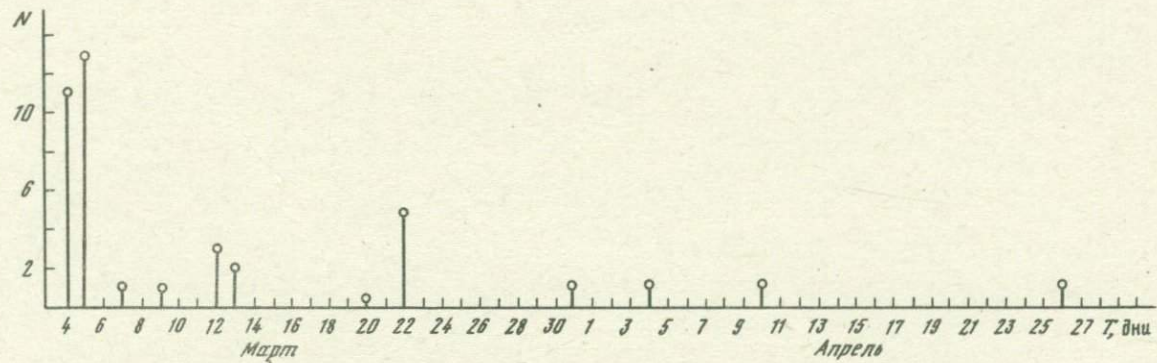


Рис. 3. График спада сейсмического процесса после землетрясения 4. III 1977 г.

трясений в год из сейсмоактивного района Вранча, начиная с 8-9 класса. Из них от одного до трех землетрясений 13-14 класса ощущаются в Кишиневе силой 3-4 балла.

Для иллюстрации хода сейсмического процесса был построен график ежемесячного числа землетрясений независимо от их величины из области Вранча по наблюдениям сейсмической ст. Кишинев (рис. 2). Среднее ежемесячное число землетрясений, подсчитанное за двенадцатилетний период наблюдений, оказалось равным $1,7 \pm 0,7$, где 0,7 - средняя квадратическая ошибка. Из рис. 2 не наблюдается никакой форшоковой деятельности перед сильным землетрясением. Афтершоки также были немногочисленны и фактически к началу апреля число их уменьшилось до нормального фона.

Список афтершоков приведен в табл. 1, а график спада - на рис. 3.

После разрушительного землетрясения 10. XI 1940 г. землетрясение 4. III 1977 г. - первое очень сильное землетрясение, зарегистрированное станцией. Подробно остановимся на анализе записи землетрясения.

Приборы СК отчетливо записали первое вступление, по ним рассчитан азимут на эпицентр. Далее запись вышла за пределы сейсмограммы. Рамка гальванометра NS развернулась на 90° и заклинилась в трубке.

В комплекте КПЧ заклинило гальванометр EW. Но это освободило нижнюю часть записи вертикальной составляющей от наложений колебаний составляющей EW, что позволило рассчитать смещение SV и по нему M_{SV} . По записи (уже прямой линии EW составляющей) отчетливо виден сбой марок времени, свидетельствующий о том, что барабан регистрира подбрасывался во время землетрясения по вертикали и был сдвинут по горизонтали.

Такая же картина наблюдалась с приборами СМТР, которыми отчетливо записано первое вступление и следующее за ним через 4 с более сильное второе вступление. Далее барабаны подпрыгивали так сильно, что подмяли под себя перья, вначале на приборе EW, несколько позже - на NS. Максимальное смещение почвы, снятое с полученной записи прибора NS, $A \approx 6000$, позволило приблизительно оценить магнитуду землетрясения $M_{SM} = 7,3$.

Чтобы избежать в дальнейшем подпрыгивания барабанов, сотрудниками станции были сделаны к регистрирам СМТР запирающие пластины, которые не позволяли осям регистров двигаться в вертикальном направлении. На СВКМ-3 запись с первого же вступления была зашкалена. Так как развертка записи на нем 60 мм/мин, отсюда было снято время первого вступления и примерно оценена частота колебания ($T = 0,2 \pm 0,4$ с в фазе P и $T = 0,4 \pm 0,6$ с в фазе S).

Прибором СД1 записаны первые два вступления, затем вышел из строя гальванометр.

УАРТ не сработал. При проверке оказалось, что пусковой механизм был установлен на более сильное землетрясение.

Первое предварительное сообщение о землетрясении было дано по телетайпу в ЦСО Обнинск сразу же после прекращения ощутимых

Таблица 1

Афгершоки землетрясения 4. III 1977 г.

№ п/п	Время ч мин	M_{SM}	K	I
		4. III		
1	19 42	<3	8-9	
2	19 43	<3	8-9	
3	19 51	3,7	11	
4	20 29	<3	8-9	
5	20 30	<3	8-9	
6	21 18	<3	8-9	
7	22 22	<3	8-9	
8	22 47	3,3	1 0	
9	22 55	<3	8-9	
10	23 17	<3	8-9	
11	23 58	<3	8-9	
		5. III		
12	00 01	4,3	12	2-3
13	00 09	3,5	10	
14	00 14	<3	8-9	
15	00 16	<3	8-9	
16	00 47	<3	8-9	
17	01 05	<3	8-9	
18	02 35	3,4	10,0	
19	03 02	<3	8-9	
20	05 50	<3	8-9	
21	10 15	3,7	10	
22	10 38	<3	8-9	
		6. III		
23	12 09	<3	8-9	
24	19 38	3,2	10	
		7. III		
25	21 33	3,5	10	
		9. III		
26	10 37	3,8	11	
		12. III		
27	13 27	4,0	11	
28	18 02	4,1	11	
29	22 04	3	9	
		13. III		
30	02 30	<3	8-9	
31	18 48	3,4	10	

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Время ч мин	M_{SM}	K	I
		22. III		
32	02 22	<3	8-9	
33	03 24	3,4	10	
34	03 52	<3	8-9	
35	03 55	<3	8-9	
		31. III		
36	20 58	<3	8-9	

Примечание. Магнитуда землетрясений рассчитывалась с учетом поправок для Кишинева [1], класс землетрясений определялся по формуле $K = 4 \pm 1,8 M$.

толчков: "Только что в Кишиневе произошло очень сильное землетрясение $I = 6\frac{1}{2}$ баллов". После смены сейсмограмм была дана сводка по инструментальным данным.

Оперативно были устранены неполадки в аппаратуре, вызванные землетрясением, перекопчены и сменены стекла в СБМ и АИС-ЗМ, налажена связь по телефону с райцентрами Молдавии.

Сведения по макросейсмике сообщались дополнительно по мере их поступления.

Обработка записей землетрясения была проведена по всем приборам. Были привлечены и записи землетрясения приборами С5С инженерно-сейсмометрической станции.

Результат интерпретации сведен в табл. 2.

На записи, полученной с сейсмометра СБМ, величина наибольшей двойной амплитуды равна 16 мм. Введя коэффициент увеличения прибора $K = 1,1$, получили истинное смещение почвы $x_0 = x/K = 7,2$ мм. Контроль параметров прибора после землетрясения показал, что они находятся в соответствии с паспортными данными ($T = 0,25$ с, $D_S = 0,080$). Согласно сейсмической шкале ГОСТ-6249-52 интенсивность землетрясения в точке сейсмической станции 7-8 баллов. Впервые были получены разрешимые записи с приборов АИС-ЗМ. По этим записям рассчитаны приведенные сейсмические ускорения a , скорости v и смещения x . Результаты расчета помещены в табл. 3.

Максимальное полученное ускорение оказалось равным 896 см/с² для маятника с периодом $T = 0,2$ с. Это значение является завышенным. После землетрясения нами были проведены контрольные определения периодов и затуханий маятников АИС-ЗМ. Они показали, что периоды находятся в соответствии с паспортными данными,

Таблица 2

Результаты интерпретации амплитудных данных

Название	Время ч мин с	Тип прибора и составляющая	T, с
<i>iP</i>	19 22 25	СКМ-3 (Z)	0,2-0,4
<i>iP</i>		СК (NEZ)	
<i>i</i>	19 22 29	СМТР (NE), СД1 (Z)	1,2
<i>iS</i>	19 22 50	С5С	1,4
<i>S</i> _{max}		СККП4 (Z)	
		СКМ-3 (Z)	0,4-0,6
		СМТР (N)	
		СБМ	0,25

а логарифмический декремент затухания оказался заниженным для маятников с периодами $T = 0,1 \div 0,3$ с в 2 раза, для маятников с $T = 0,4 \div 0,6$ с на 30%, а для маятников с $T = 0,8 \div 1$ с не изменился. Таким образом, к записям маятников с малыми периодами следует относиться с меньшим доверием. С аналогичной проблемой столкнулись армянские ученые при исследовании Зангезурского землетрясения 9.VI 1968 г. [2]. Искусственное завышение полученных результатов в [2] было отнесено за счет недостаточно хорошей конструкции демпфирующего устройства маятников прибора АИС-3М. В связи с этим для установления истинных значений определяемых величин в [2] были предложены поправочные коэффициенты, учитывающие сильное искусственное нарастание приведенных сейсмических ускорений с увеличением действующей силы. Оказалось, что уже с интенсивности 5-6 баллов происходит нарастание колебаний в среднем на 20%, при 6 баллах - до 40%, при 6-7 баллах - до 60%, при 7 баллах - в 2 раза, при 8 баллах - в 3 раза.

На основании данных табл. 3 построены спектральные кривые приведенных ускорений τ , скоростей v и смещений x (рис. 5, 5). Из рассмотрения спектральных кривых видно, что кривая τ имеет резко выраженный максимум при $T = 0,2$ с. Кривая V также имеет максимум при $T = 0,2$ с. Вид кривой x аналогичен v , максимум в точке $T = 0,25$ с.

По спектрам реакции x была оценена интенсивность землетрясения 4.III в Кишиневе. Для этого полученные значения сравнивались со шкалой для определения интенсивности землетрясения с помощью маятниковых сейсмометров типа ИГИС-1, взятой из [3]. При этом в силу изложенных выше причин использовались только показания маятников с $T = 0,4-1,0$ с. Сравнение полученных вели-

A _μ			M	I, балл	Прочие параметры
N-S	E-W	Z			
+4,8 85	+5,3 130	+10			Азимут 227,5° S-P = 25 с
5400		750	7,2 7,2		Δ = 200 км 0:19 21 52 h = 120 км ε̄ = 55°
~6000	7200		7,3	7-8	

чин и табличных значений приводит к балльности, равной 7-8. Соответствующие значения пригедены в табл. 4.

Расчет средней балльности по Кишиневу был сделан по формуле Н.В.Шебалина [4]

$$I_{cp} = bM - \nu l g \sqrt{\Delta^2 + h^2} + c,$$

где численные коэффициенты имеют следующие значения: $b = 1,8$, $\nu = 8$, $c = 13,2$ [5], следовательно $I_{cp} = 7$.

