

Академия наук СССР

**ПАЛЕОСЕЙСМО-
ГЕОЛОГИЯ**

**БОЛЬШОГО
КАВКАЗА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ПАЛЕОСЕЙСМО-
ГЕОЛОГИЯ
БОЛЬШОГО
КАВКАЗА

2992



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1979



Авторы: В. С. ХРОМОВСКИХ, В. П. СОЛОНЕНКО, Р. М. СЕМЕНОВ,
В. М. ЖИЛКИН

Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979, с. 188.

Изложены результаты исследований по выявлению эпицентральных зон доисторических землетрясений на Большом Кавказе. Описаны сейсмогенные дислокации, главным образом в сейсмоопасной зоне каскада Ингури ГЭС. Доказывается применимость палеосейсмогеологического метода определения места и интенсивности досейсмостатистических землетрясений в областях молодой складчатости, с мощными осадочными толщами. Обсуждается степень обоснованности официальных карт сейсмического районирования Большого Кавказа и приводятся данные для определения максимальной магнитуды и интенсивности землетрясений.

Табл. 15. Ил. 42. Список лит. 285 назв.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

В. П. Солоненко

ПРЕДИСЛОВИЕ

Палеосейсмогеологический метод определения эпицентральных зон досейсмостатистических землетрясений был разработан на основе изучения плейстоценовых областей землетрясений Монголо-Байкальского сейсмического пояса. Основные исследования проводились в Байкальской рифтовой зоне, где земная кора в верхней своей части сложена жесткими древними кристаллическими горными породами и испытывает растяжение поперек неотектонических структур. При землетрясениях ($M \geq 6,5$, $I_0 \geq IX$ баллов) это способствует образованию остаточных деформаций земной коры и сохранению их в морфоскульптуре рельефа. Данные о проявлении остаточных деформаций в областях молодой складчатости, сложенных мощными пластическими осадочными толщами, и при господстве напряжений сжатия были противоречивы. Поэтому возникла необходимость проверки применимости его на примере Кавказа. Исследования были проведены в 1970—1972 гг. и имели прикладную целенаправленность — определение сейсмической опасности района Ингурского каскада ГЭС по палеосейсмогеологическим данным.

Высокая степень сейсмологической и геолого-геофизической изученности, многовековой сейсмостатистический материал по Кавказу позволили ограничить исследования только палеосейсмогеологическими изысканиями, в то время как в слабо изученных или неизученных областях Восточной Сибири такие работы выполняются комплексными экспедициями, в которых обычно принимают участие сотрудники нескольких лабораторий (сейсмогеологии, сейсмологии, региональной сейсмичности, геофизических методов исследований, сети сейсмических станций и др.). Таким образом, наши работы имели узкоспециализированную направленность, в связи с чем предлагаемый труд не претендует на общее решение вопросов, связанных с сейсмическим районированием.

В ходе исследований проведено дешифрирование аэрофотоснимков всего Большого Кавказа от Азовского до Каспийского моря и региональные аэровизуальные наблюдения (с вертолета МИ-2) от г.Анапа до верховьев р.Риони. При этом были выявлены предположительно сейсмогенные морфоскульптурные формы, на которых в дальнейшем проводились наземные работы. Кроме того, были обследованы Чхалтинское, Мегрело-Сванское, Мцхетско-Тбилисское и Шемахинское эпицентральные поля.

В результате исследований и изучения литературы выяснилось, что при сильных исторических и досейсмостатистических землетрясениях на Большом Кавказе неоднократно возникали сейсмогенные деформации всех ранее известных и одного неизвестного генетических типов. Тем самым под-

тверждена применимость палеосейсмогеологического метода в сейсмоактивных областях молодой складчатости, сложенных мощными осадочными толщами.

Кроме авторов, в работах принимали участие сотрудники Института земной коры СО АН СССР С.Д. Хилько, Д.В. Лопатин, П.Я. Зеленков, Л.Г. Евстигнеева и института "Гидропроект" Ф.Д. Гордеев и Б.Н. Хованский.

Большую помощь в сборе сейсмологического и летописного материала по землетрясениям Кавказа оказывала старший научный сотрудник Института геофизики АН ГССР кандидат физ.-мат. наук Э.А. Джибладзе, которой авторы выражают глубокую признательность.