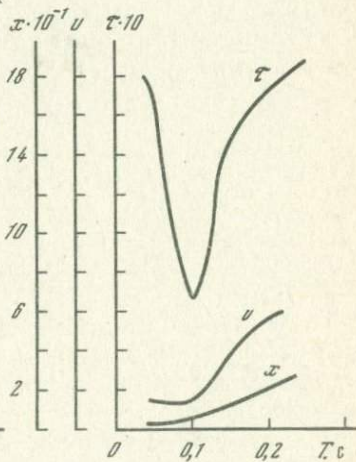
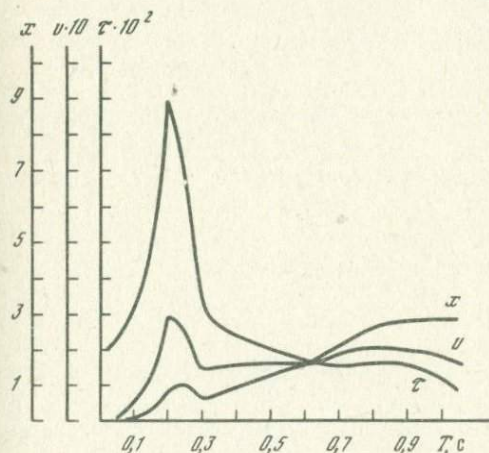


Рис. 4. Спектральные кривые приведенных сейсмических ускорений, скоростей, смещений (вертикальные маятники)

Рис. 5. Спектральные кривые приведенных сейсмических ускорений, скоростей и смещений (горизонтальные маятники)

Таблица 3

Результаты обработки записей приборов АИС-3М

T, c	K	$r, cm/c^2$	$v, cm/c$	x, mm
Вертикальные маятники				
1	27	110,7	17,6	28,07
0,8	38	161,5	20,1	25,5
0,6	75	155,5	14,87	14,2
0,4	107	235,4	14,99	9,55
0,3	146	277,4	13,25	6,33
0,25	391	625,6	24,9	9,9
0,2	512	896	28,5	9,1
0,15	780	507	12,1	2,89
0,1	1379	289,6	4,6	0,734
0,05	4567	228,35	1,82	0,0145
Горизонтальные маятники				
0,05	6300	170,1	3,35	0,0108
0,1	1650	66	1,05	0,0167
0,15	1080	148,5	3,56	0,08
0,2	570	171	0,54	0,17

Таблица 4

Оценка интенсивности землетрясения 4. III 1977 г. по спектрам реакции

T, c	Табличные значения x (в мм) при различной интенсивности			Полученное значение x, mm	I
	6	7	8		
0,4	2,0-4,0	4,0-8,0	8,0-16,0	9,55	8
0,6	4,0-8,0	8,0-16,0	16-32	14,2	7
0,8	6,4-12,8	12,8-25,6	25,6-51,2	25,5	7
1,0	8,4-16,8	16,8-33,6	33,6-67,2	28,07	7

Макросейсмическому обследованию в настоящем сборнике отведено особое место.

Мы приводим макросейсмические наблюдения для полноты оценки интенсивности землетрясения в районе сейсмической станции.

При описании мы руководствовались рекомендациями Н.В.Шебалина [4].

Здание станции относится к типу A_2 . Внутри здания землетрясение ощущалось как постепенно нарастающие колебания, доходящие

до сильных сотрясений. С потолков в виде чешуек осыпалась штукатурка, кое-где появились тонкие трещины, с крыши упали небольшие куски шифера (степень повреждения $d = 1$). Открылись дверцы шкафов, с полок упало несколько книг, со шкафа упал и разбился цветочный вазон, на тумбе сдвинулся на 4 см телевизор (степень реакции предметов $d_{II} = 3$). Люди в беспокойстве вышли на улицу. Максимальные колебания ощущали уже на улице. Хорошо знакомая ровная дорога казалась ухабистой, хотелось зацепиться за что-то устойчивое. Колебания сопровождалось свечением неба и сильным подземным гулом. Колебания длились 40-50 с (степень реакции людей $d_{л} = 3$).

По совокупности макросейсмических признаков землетрясение в районе станции ощущалось как 7-балльное.

ЛИТЕРАТУРА

1. Евсеева К.Г. Определение магнитуд землетрясений карпатской зоны по сейсмограммам сейсмической станции "Кишинев". - В кн.: Новые данные по сейсмологии Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1967, с. 3-16.
2. Карапетян Б.К., Карапетян Н.К., Мхитарян Л.А. Инструментальное исследование сейсмического воздействия при последующих толчках Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 г. - В кн.: Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 175-205.
3. Дарбинян С.С. Количественная оценка интенсивности и воздействия сильных землетрясений: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1977. 16 с.
4. Шебалин Н.В. Об оценке сейсмической интенсивности. - В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 87-109.
5. Drumea A.V., Reisner G.I., Shebalin N.V. et al. Maps of seismic origin zones and maps of maximum expected intensity, Balkan Region; procedure of compiling. UNESCO, 1975.

В. С. САЯНОВ, А. И. СКОВИТИН,
Ф. М. БОГУСЛАВСКИЙ

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ г.КАГУЛА

Анализ материалов детального макросейсмического обследования территорий городов МССР, подвергшихся 4. III 1977 г. сотрясениям интенсивностью 6–8 баллов, исключительно важен для апробации применявшихся методов сейсмического микрорайонирования, поскольку "сравнение с поверхностным распределением эффекта реального землетрясения является, по существу, единственным надежным мерилем пригодности количественных методов микрорайонирования" [1, с. 41].

При этом для корректного сопоставления приращений балльности, вычисленных по данным инструментального микрорайонирования, с определенными по материалам макросейсмического обследования необходимо сейсмическую интенсивность землетрясения оценивать не по совокупности разнообразных признаков, а по одному, наиболее надежному, объективному показателю, обладающему наибольшей информативностью. Как известно [1], для указанной выше интенсивности таким показателем является степень повреждения зданий, определяемая по шкале MSK-64 в результате макросейсмического обследования. Поскольку здания в этом случае выполняют роль некоторого "эталона", тип здания, принятый за "эталон", должен быть достаточно распространен по всему городу (для обеспечения возможности применения статистики); здания в пределах данного типа должны быть достаточно однообразными по конструкции, строительному материалу, этажности, степени износа и т.д.

Макросейсмические материалы по г. Кагулу были собраны А.А.Романом, В.С.Саяновым и В.Г.Секриеру с привлечением студентов местных учебных заведений.

Территория города обследовалась поквартально, как это впервые было предложено и осуществлено С.В.Медведевым [2].

В центральной, наиболее застроенной части города с квадратными в плане кварталами обследовались только угловые и средние здания. В районах довоенной планировки кварталы короткие, поэтому обследования здесь проводились через 2–3 здания. На окраинах города, особенно в его южной части, по возможности обследовалось каждое здание, поскольку расстояния между ними были довольно значительными.

Всего по городу было обследовано более 1200 зданий, которые в соответствии со шкалой MSK-64 были классифицированы по типам А, Б и В.

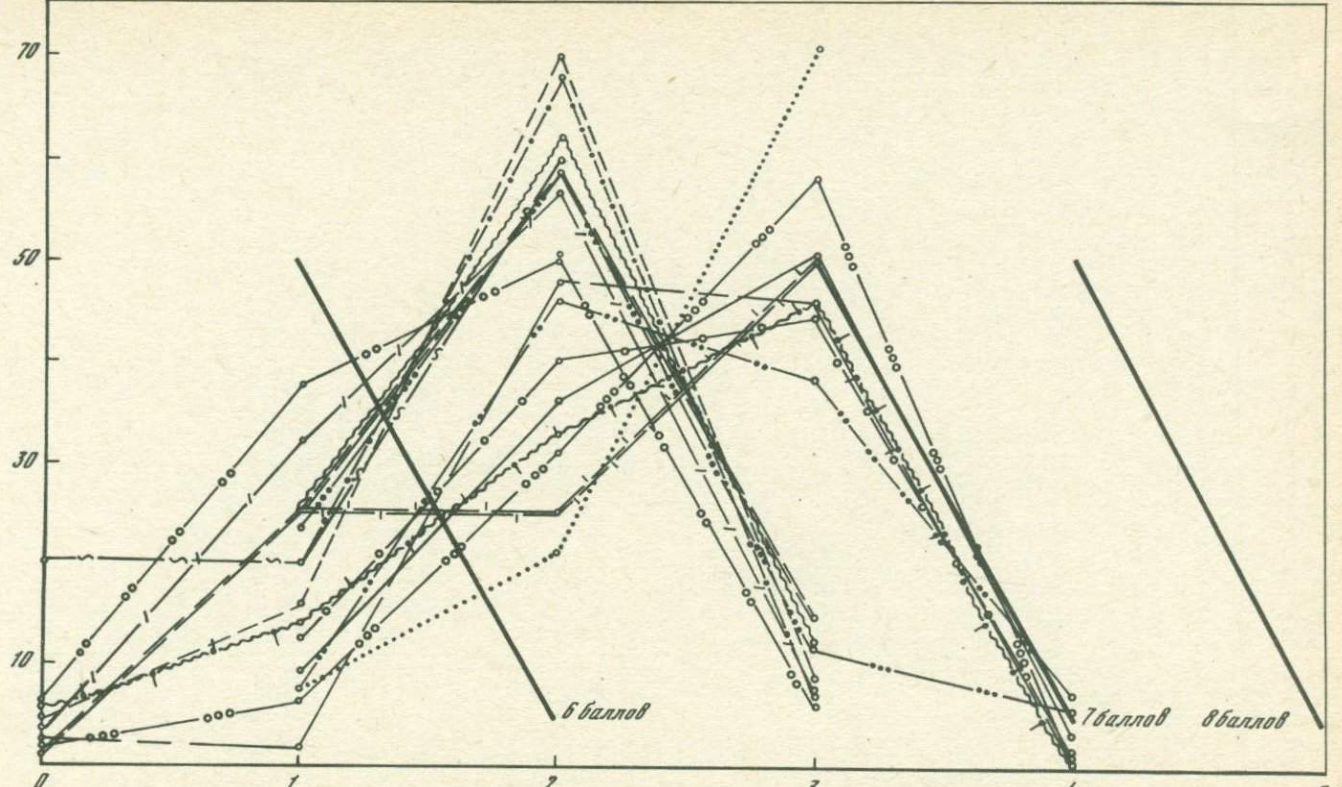
Основную массу зданий типа А представляют саманные одноэтажные дома, сложенные на глинистом растворе, с фундаментами из

Таблица 1

Инженерно-геологическая характеристика зон осреднения

Геоморфологический элемент	Петрографический тип поверхностных отложений		Индексы зон, время постройки здания, дополнительные сведения о зонах		
			Преобладание довоенных построек	Послевоенные постройки	Довоенные и послевоенные постройки на склонах долин в пределах II террасы
Пойма р. Прут и днища ручьев	Современный аллювий - илы, супеси, суглинки, пески, глины. Вода на глубине 0-4,0 м		С	-	-
Вторая надпойменная терраса р. Прут	Поверхностные отложения представлены двумя слоями. Нижний - состоит из аллювиальных илессовидных супесей и суглинков, песков и гравийно-галечниковых отложений и имеет повсеместное распространение. Верхний - сложен аллювиальными лёссовидными просадочными суглинками и супесями. Вода на глубине 10-20 м. В зависимости от литологии и мощности просадочной толщи выделены зоны осреднения	Преобладают просадочные (II типа) супеси мощностью более 10 м	A ₀ , Ж ₂ , М	Ж ₁	A ₂
		Преобладают просадочные (I типа) супеси мощностью 5-10 м	B ₀ , B ₁ , Л	-	B ₂ , Т
		Преобладают просадочные (I типа) суглинки мощностью 5-10 м	Г ₀ , Г ₂ , И	Г ₁	B ₁ , B ₂ , E
		Преобладают суглинки просадочные (II типа) мощностью более 10 м	К	-	-
Эрозионные склоны с поверхностями выравнивания	Поверхностные отложения представлены лёссовидными элювиально-делювиальными суглинками и супесями. Вода на глубине 7,5-17 м	Переслаивание просадочных (I типа) лёссовидных суглинков и супесей мощностью около 10 м	Н ₅	Н	-
		Лёссовидные просадочные (II типа) супеси и суглинки мощностью 5-10 м	Д ₂	Д, Д ₁	-

$(\sigma_d/N) \cdot 100\%$



бутового камня как на цементном, так и на глинистом растворах. Характерные повреждения этих зданий — наклонные трещины, отрыв наружных стен от внутренних и разрушение кирпичных печных труб. Общее количество обследованных зданий этого типа составляет около 800.

К типу *B* отнесены: одноэтажные кирпичные и котельцовые дома; многоэтажные котельцовые, крупноблочные и панельные здания; "финские" дома и дома местной конструкции типа "чамур". Строительство "чамура" ведется заполнением деревянной опалубки глинистой или цементной смесью низких марок. Снаружи стены многих таких домов обиты металлической сеткой и оштукатурены цементом.

Зданий типа *B* в г. Кагуле очень незначительное количество, поэтому здесь они не рассматриваются.

Переходя к интерпретации полученного материала, отметим, что территория г. Кагула невелика, в любом направлении ее поперечник составляет 0,1 среднего эпицентрального расстояния, поэтому изменением теоретической интенсивности по городу можно пренебречь [1]. Таким образом, все разнообразие в проявлении сейсмического эффекта землетрясения 4. III 1977 г. для данного типа зданий можно объяснить местными инженерно-геологическими условиями и различием в степени износа зданий перед землетрясением.

Типы зданий и соответствующие им степени повреждения были нанесены на крупномасштабную инженерно-геологическую карту города. В связи с тем что при использовании действующей сейсмической шкалы и в новом ее проекте [3] заложена тенденция к получению статистических оценок макросейсмических явлений, распределение зданий по степени повреждения и расчет средней степени повреждения [4] проводились по площадкам осреднения. Размеры и контуры площадок определялись инженерно-геологической однородностью участков. В тех случаях, когда на площадке осреднения наблюдались "острова" с пониженными или повышенными степенями повреждений, они выделялись в отдельные подучастки. В дальнейшем для краткости все площадки осреднения названы зонами и обозначены индексами от A_0 до T .

Инженерно-геологическая характеристика зон осреднения и сведения о времени постройки зданий в зонах приведены в табл. 1.

Относительные распределения числа зданий типа *A* по степени повреждений в различных зонах показаны на рис. 1.

Сопоставляя данные табл. 1 и рис. 1, можно отметить, что формы "спектров" распределений повреждений зданий типа *A* в близких инженерно-геологических условиях близки между собой, например в

Рис. 1. Относительные распределения зданий типа *A* по степени повреждения в зонах

N — общее число обследованных зданий в зоне; n_d — число зданий, получивших повреждение степени d , $A_0 \dots L$ — индексы зон; 6, 7, 8 баллов — интенсивность по шкале MSK-64

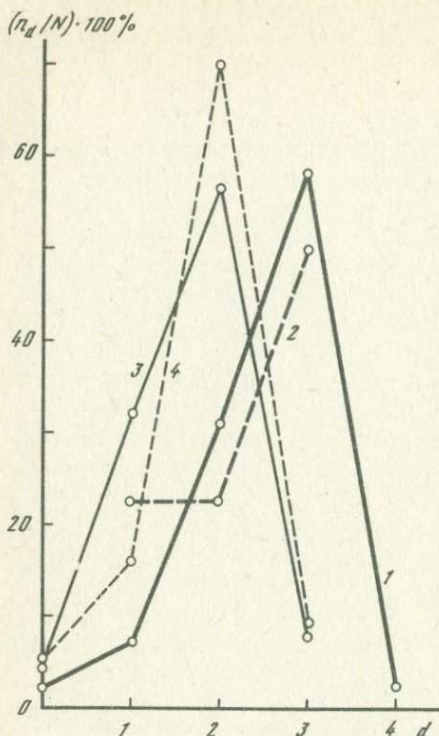


Рис. 2. Относительные распределения по степени повреждения зданий типа А довоенной и послевоенной постройки

1 и 2 - зоны Γ_0 и D_2 (здания довоенной постройки);
3 и 4 - зоны Γ_1 и D (здания послевоенной постройки)

зонах A_0 и M , B_0 и L и т.д. Вероятно, эта чисто качественная зависимость указывает на специфичность сейсмических воздействий на здания в различных инженерно-геологических условиях.

Кроме того, забегая вперед, отметим, что при имевшей место сейсмической интенсивности (7 баллов) около 70% зданий типа А получили повреждения 2-й и 3-й степени.

Как известно [5], при изучении последствий землетрясений как в СССР, так и за рубежом достаточно четко установлено отрицательное влияние предшествующих землетрясений на сейсмостойкость конструкций. Учитывая это обстоятельство, а также и то, что в г. Кагуле здания довоенной постройки подвергались воздействию 6-8-балльных землетрясений 22.X и 10.XI 1940 г. и, кроме того, частично были повреждены во время Великой Отечественной войны, сделана попытка оценить влияние этих факторов. Оказалось, что в одних и тех же инженерно-геологических условиях типа А послевоенной постройки получили повреждения на одну степень меньшую, чем здания довоенной постройки (рис. 2).

Естественно, указанное обстоятельство должно учитываться при обработке макросейсмического материала путем внесения соответствующей поправки в фактически наблюдавшиеся степени повреждения зданий довоенной или послевоенной постройки. Однако в настоящее время сделать это достаточно надежно для территории г. Кагула не представляется возможным, поскольку величина поправки для зданий типа А получена только для двух зон. При этом число зданий в зонах недостаточно для уверенного определения поправки (для зон, указанных на рис. 2, количества зданий следующие: Γ_0 - 116, Γ_1 - 28, D - 44, D_2 - 8 домов). Тем не менее, хотя

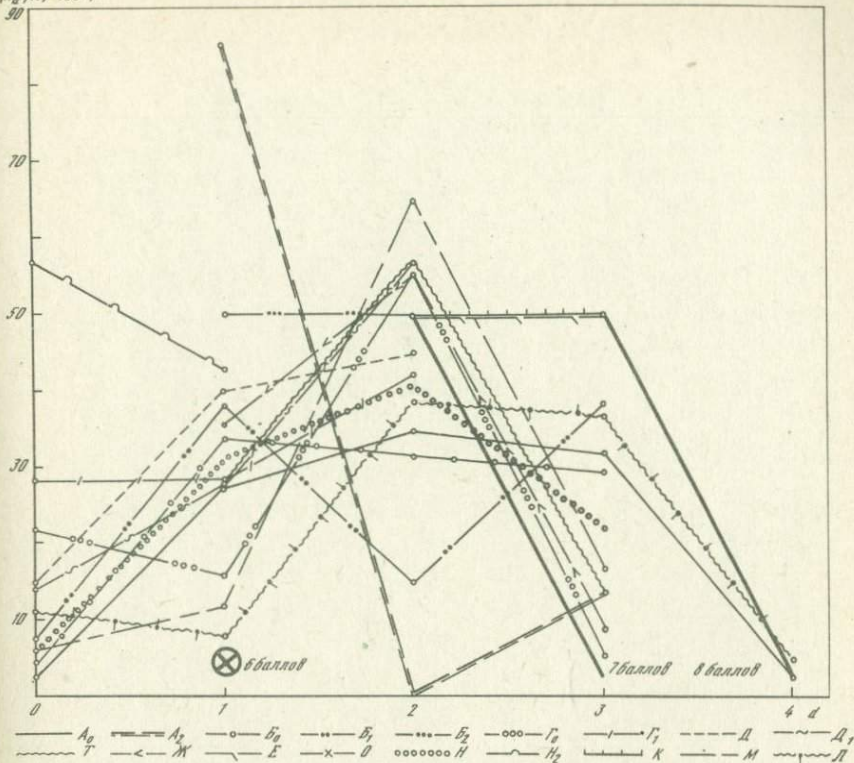
$(n_d/N) \cdot 100 \%$ 

Рис. 3. Относительные распределения зданий типа *Б* по степени повреждения в зонах

при расчетах сейсмической интенсивности землетрясения 4. III 1977 г. здания типа *А* довоенной и послевоенной постройки использовались совместно, в случае неуверенного отнесения зоны к 6 или к 7 баллам учет указанной поправки служил дополнительным доводом в пользу того или иного балла.

Относительные распределения зданий типа *Б* по степени повреждения в различных, выделенных ранее зонах показаны на рис. 3. Как видно из рисунка, форма и характер "спектров" распределения повреждений в этом случае свидетельствуют о существенной неоднородности зданий в пределах данного типа. Разделение на более дробные подтипы приводит к тому, что в пределах зоны количество зданий становится недостаточным для статистической обработки.

Таким образом, анализ макросейсмических материалов степени повреждения зданий типов *А* и *Б* показывает, что при определении интенсивности землетрясения 4. III 1977 г. в г. Кагуле наиболее достоверные результаты могут быть получены по материалам о повреждении зданий типа *А*.

Таблица 2

Определение интенсивности землетрясения 4. III 1977 г. по степеням

Инженерно-геологическая зона	Число обследованных зданий	Распределение числа зданий по степени повреждения					Интенсивность по шкале MSK-64, балл
		0	1	2	3	4	
<i>A</i>	165	1	23	73	65	3	7
<i>A</i> ₀	116	0	11	42	59	4	7
<i>A</i> ₂	60	1	15	35	9	0	6,5-7,0
<i>B</i> ₀	94	0	12	38	42	2	7
<i>B</i> ₁	13	0	1	7	4	1	6,5-7,0
<i>B</i> ₂	17	0	4	10	2	1	6,5-7,0
<i>B</i> ₁	25	0	5	17	3	0	6,5-7,0
<i>B</i> ₂	16	1	6	8	1	0	6,5-7,0
<i>B</i>	41	1	11	25	4	0	6,5-7,0
<i>Г</i>	111	5	16	48	41	1	7
<i>Г</i> ₀	116	2	8	36	68	2	7
<i>Г</i> ₂	14	0	1	6	7	0	7
<i>Г</i> ₁	28	1	9	16	2	0	6,5-7,0
<i>Д</i>	44	2	7	31	4	0	6,5-7,0
<i>Д</i> ₂	8	0	2	2	4	0	7
<i>Д</i> ₁	5	1	1	3	0	0	6,5-7,0
<i>С</i>	3	0	0	2	1	0	6,5-7,0
<i>Т</i>	8	0	2	5	1	0	6,5-7,0
<i>Е</i>	3	0	0	2	0	1	-
<i>К</i>	7	0	1	4	0	2	-
<i>И</i>	3	0	0	2	1	0	6,5-7,0
<i>М</i>	94	3	2	45	43	1	7
<i>Л</i>	86	5	12	28	40	1	7
<i>F_z</i>	223	0	24	87	105	7	7
(<i>М+Л</i>)	180	8	14	73	83	2	7

Примечание. Для всех инженерно-геологических зон в результате расчетов и обследований была принята интенсивность 7 баллов.

повреждения зданий типа А в г. Кагуле

Способ приведенного повреждения				Расчеты по формулам			
				Байеса		полной вероятности	
\bar{d}	σ_d	$\sigma_{\bar{d}}$	Интенсивность, балл	Интенсивность, балл	Вероятность	Интенсивность, балл	Вероятность
2,28	+0,75	+0,06	6,8	7	0,99	7	0,74
2,48	+0,72	+0,07	6,9	7	0,99	7	0,96
1,87	+0,68	+0,09	6,5	7	0,99	6	0,77
2,36	+0,73	+0,08	6,8	7	0,99	7	0,87
2,38	+0,77	+0,21	6,8	7	0,99	-	-
2,00	+0,79	+0,19	6,5	7	0,99	-	-
1,92	+0,57	+0,11	6,5	7	0,99	-	-
1,56	+0,73	+0,18	6,4	7	0,96	-	-
1,78	+0,65	+0,10	6,5	7	0,99	-	-
2,15	+0,84	+0,08	6,6	-	-	-	-
2,52	+0,73	+0,07	7,0	7	0,99	7	0,99
2,43	+0,65	+0,17	6,9	7	0,99	-	-
1,68	+0,67	+0,13	6,4	7	0,99	-	-
1,84	+0,64	+0,10	6,5	7	0,99	-	-
2,25	+0,89	+0,31	6,7	7	0,99	-	-
1,40	+0,90	+0,40	6,3	7	0,76	-	-
2,33	+0,58	+0,34	6,7	7	0,77	-	-
1,88	+0,64	+0,23	6,5	7	0,99	-	-
2,67	+1,15	+0,66	7,1	7	0,74	-	-
2,43	+1,13	+0,43	6,9	8	0,89	-	-
2,33	+0,58	+0,36	6,8	7	0,77	-	-
2,39	+0,71	+0,07	6,9	7	0,99	7	0,80
2,23	+0,92	+0,10	6,7	7	0,99	7	0,92
2,43	+0,72	+0,05	6,9	7	0,99	7	0,91
2,32	+0,82	+0,06	6,8	7	0,99	7	0,88

Сейсмическая интенсивность в каждой инженерно-геологической зоне определялась несколькими способами.

Прежде всего балльность в зоне определялась непосредственно по шкале MSK-64. Для наглядности и удобства на рис. 1 и 3 нанесено количество зданий (в % от общего в зоне), получивших наиболее сильные повреждения d_{\max} и $d_{\max-1}$, величинами которых характеризуется интенсивность 6, 7 и 8 баллов в шкале MSK-64.