ВВЕДЕНИЕ

В сейсмогеологических работах особые терминологические трудности возникают при разграничении явлений, вызывающих землетрясения и следствия последних.

Ранее мы уже отмечали, что схема, на которой основываются почти все сейсмологические разработки — разлом-землетрясение, обезглавлена. Фактически причины землетрясений (за исключением вулканических, обвальных и техногенных) вообще неизвестны. Глубинные процессы обуславливают напряженное состояние больших объемов земной коры и, по-видимому, верхов верхней мантии, а разрядка основной части накопившейся энергии происходит путем движения блоков или иных морфоструктур земной коры прежде всего (и наиболее контрастно) по разломам (Солоненко, 1974, с.168). Следовательно, термин сейсмогенерирующий разлом вряд ли может полностью исчерпать сущность явления. В то же время морфоструктуры не только участвуют в генерации землетрясений, но и сами формируются в ходе сейсмических толчков. Исходя из этих соображений, мы употребляем термины сейсмогенный (ая) разлом, дислокация, зона, структура, обозначающие тектонические элементы, с которыми пространственно связаны эпицентральные и плейстосейстовые области сильных землетрясений. Именно так понимается этот термин большинством сейсмогеологов, геофизиков и сейсмологов (Губин, 1950, 1960, 1966, 1971, 1974_{1,2}; Методические..., 1974; Борисов и др., 1975).

В последнее время предложена классификация сейсмогенных геодинамических явлений и производных от них деформаций земной поверхности (Солоненко, 1971, 1972, 1973_{1,2}, 1975). По генетическим особенностям выделяются сеймотектонические (региональные, зональные и локальные), гравитационно-сеймотектонические и сеймогравитационные деформации. Ниже приводятся примеры таких деформаций, наблюдавшихся при современных землетрясениях. Это необходимо для понимания ряда других терминов.

Региональные сеймотектонические деформации охватывают площади до десятков и даже сотен тысяч квадратных километров. При Аляскинском землетрясении 1964 г. ($M = 8,6$) области поднятий и опусканий, фрагментарно разделенные разрывами, вышедшими на поверхность, охватили площадь около 300 тыс. км². Амплитуды вертикальных смещений достигали 15 м, а зона деформаций земной поверхности имела протяженность более 825 км (Plafker, 1965, 1969). На фоне общей региональной деформации отмечалось опускание частей горных массивов (Талкитна — на 60 см; Врангеля — на 30 см) (Hansen et al., 1966).

При Чилийских землетрясениях 1960 г. (M до 8,4) под уровень моря на 1,8 м погрузилась прибрежная полоса длиной в несколько сот километров и общей площадью 60 тыс. га (Tazieff, 1960; Rothe, 1960). На суше вертикальными смещениями с амплитудами до 5,7 м была охвачена площадь в 130 000 км² (Plafker, Savage, 1970).

При землетрясении в Вальпараисо в 1822 г. участок побережья протяженностью 160–180 км практически мгновенно поднялся на высоту до 1,8 м (Davison, 1936). При Аляскинском землетрясении 1899 г. в береговой зоне залива Якутат горы поднялись от 2–3 до 12–14 м. Сбросы оконтурили три ярко выраженных главных блока (Tagg, Martin, 1912).

Зональные сейсмотектонические деформации обусловлены движением конкретных морфоструктур¹ различных размеров. Например, в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе, кроме сейсмогенных полиструктурных впадин, к таким морфоструктурам могут быть отнесены хребты-своды типа Ихэ-Богдо, которые в момент землетрясения испытывают быстрое поднятие и горизонтальное смещение, опоясываясь разрывами протяженностью в десятки и сотни километров (Гоби..., 1963; Солоненко и др., 1966). Хребет Ихэ-Богдо, имел высоты до 4000 м, протяженность 275 км и ширину до 30 км. При землетрясении 4.XII.1957 г. ($M = 8,6$, $I_0 = 12$ баллов, $h \approx 25$ км) он поднялся до 10 м и сдвинулся на юго-восток до 8,85 м.