Как видно из рис. 1, значения d_{\max} и $d_{\max-1}$ в зонах $A_0, B_0, \Gamma_0, \Gamma_2, D_2, M$ и L соответствуют значениям, типичным для интенсивности 7 баллов. В остальных зонах эти значения соответствуют интенсивности 6,5-7 баллов (табл. 2). Несмотря на то что в принятой шкале нет дробных делений балла, мы сохраняем 6,5 балла в промежуточных результатах, так как в интервале 6-7 баллов для зданий типа A проявляется "нелинейность" шкалы MSK-64, выраженная в том, что переход от 6 к 7 баллам в переводе на d составляет две единицы, а для остальных интервалов - только одну единицу.

Следует отметить, что указанный способ определения балльности, несмотря на некоторые его недостатки, детально разобранные Н.В. Шебалиным [4, 6, 7], в настоящее время является единственным узаконенным.

Макросейсмический материал обрабатывался также по методу "приведенных повреждений", разработанному и примененному впервые Н.В. Шебалиным [4]. Для этого в каждой инженерно-геологической зоне для зданий типа A определялись средние значения степени повреждений

$$\bar{d} = \frac{\sum_{i=0}^5 d_i n_i}{N},$$

где d_i - повреждение зданий степени i ; n_i - число зданий со степенью повреждений i ; N - общее число обследованных зданий в зоне.

Переход от величины \bar{d} к интенсивности в баллах осуществлялся по графику для кривой типа A , приведенного на с. 45 в [1].

Для оценки случайной ошибки, связанной с определением \bar{d} , в каждой зоне были рассчитаны величины стандартного отклонения единичного определения степени повреждения σ_d и стандартного отклонения приведенного повреждения $\sigma_{\bar{d}}$.

Расчеты велись по формулам

$$\sigma_d = \sqrt{\frac{\sum_{n=0}^5 n_i (\bar{d} - d_i)^2}{N-1}}, \quad \sigma_{\bar{d}} = \frac{\sigma_d}{\sqrt{N}}.$$

Исходные данные для расчетов и результаты приведены в табл. 2.

Использование полной статистики повреждений не только повышает достоверность полученных значений балльности I , но и позво-

ляет дать некоторую количественную оценку точности ее определения. Применение способа приведенных повреждений в нашем случае было несколько затруднено практической невозможностью уточнения кривой перехода от d к l для зданий типа A .

Для интерпретации макросейсмических сведений использовалась предложенная Н.И. Онофрашем [8] идея количественной оценки макросейсмических признаков.

Расчеты проводились по формуле Бейеса [8] и по формуле полной вероятности [9].

Распределение интенсивности в баллах по вероятностям по теореме гипотез Байеса

$$P(H|E) = \frac{P(H)P(E|H)}{\sum_{i=1}^n P(H_i)P(E|H_i)},$$

где $P(H|E)$ - вероятность интенсивности в баллах (H) при наблюдении признака E ; $P(H)$ - вероятность, известная до обработки признака E ; $P(E|H)$ - условная вероятность появления признака при интенсивности H ; $n = 1 + 12$.

Нами решалась частная задача количественной обработки макросейсмических сведений, а именно обработка с целью сравнения интенсивности в баллах на выделенных по инженерно-геологическим признакам зонах. Расчеты проводились в предположении, что интенсивность в пределах зоны не изменяется.

Для такой задачи появляется возможность выполнить условия независимости вероятностей $P(E|H)$ и использовать наиболее информативные при интенсивности сотрясений в 6-9 баллов макросейсмические признаки, которыми, как указывалось ранее, являются сведения о повреждениях зданий.

В качестве априорной вероятности об интенсивности проявления землетрясения принималась ее равновероятность в интервале 4-10 баллов. Численные значения $P(E|H)$ взяты из работы [8].

Сведения о степенях повреждений, общем количестве объектов в пределах зоны и результаты расчетов приведены в табл. 2.

При расчетах по формуле полной вероятности [9] учитываются основные для шкалы MSK-64 сведения, характеризующие распределение зданий по степеням повреждений, при этом имеется возможность уменьшить влияние "нулевых значений", принятых для численной оценки условных вероятностей невозможных событий и отличающихся от оценок для возможных событий на такие же "нулевые значения".

Распределения находились из решения системы уравнений типа

$$\sum_{i=1}^n P(H_i)[P(E^l|H_i) - P(E^m|H_i)] = P(E^l) - P(E^m),$$

где индекс при E обозначает степень повреждения; $P(E^l)$ - полная вероятность для степени l по распределению повреждений.

Вычисленные значения $P(H_i)$ для некоторых зон (Γ_0, A_0) превышали единицу. Появление такого результата очевидно для $P(E) > 0,5$, так как по шкале MSK-64 при интенсивности 6–9 баллов повреждается не более 50% зданий по одной степени ($P(E|H) \leq 0,5$).

Приведенные в табл. 2 результаты расчетов нормированы.

Предложенные авторами [8] условные вероятности для повреждений 0-й и 2-й степени, по нашему мнению, требуют существенных изменений. Так, применительно к нашим материалам с учетом $P(E^0|H_i)$ и $P(E^2|H_i)$ сумма вероятностей $P(7)+P(8)$ изменяется в интервале 1,4–2,0. Поэтому расчеты нами проведены по повреждениям 1-, 3-, 4-й степени.

Таким образом, как видно из табл. 2, в целых значениях балла интенсивность землетрясения 4.III 1977 г., определенная по повреждениям зданий типа А разными способами, в пределах изученной части города оценивается в 7 баллов. Для зон $\mathcal{Ж}_1$ и H , застроенных новыми зданиями типа Б, интенсивность определена по рис. 3 и также равна 7 баллам.

Учитывая только значения балльности, полученные непосредственно по шкале MSK-64 и по способу приведенных повреждений, можно выделить зоны с интенсивностью 6,5–7,0 и 7 баллов.

К 7-балльным относятся зоны довоенной застройки $A_0, B_0, \Gamma_0, \Gamma_2, D_2, L$ и M с развитием просадочных лёссовидных пород. К пониженной балльности (6,5–7,0 балла) относятся зоны послевоенной застройки $\Gamma_1, D, D_1, \mathcal{Ж}_1$, а также смешанной застройки с выклиниванием просадочных лёссовидных пород A_2, B_2, B_1, B_2, E, T .

Если для зон довоенной постройки учесть установленную раньше поправку и наблюдавшиеся степени повреждения уменьшить на одну степень, то повсюду интенсивность будет равна 6,5–7 баллам. Это означает одинаковый сейсмический эффект в пределах I надпойменной террасы и эрозионного склона, покрытых просадочными суглинками и супесями.

Здесь же уместно отметить, что по результатам интерпретации данных о поведении предметов во время землетрясения, проведенной для этих зон И.А. Ершовым, различие между зонами составляет $\pm 0,1 - 0,3$ балла, а общая интенсивность оценена им в 6 баллов.

Схема сейсмического микрорайонирования г. Кагула была составлена в 1974 г. В.С. Саяновым, Ф.М. Богуславским, А.Ф. Ганебной, А.И. Сквитинным и др. на основании комплексных исследований, включавших инженерно-геологические работы, определение приращений балльности методами жесткостей и взрывов, а также обработку макросейсмических материалов о землетрясении 1940 г.

Сопоставляя схему микрорайонирования и результаты определения сейсмической интенсивности на территории города, можно констатировать в целом хорошую их сходимость. Исключение составляет только участок на границе зон A_0 и A_1 , где по методу взрывов и по макросейсмике 1940 г. было определено приращение +1 балл. Возможно, это различие объясняется неодинаковым час-

тотным составом колебаний, вызванных взрывами и землетрясением 1940 г., с одной стороны, и землетрясением 1977 г. — с другой. В случае формального подхода к макросейсмике 1977 г. на рассматриваемом участке также можно зафиксировать увеличение балльности, так как там после землетрясения здания средней и музыкальной школ не подлежат восстановлению, здания краеведческого музея, дома культуры, библиотеки и картинной галереи получили повреждения 3-й и 4-й степени. Однако здания средней школы и краеведческого музея имели такие же повреждения после землетрясения 1940 г., а остальные здания до землетрясения 4.III 1977 г. находились в аварийном состоянии из-за осадок грунтов вследствие замачивания.

К сожалению, нам пока не удалось выяснить, как вели себя здания при землетрясении на обводненных грунтах в поймах р. Прут и ее притоков (зона С на рис. 4). По схеме микрорайонирования здесь $\Delta I = +1$ балл за счет близкого залегания уровня грунтовых вод (0–4 м). Однако в этом районе отсутствует представительный макросейсмический материал (эта территория слабо застраивается), кроме того, в пойме р. Прут и ручья Фрумоасэ проведены крупные мелиоративные работы, изменившие во многих местах уровень грунтовых вод, что требует дополнительного его уточнения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быстрицкая Ю.В., Ершов И.А., Кулиев Ф.Т. и др. Использование макросейсмических данных для сейсмического микрорайонирования. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 41–51.
2. Медведев С.В. Сейсмическое микрорайонирование городов. — Труды Геофиз. ин-та, 1952, № 3А. 75 с.
3. Шкала и система измерения сейсмической интенсивности в баллах. (Проект, одобренный Бюро МСССС 16 ноября 1973 г.). — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 7–10.
4. Шебалин Н.В. Распределение степеней повреждения зданий и использование его для оценки балльности. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 253–266.
5. Современное состояние теории сейсмостойкости и сейсмостойкие сооружения (по материалам IV Международной конференции по сейсмостроительству)/ Под общ. ред. С.В. Полякова. М.: Стройиздат, 1973. 280 с.
6. Шебалин Н.В. О равномерности шкалы балльности. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 222–233.
7. Шебалин Н.В. Об оценке сейсмической интенсивности. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 87–109.
8. Онофраш Н.И., Роман А.А. Методика синтеза количественной сейсмической шкалы. — В кн.: Новые данные по сейсмичности и тектонике территории Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1975, с. 20–36.
9. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1969. 576 с.

В. С. САЯНОВ

О ДЕФОРМАЦИЯХ ГРУНТОВ И НЕКОТОРЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЯХ НА ТЕРРИТОРИИ МОЛДАВСКОЙ ССР ВО ВРЕМЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 4.III 1977 г.

В последние годы значительное внимание уделяется изучению сейсмодислокаций покровных отложений [1, 2, 3], однако, несмотря на это, они еще слабо учитываются при проектировании зданий, сооружений и новых населенных пунктов, а по поводу использования их в шкале для оценки интенсивности землетрясения ведется острая полемика. Это объясняется тем, что, помимо силы землетрясения, на такие явления, как трещины в грунте, изменение уровня воды в колодцах, обвалы, оползни и т.п., оказывают влияние тектоника, рельеф местности, литологический состав, мощность, физико-механические свойства грунтов, условия их залегания, обводненность, а также инженерно-геологические процессы. Поэтому даже предварительные данные о нарушениях в покровных отложениях, вызванных землетрясением, приобретают определенный интерес.

Фактический материал о сейсмодетформациях, представленный на рисунке, (см. вкладку) для юго-западных районов республики был собран автором во время обследования последствий землетрясения, а для остальных районов МССР приводится по результатам обобщения сведений из многочисленных опросных анкет.

Здесь следует заметить, что величина изменения уровня воды в колодцах определялась очевидцами "на глазок", а точность таких измерений в немалой степени зависит от глубины колодца. Из-за отсутствия в анкетах сведений о состоянии склонов до землетрясения в ряде случаев не удалось точно установить время появления оползней и трещин в грунтах. Несмотря на эти замечания, приведенный на рисунке фактический материал все же дает представление о сейсмодетформациях на территории Молдавии в районах 6- и 7-балльных сотрясений.

Из рассмотрения рисунка видно, что во время землетрясения 4. III 1977 г. на территории Молдавии произошли оползни, в грунтах появились трещины, в колодцах изменился уровень воды, пропали существующие и появились новые источники, в отдельных районах пойменных участков Припрудья и Приднестровья (Дубоссарское водохранилище) возникли трещины, из которых выжималась вода с песком в виде грязевых "вулканчиков", повсеместно наблюдалось свечение неба.

Оползни проявились на склонах холмов и долин рек в виде ступеней высотой 5-50 см в районах, пораженных оползневыми процессами.

Трещины в грунтах образовались в долинах рек, на склонах балок, вблизи бровок оврагов в песчано-глинистых грунтах, длина

их колебалась от одного до нескольких метров, а ширина не превышала 5 см.