Во время землетрясения 1811 г. в Новом Мадриде три положительных морфоструктуры (купола Типтонвиль, Блайтевиль и Маленькая речка), имеющие длину до 24 км, ширину до 12 км или диаметр от 5 до 16 км, испытали разноамплитудные поднятия от 1,5 до 6 м, а впадина озера Св. Френсиса (длина 64 км, ширина до 5 км) — опускание (Davison, 1936). При Цаганском X-балльном землетрясении на Байкале 11–12.I.1862 г. на 7–8 м опустился блок земной коры площадью 260 км².

При Муйском землетрясении 27.VI.1957 г. ($M = 7,9$, $I_0 = X-XI$ баллов) в Байкальской рифтовой зоне впадина опустилась на 5–6 м и сдвинулась к юго-западу; часть свода-глыбового Удоканского хребта поднялась на 1–1,5 м, сместилась к северо-востоку на 1,2 м и по взбросо-сдвигу надвинулась на впадину (Солоненко и др., 1966).

Ярким примером необычайно быстро растущих положительных морфоструктур являются форберги, протыкающие бэли хребтов Гобийского Алтая. В момент землетрясений форберги отклоняют "на себя" системы главных сейсмодислокаций, резко увеличивая амплитуду поднятия (Гоби..., 1963).

Приведенные примеры дают основание ввести термин **сейсмогенная морфоструктура**. Морфоструктуры, резко поднимаясь (положительные) или опускаясь (отрицательные) под действием тектонических сил, участвуют в генерации землетрясений. Они либо распадаются на блоки (центральный грабен хребта Ихэ-Богдо, Бахарский грабен и т.д.),

¹ Под морфоструктурами понимаются разномасштабные, генетически единые комплексы тектоно-орографических элементов новейшей структуры (хребты, впадины, горные перемычки и т.д.), созданные эндогенными процессами (Герасимов, Мещеряков, 1967).

либо надвигаются друг на друга (хребты Ихэ-Богдо и Бага-Богдо) с образованием мощных структур сжатия (Тормхонский надвиг, см. Гоби..., 1963). Горизонтальные перемещения антиподальных морфоструктур при одноактных сейсмотектонических подвижках достигают нескольких метров.

Практически все исследователи, анализируя связь очагов землетрясений с геологическими структурами, имеют в виду прежде всего морфоструктуры, созданные за неотектонический этап развития регионов. Структуры, сформированные в более ранние эпохи, не оказывают сколько-нибудь значительного влияния на современную сейсмичность. Но в таком случае более краткий термин "сейсмогенная морфоструктура" равноценен термину "новейшая структура", в ходе формирования которой генерируются землетрясения.

Локальные сейсмотектонические деформации (сейсмодислокации) сосредоточены обычно в узких, но нередко значительных по протяженности зонах. Истинные сейсмодислокации — это прежде всего, тектонические разрывы разных генетических типов (сбросы, взбросы, сдвиги и т.д.), возникающие в очагах землетрясений и выходящие на земную поверхность. Не все сейсмодислокации (разрывы), образующиеся в очаговой зоне, выходят на поверхность Земли, а те, что образуются на земной поверхности, не обязательно уходят "корнями" в начальную область разрывов в очаге. Здесь, очевидно, много переходных форм, зависящих от геологического строения надочаговой зоны.

В результате подвижки в очаге на поверхности Земли "проявляются" или возникают тектонические разрывы в ходе вспарывания старых или образования новых разломов. Они имеют разную глубину заложения, но обязательно фиксируют эпицентральную или плейстосейстовую (при наклонном залегании разрыва) зону землетрясения.

Задача сейсмогеолога — выделить эти сейсмогенные разрывы из ряда сейсмогравитационных склоновых и иных образований. В мировой сейсмостатистике не известны примеры, когда бы тектонические разрывы возникали (или обновлялись) под воздействием сейсмических волн в удалении от эпицентральных или плейстосейстовых областей землетрясений. Исключение составляет "пассивное" вскрытие зон разломов за счет встряхивания рыхлых тектонитов в ходе транзитного сотрясения (Солоненко и др., 1966).

Примеры вспарывания старых или образования новых сейсмогенных разломов весьма многочисленны. Достаточно вспомнить зону сейсмодислокаций протяженностью 435 км, образовавшуюся при вскрытии разлома Сан-Андреас, генерировавшего 18 апреля 1906 г. землетрясение с $M = 8,3$ (Davison, 1936; Tocher, 1958). Классические формы сейсмодислокаций неоднократно возникали в Анатолийской сейсмогенной зоне (Ambroseys, 1970; Nowroozi, 1971), в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе (Гоби..., 1963; Солоненко и др., 1966) и других районах земного шара (Рихтер, 1963; Allen et al., 1965; Tchalenko et al., 1974; Tchalenko, 1975; и др.).