Уровень воды в колодцах изменялся от первых десятков сантиметров до + 1,5 метра. Следует отметить, что величина изменения уровня воды находится в зависимости от мощности водоносного горизонта и косвенно свидетельствует о значительных деформациях, происшедших в нем.

Результаты грунтоизвержения наблюдались в пределах первой надпойменной террасы р. Прут в районе г. Леово и с. Валены. Оно происходило на участках, где аллювиальные отложения представлены илами и мелкозернистыми песками мощностью более чем 20 м с залеганием уровня грунтовых вод не более 1 м от поверхности. Здесь по серии субпараллельных трещин длиной более 10 м на поверхность изливалась вода с песком, из которого образовались конусы высотой 10-20 см круглой или вытянутой вдоль трещин формы.

Во время землетрясения во многих населенных пунктах Молдавии наблюдались световые явления. В большинстве случаев сообщается о продолжительном розоватом свечении в западной и юго-западной частях неба, нередко также описывались вспышки, подобные рассеянной вспышке молнии или северного сияния. Некоторые очевидцы связывают световые явления со случайными разрядами между проводами электропередач. Однако повсеместность этого явления, преобладание западного и юго-западного направлений, в которых был виден свет, а также отсутствие электролиний в ряде мест позволяют считать, что природа этого явления только частично может быть отнесена за счет искрения.

Приведенные материалы о сейсмодетформациях и природных явлениях, наблюдаемых во время землетрясения, на данной стадии их изучения не позволяют дифференцировать территорию Молдавии на 6- и 7-балльные зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Попова Е.В. Остаточные деформации грунтов при землетрясениях. Ч. I. - В кн.: Инженерное описание сейсмических колебаний. М.: Наука, 1974, с. 209-251. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 16.)
2. Попова Е.В. Остаточные деформации грунтов при землетрясениях. Ч. II. - В кн.: Колебания грунтов и зданий при землетрясениях. М.: Наука, 1975, с. 150-205. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 17.)
3. Попова Е.В. Остаточные деформации грунтов при землетрясениях. Ч. III. - В кн.: Инженерно-сейсмические проблемы. М.: Наука, 1976, с. 155-193. (Вопросы инженерной сейсмологии; Вып. 18.)

Приложение

Сейсмограммы землетрясения 4. III 1977 г.

Сейсмограммы, полученные на ИСС-2 г. Кишинева, приведены на рис. 1-3. Записи, полученные на ИСС г. Кагула на грунте, приводятся на рис. 4.

Цифровка сейсмограмм выполнена на полуавтоматическом цифровом преобразователе Ф001, шаг цифровки равномерный - 0,05 с. Сейсмограммы отцифрованы от условной нулевой линии преобразователя, поэтому все значения положительные целые (в мм).

Ввиду ограниченности объема настоящего сборника цифровки сейсмограмм не приводятся. Цифровки сейсмограмм находятся в фондах Института геофизики и геологии АН МССР и могут быть высланы всем заинтересованным лицам по их просьбе. Обращаться по адресу:

277028, г. Кишинев,

ул. Академическая, 3,

Институт геофизики и геологии АН МССР.

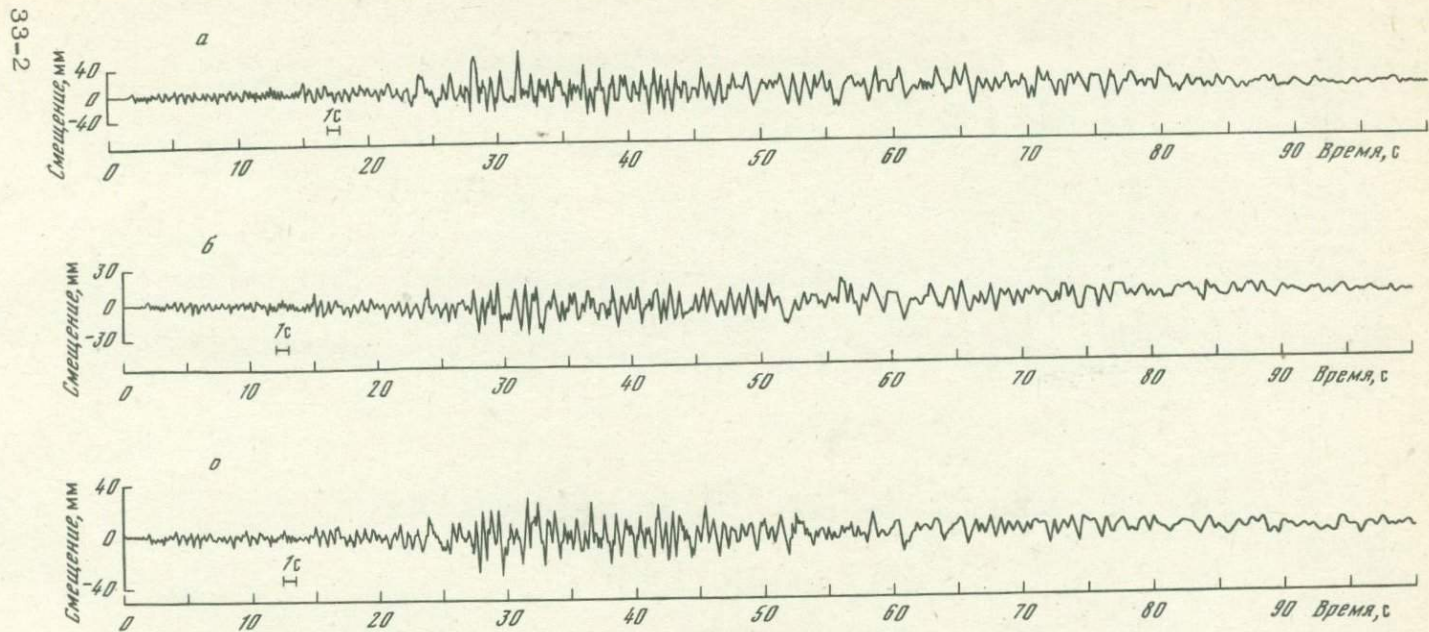
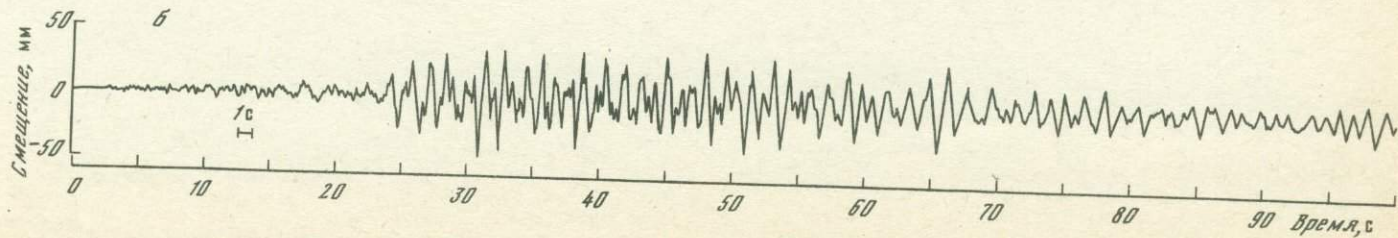
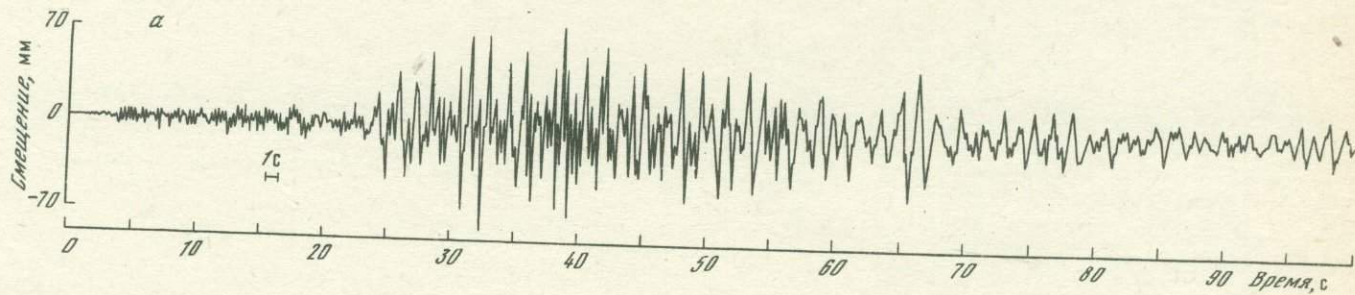


Рис. 1. Сейсмограммы компоненты z , записанные ИСС-2 г. Кишинева
 а - на крыше здания; б - на фундаменте здания; в - на грунте



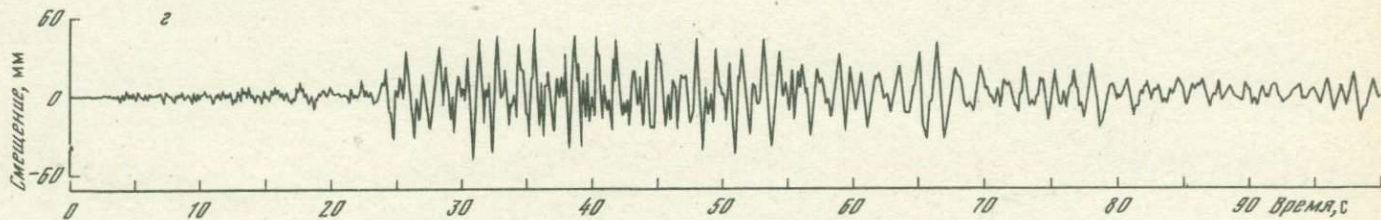
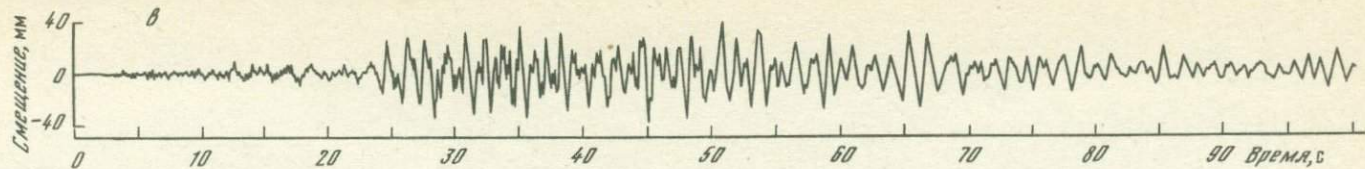
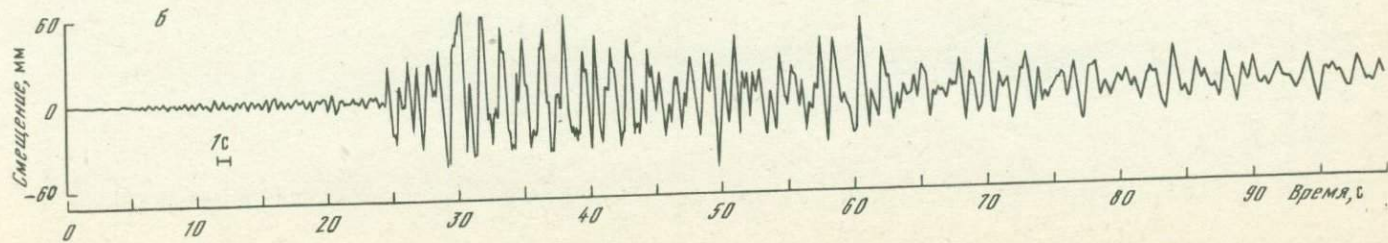
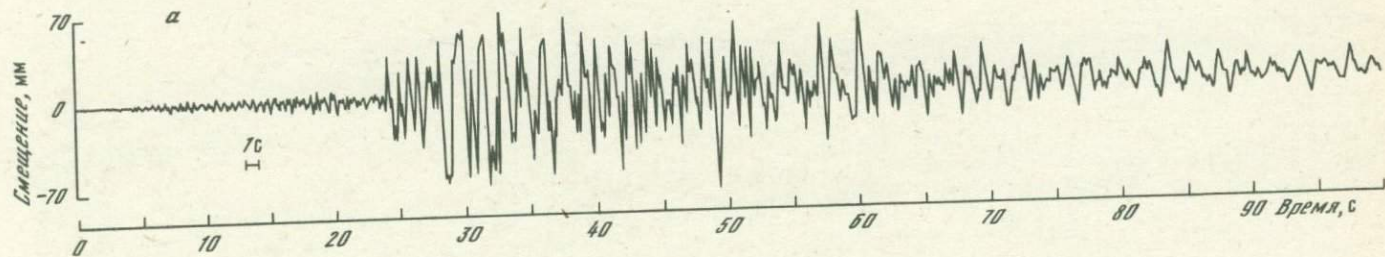


Рис. 2. Сейсмограммы компоненты y , записанные ИСС-2 г. Кишинева
a - на крыше здания; *б* - на фундаменте; *в* - на грунте; *г* - на 3-м этаже.



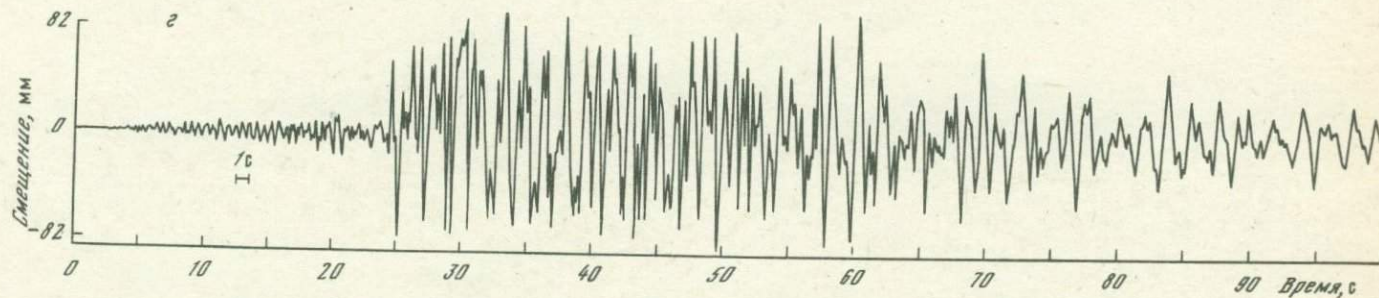
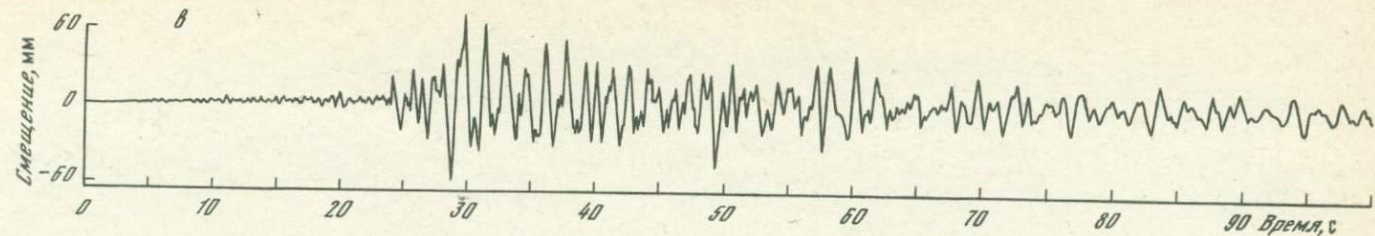
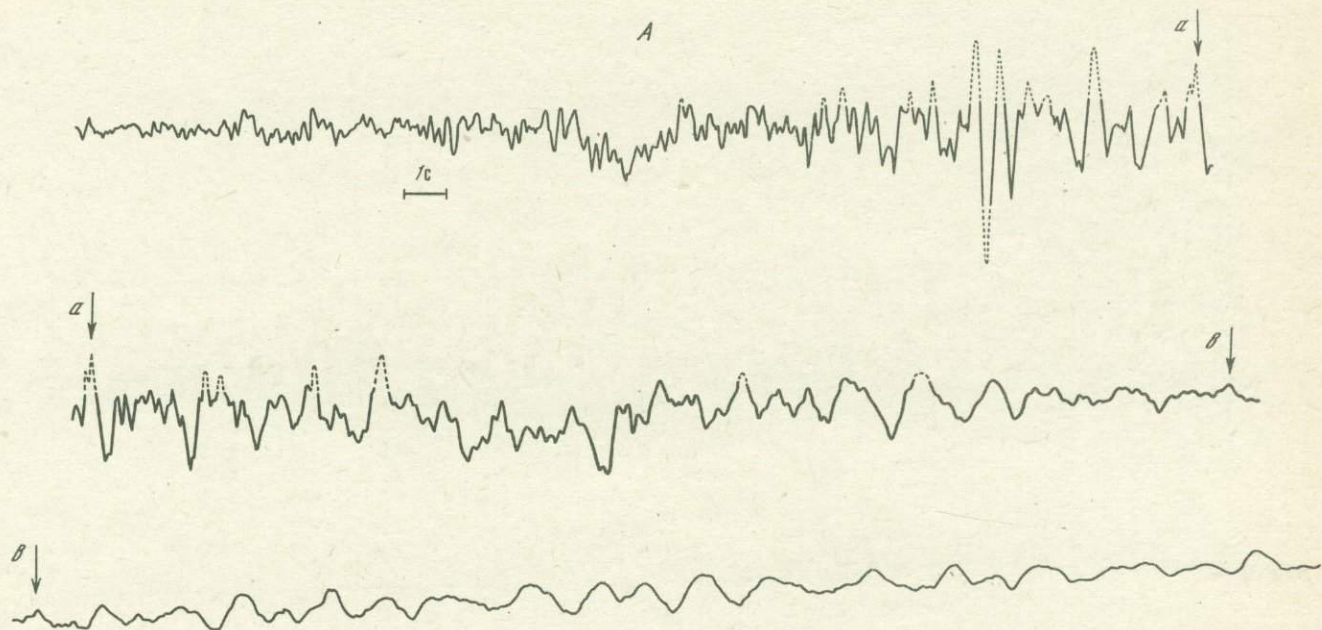
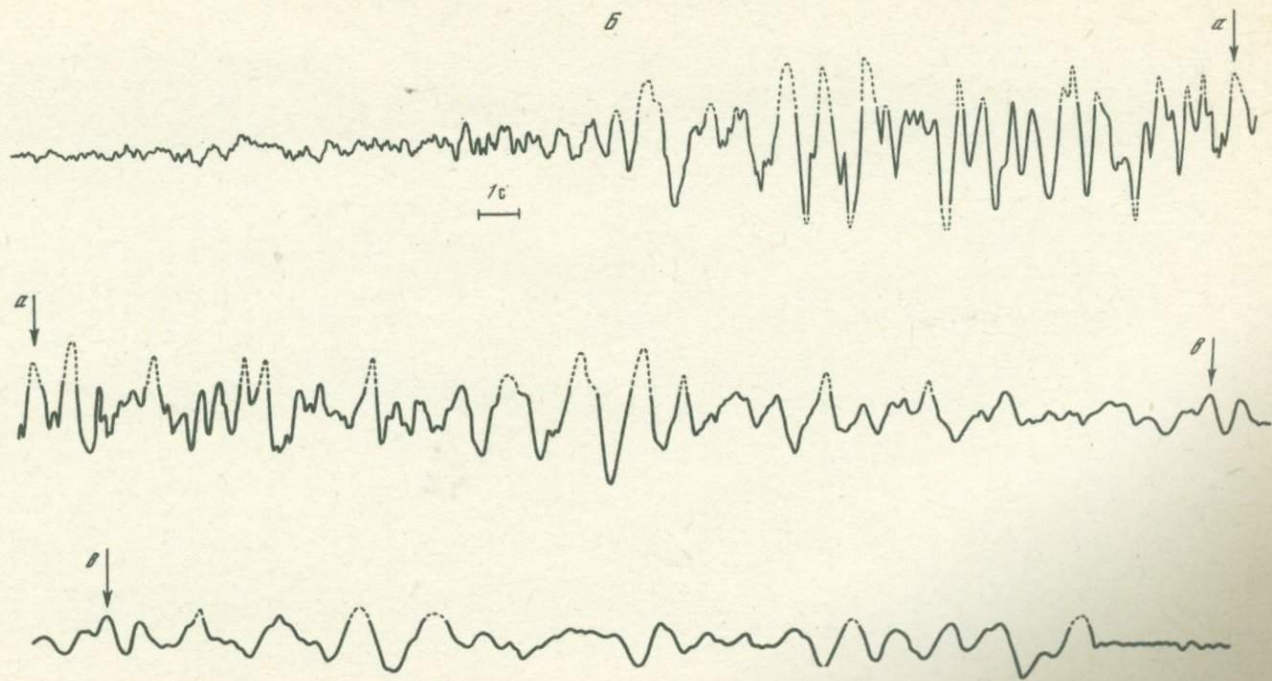


Рис. 3. Сейсмограммы компоненты x , записанные ИСС-2 г. Кишинева
 а - на крыше; б - на фундаменте; в - на грунте; г - на 3-м этаже





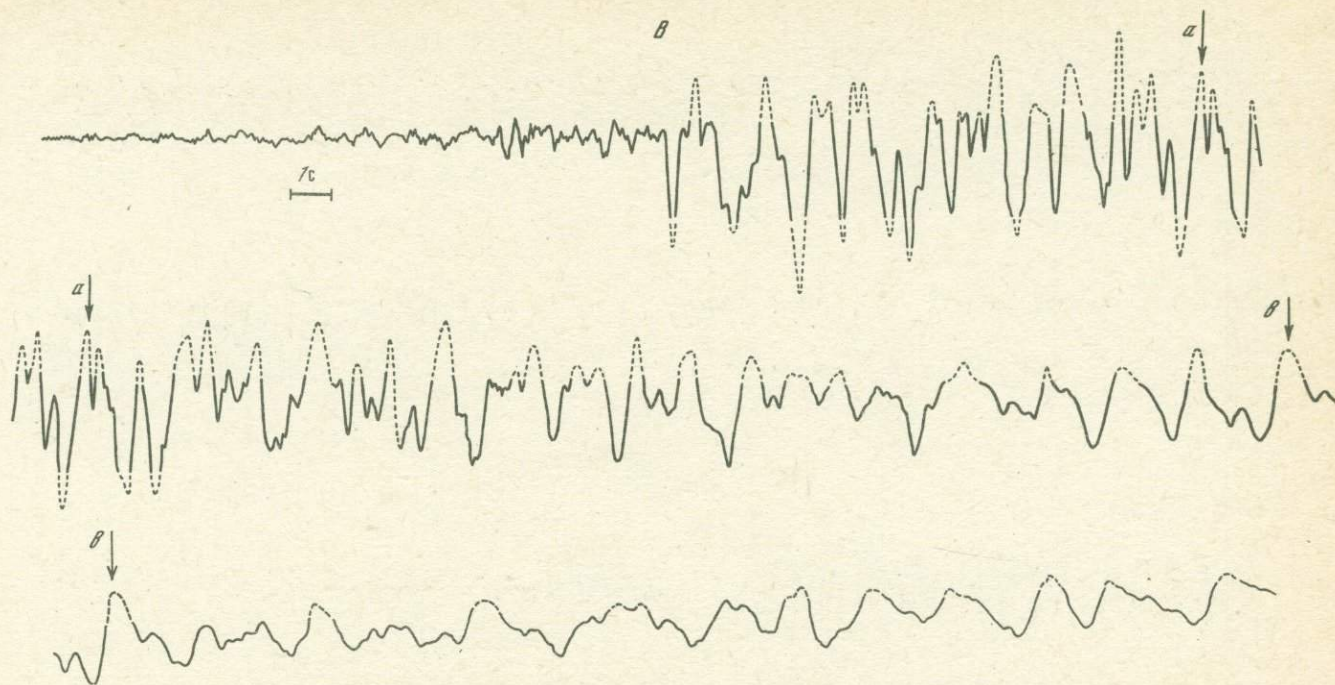


Рис. 4. Сейсмограммы, записанные на грунте ИСС г. Кагула
 А - компонента z; B - компонента y; B - компонента x

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Ю.К. Шукин, Т.Д. Добрев. Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча	7
Л.П. Винник. Неоднородности верхней мантии в районе Вранчской зоны промежуточных землетрясений	41
Ю.В. Ризниченко, А.В. Друмя, Н.Я. Степаненко, Н.А. Симонова. Сейсмичность и сейсмическая опасность Карпатского региона	46
Т.П. Москаленко. Карты изосейст землетрясений Карпатского региона	86
А.В. Введенская, Н.В. Голубева, Л. Рупрехтова. Особенности напряженного состояния района изгиба Карпатской дуги и параметры механизма развития очага землетрясения 4.III 1977 г.	106
Е.А. Сагалова. Характер сейсмического процесса в период подготовки Карпатского землетрясения 4.III 1977 г.	135
Н.И. Онофраш, А.А. Роман. Методика и результаты количественной интерпретации макросейсмических данных	146
В.И. Шумила. К оценке интенсивности землетрясения 4.III 1977 г. на территории г. Кагула	164
Т.П. Москаленко, А.А. Роман. Макросейсмический эффект землетрясения 4.III 1977 г. на территории Молдавии	171
О.П. Костюк, Р.С. Пронишин, Т.С. Карпив. Макросейсмический эффект от Карпатского землетрясения 4.III 1977 г. на территории Украины	178
И.В. Андянин, И.И. Попов, А.Н. Пустовитенко. О карте распределения интенсивности сотрясений на территории Крымского полуострова, вызванных Карпатским землетрясением 4.III 1977 г.	184
П.С. Кармазиц, В.С. Князева, А.М. Схляр. Макросейсмический эффект в Северном Причерноморье	186
И.В. Андянин. Сводная карта изосейст землетрясения 4.III 1977 г. на Европейской части территории СССР и ее интерпретация	191
А.И. Захарова, Н.В. Кондорская, Л.Н. Павлова, О.Н. Соловьева, О.Е. Старовойт, Л.С. Чепкунас. Анализ инструментальных данных ЕССН СССР для землетрясения 4.III 1977 г.	196
В.Г. Алказ, Р.Ф. Анчаров, В.Н. Гинсарь, А.А. Роман. Результаты спектрального анализа записей землетрясения 4.III 1977 г., полученных на ИСС городов Кишинева и Кагула	217
В.Г. Алказ. Многомерный спектр записей землетрясения 4.III 1977 г.	224
Э.Я. Барашкова, А.Б. Евсеев, И.С. Подымова, Н.Я. Симонова. Результаты обработки землетрясения 4.III 1977 г. по записям сейсмической станции Кишинев	235
В.С. Саянов, А.И. Сковитин, Ф.М. Богуславский. Сопоставление результатов сейсмического микрорайонирования и макросейсмического обследования территории г. Кагула	244
В.С. Саянов. О деформациях грунтов и некоторых природных явлениях на территории МССР во время землетрясения 4.III 1977 г.	256
Приложение (сейсмограммы и цифровки)	258

УДК 550.343.4(497)

Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча. Шукин Ю.К., Добрев Т.Д. — В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

В работе приведены результаты совместного анализа геолого-геофизических данных для выяснения природы геодинамических процессов в районе Вранча. Исследованы глубинные условия сейсмичности, особенности внутреннего строения земной коры и верхней мантии, качественные корреляционные связи между параметрами очагов землетрясений, геофизическими и тектоно-физическими характеристиками. Предложены схемы динамического взаимодействия крупных блоков литосферы Карпато-Балканского региона, определяющего и контролирующего специфические особенности пространственно-временного распределения сейсмичности района глубоких землетрясений Вранча.

Ил. 14, Табл. 2. Библиогр. 16 назв.

УДК.550.341.

Неоднородности верхней мантии в районе Вранчской зоны промежуточных землетрясений. Винник Л.П. — В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

В работе исследуется распространение упругих волн в фокальной зоне Вранча и окружающей области. Задача решается анализом невязок времени пробега продольных волн далеких землетрясений. Геотектоническое толкование полученных результатов позволяет объяснить конфигурацию изосейст землетрясения 4.III 1977 г.

Ил. 1, Табл. 1. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.343.4

Сейсмичность и сейсмическая опасность Карпатского региона. Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А. — В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Освещены результаты исследований по определению основных параметров сейсмического режима и сейсмическому районированию Карпатского региона. Приводится вариант карты районирования, выполненный на основе расчетов сотрясаемости.

Ил. 18, Табл. 6. Библиогр. 55 назв.

УДК 550.34.042.4

Карты изосейст землетрясений Карпатского региона. Москаленко Т.П. — В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

В работе приводятся макросейсмические данные сильнейших землетрясений Карпат начиная с 1471 г. Построены карты изосейст землетрясений начиная с 1950 г.

Ил. 6, Табл. 14. Библиогр. 34 назв.

УДК 550.343.4

Особенности напряженного состояния района изгиба Карпатской дуги и параметры механизма очага землетрясения 4.III 1977 г. Введенская А.В., Голубева Н.В., Рупрехтова Л. — В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Путем обобщения результатов исследования ориентации напряжений, действующих в очагах землетрясений, установлен характер напряженного состояния сейсмически активной области в изгибе Карпатской дуги. Определены геометрические и кинематические параметры процесса в очаге, положение плоскости разрыва, ориентация подвижки, продолжительность и изменения скорости вспарывания, а также динамические параметры – изменение сил и моментов во времени.

Ил. 9. Табл. 3. Библиогр. 12 назв.

УДК 550.348

Характер сейсмического процесса в период подготовки Карпатского землетрясения 4.III 1977 г. Сагалова Е.А. – В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Рассмотрены параметры сейсмического режима фокальной зоны Вранча – изменение во времени выделяющейся сейсмической энергии и графики повторяемости – в период 1952–1976 гг. по материалам наблюдений над землетрясениями с $M_b = 4$.

Ил. 3. Табл. 5. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.341.3 (478.9)

Методика и результаты количественной интерпретации макросейсмических данных. Онофраш Н.И., Роман А.А. – В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Изложена формализация процесса интерпретации макросейсмического поля, позволившая автоматизировать процесс оценки интенсивности землетрясения. Результаты интерпретации используются для оценки сейсмической опасности и выбора стратегии антисейсмических мероприятий.

Ил. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.340.

К оценке интенсивности землетрясения 4.III 1977 г. на территории г. Кагула. Шумила В.И. – В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

В рамках существующей шкалы предложена оптимальная модель интерпретации ансамбля макросейсмических событий как случайного числа с полиномиальным распределением, итогом которой является оценка сейсмического эффекта по методу максимального правдоподобия и проверки гипотез.

Табл. 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.34.042.4

Макросейсмический эффект землетрясения 4.III 1977 г. на территории Молдавии. Москаленко Т.П., Роман А.А. – В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Приводится карта изосейст землетрясения 4.III 1977 г. на территории Молдавии. Описывается проявление землетрясения в отдельных населенных пунктах республики.

Ил. 7.

УДК 550.34.042.4

Макросейсмический эффект от Карпатского землетрясения 4.III 1977 г. на территории Украины. Костюк О.П., Пронишин Р.С., Карпив Т.С. – В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Оценивается интенсивность землетрясения на территории Украины на основании макросейсмических данных. Приводится карта интенсивности, описывается сейсмический эффект в ряде населенных пунктов Украины.

Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

УДК 550.340.6

О карте распределения интенсивности сотрясений на территории Крымского полуострова, вызванных Карпатским землетрясением 4.III 1977 г. Ананьин И.В., Попов И.И., Пустовитенко А.Н. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

В работе дана оценка интенсивности землетрясения по населенным пунктам Крымского полуострова. Результаты обследования представлены в виде макросейсмического каталога и карты.

Ил. 1.

УДК 550.340.6

Макросейсмический эффект в Северном Причерноморье. Кармазин П.С., Князева В.С., Складар А.М. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Оценивается интенсивность землетрясения 4.III 1977 г. на территории Одесской, Николаевской и Херсонской областей. Исследуется картина распределения сотрясений, анализируются грунтовые условия в исследуемых районах, особое внимание обращается на обводненные грунты в исследуемом районе.

Ил. 1. Табл. 1. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.340.6.

Сводная карта изосейст землетрясения 4.III 1977 г. на европейской части территории СССР и его интерпретация. Ананьин И.В. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Описываются элементы методики обработки макросейсмических данных, собранных в шести регионах Европейской части СССР после землетрясения 4.III 1977. Дается сводная карта изосейст землетрясения и ее интерпретация с точки зрения глубинного строения исследуемой территории - рассматриваются зоны неоднородностей, характеризующихся различными коэффициентами поглощения сейсмической энергии.

Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

УДК 550.341

Анализ инструментальных данных ЕССН СССР для землетрясения 4.III 1977 г. Захарова А.И., Кондорская Н.В., Павлова Л.Н., Соловьева О.Н., Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Определены основные параметры землетрясения, проанализирована точность их определения, рассмотрены кинематические и динамические невязки в зависимости от расстояния и направления эпицентр-станция.

По ряду станций рассмотрены амплитудные спектры продольных волн и рассчитаны динамические параметры: сейсмический момент, размеры разрыва, сбросовые напряжения и дислокация в очаге.

Ил. 11. Табл. 5. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.34.042.4

Результаты спектрального анализа записей землетрясения 4.III 1977 г., полученных на ИСС городов Кишинева и Кагула. Алказ В.Г., Анчаров Р.Ф., Гинсарь В.Н., Роман А.А. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

В статье даются краткое описание инженерно-геологических условий в зоне расположения ИСС; характеристики зданий, параметры регистрирующей аппаратуры.

Приведены спектры смещений, скоростей и ускорений и сравнительный анализ спектров в Кишиневе и Кагуле.

Ил. 7. Табл. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.344

Многомерный спектр записей землетрясения 4.III 1977 г. Алказ В.Г. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Проводится анализ записей землетрясения 4.III 1977 г. с использованием методики многомерных спектров. На основе эффекта Доплера делается попытка объяснить отличия в частотных спектрах продольных волн двух станций.

Ил. 6. Табл. 2. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.34.042.4

Результаты обработки землетрясения 4.III 1977 г. по записям сейсмической станции Кишинев. Барашкова Э.Я., Евсеев А.Б., Подшмова И.С., Симонова Н.А. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

В статье исследуются записи Карпатского землетрясения 4.III 1977 г. всех приборов, установленных на сейсмической ст. Кишинев. На основании полученных результатов определяется интенсивность этого землетрясения в районе станции.

Ил. 5. Табл. 4. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.34; 550.34.042.4

Сопоставление результатов сейсмического микрорайонирования и макросейсмического обследования территории г. Кагула. Саянов В.С., Сквитин А.И., Богуславский Ф.М. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Описывается несколько разных способов обработки материалов макросейсмического обследования последствий землетрясения 4.III 1977 г. на территории г. Кагула. Полученная карта интенсивности сопоставляется со схемой сейсмического микрорайонирования города, составленной по данному методу инженерно-геологических аналогий, сейсмических жесткостей и взрывов. В целом получена хорошая сходимость результатов.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр. 9 назв.

УДК 550.34.042.4

О деформациях грунтов и некоторых природных явлениях на территории Молдавской ССР во время землетрясения 4.III 1977 г. Саянов В.С. - В кн.: Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. М.: Наука, 1981.

Дается фактический материал об остаточных деформациях грунтов и свечении при землетрясении 4.III 1977 г. на территории Молдавской ССР.

Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

**КАРПАТСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ
4 марта 1977 г. И ЕГО ПОСЛЕДСТВИЯ**

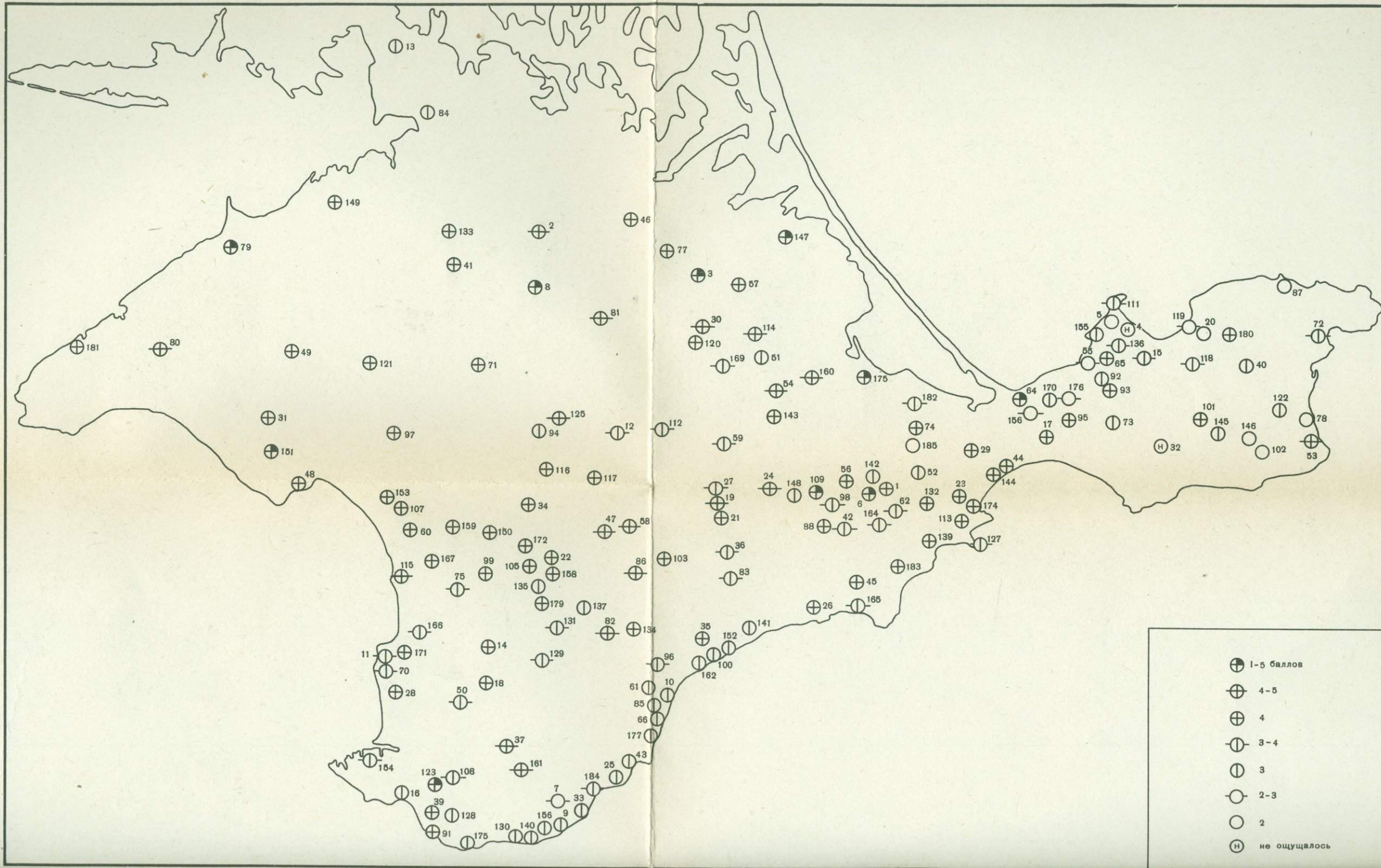
*Утверждено к печати
Межведомственным советом по сейсмологии
и сейсмостойкому строительству
при президиуме АН СССР*

Редактор Т.С. Смирнова
Художник В.В. Фирсова
Художественный редактор Т.П. Поленова
Технические редакторы Н.А. Посканная, Н.М. Петракова

ИБ № 16290

Подписано к печати 17.09.80. Т-15853
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 2. Печать офсетная
Усл.печ.л. 17,0+0,3 вкл. Уч.-изд.л. 18,2
Тираж 850 экз. Тип. зак. 5862
Цена 2р. 80к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Производственно-издательский комбинат ВИНТИ,
Люберцы, Октябрьский просп., 403



Карта интенсивности сотрясений на территории Крымского полуострова, вызванных землетрясением 4. III 1977 г.
Значки - интенсивность в баллах

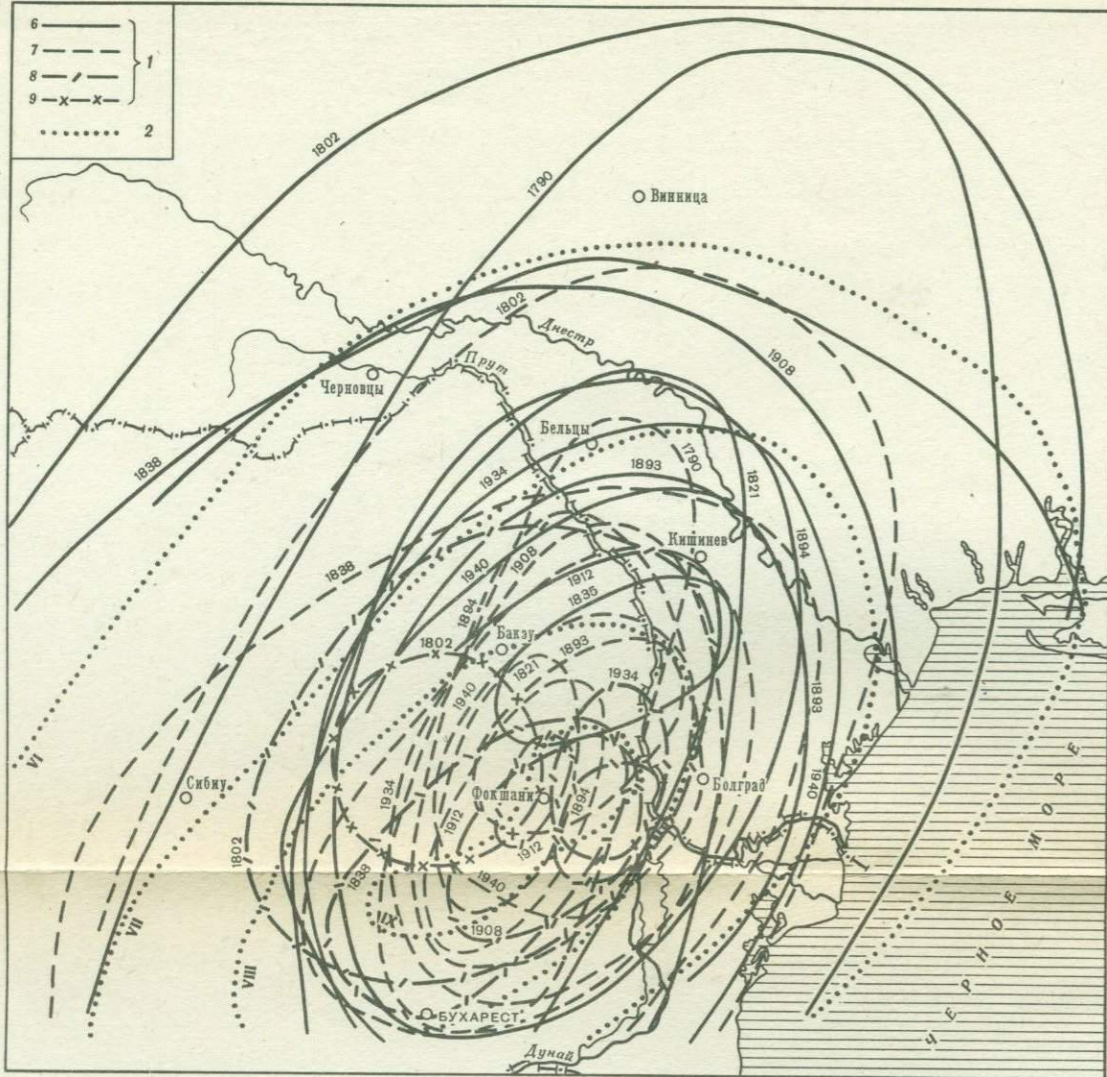
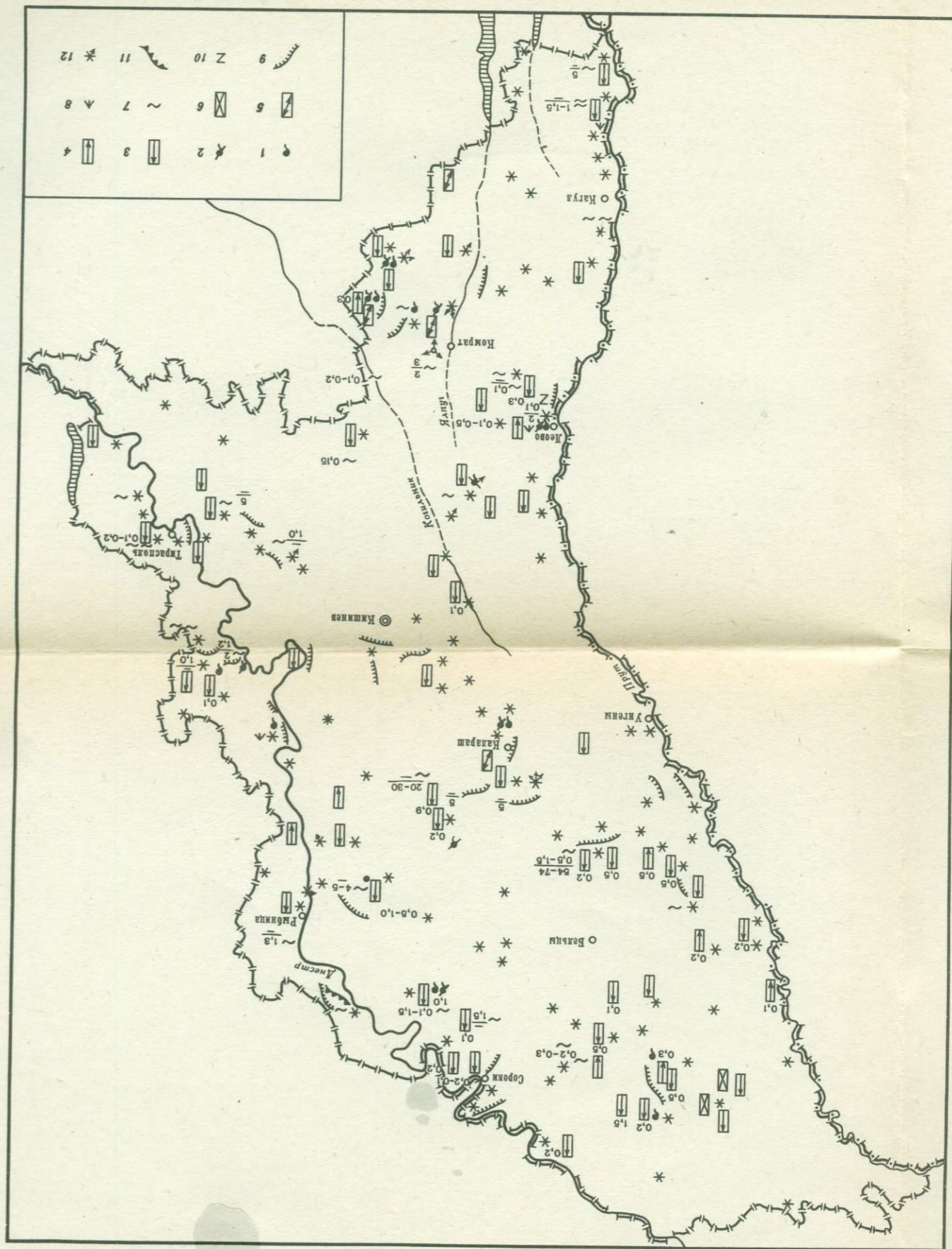


Рис. 3. Обобщенная карта изосейст Карпатских землетрясений
1 - интенсивность землетрясений в баллах; 2 - землетрясение 10. XI 1940 г.

Схема проявления сейсмодифormаций и световых явлений на территории МССР во время землетрясения 4. III 1977 г.

1 - появление источников; 2 - исчезновение источников; 3 - подъем уровня воды в колодцах, м; 4 - опускание уровня воды в колодцах, м; 5 - изменение уровня воды в колодцах; 6 - помутнение воды в колодцах; 7 - трещины в грунтах длина в м / ширина в см; 8 - грязевой "вулканчик"; 9 - оползни; 10 - разрыв труб; 11 - обрушение стенок обрывов; 12 - свечение, направление, в котором наблюдалось свечение



2 p. 80 k.

3502