Гравитационно-сейсмотектонические деформации возникают обычно в зонах сейсмогенных разломов, узлах их пересе-

чения или схождения и реже при пассивном вскрытии старых ослабленных швов в ходе сильных землетрясений. К ним относятся гравитационно-сейсмотектонические клинья, выколы склонов гор и как переходная форма к собственно сейсмогравитационным — оседание (провалы) и сколы вершин гор (Гоби..., 1963; Солоненко, 1973_{1,2}).

Сейсмогравитационные деформации — склоновые смещения грунтов различных типов (отседание склонов гор, обвалы, оползни, земляные лавины и потоки, сели и т.д.). По классификации Е.В. Дедовой, они являются разновидностью сейсмогенудационных деформаций. Сейсмотектонические напряжения, охватывающие при подготовке и реализации сильнейших землетрясений громадные площади, ослабляют устойчивость горных склонов (Солоненко, 1962, 1971, 1972, 1973_{1,2}, 1976). Землетрясения не только сбрасывают неустойчивые массы грунтов, но и сами подготавливают склоны в плейстосейстовых зонах к новым сейсмогравитационным смещениям. Примеры — явные следы более ранних смещений в районах: Хаитского обвала в Средней Азии (Солоненко, 1972, 1973_{1,2}, 1976), Сагиянского скального оползня на Кавказе (Вебер, 1903), Гуаскаранской лавины в Перу (Plafker et al., 1970). Мировые примеры подобного рода весьма многочисленны (Tarr, Martin, 1899; Davison, 1936; Tazieff, 1960; Рихтер, 1963; Shepherd et al., 1970; Поспелов, 1970; Солоненко, 1971, 1973_{2,3}; Plafker et al., 1971; и др.). Характерно, что в сопоставимых структурно-геологических ситуациях возникают однотипные склоновые смещения. Так, при землетрясении в Инангахуа 24.V.1968 г. ($M = 7$) около 200 тыс. т. аргиллитов сдвинулось по слоистости, наклоненной под углом $4^{\circ}05'$ к горизонту, прежде чем обрушиться в долину (Shepherd et al., 1970). Практически идентичное соскальзывание блока флишевых пород наблюдалось на Кавказе при Махачкалинском землетрясении 14.V 1970 г., имевшем $M = 6,75$ (Чигарев, Шивков, 1970).

В соответствии с приведенной классификацией деформаций, связанных с землетрясениями, выделяются сейсмотектонические, гравитационно-сейсмотектонические, сейсмогравитационные структуры.

Структуры особого типа (сейсмогенно-вибрационные) распространены на побережье Черного моря между пос.Лазаревским и г. Анапой. Впервые они были описаны А.Б. Островским (1970_{1,2}) и отнесены к сейсмотектоническим формам рельефа. Здесь в толще мел-палеогенового флиша сформированы крупные трещины (шириной до 150 м при видимой глубине до 90 м), скальные отторженцы, оползни и обвалы, перекрывшие современные долины и ушедшие от стенок отрыва до 3,5 (вместо 50–100 м, возможных при обычном гравитационном обвале). Эти образования не связаны с явными сейсмогенными разломами и не сопровождаются сейсмогравитационным разрушением соседних гор соответствующего масштаба. Мы предположили, что здесь имеет место новое, неизвестное ранее явление — сейсмогенно-вибрационная ползучесть и разрушение горных массивов, обусловленное длительными сейсмическими колебаниями умеренной интенсивности (Солоненко, 1972, 1973_{2,3}; Солоненко, Хромовских, 1974).

Палеосейсмодислокации. Фактически в эту группу должны включаться все типы перечисленных выше сейсмодеформаций. Однако необходимо, чтобы эти деформации сохранились от денудации в современном рельефе или следы их четко фиксировались в геологических разрезах. Практически же пока выделяются палеосейсмодислокации, представленные фрагментами локальных сейсмотектонических, гравитационно-сейсмотектонических и сопровождающих их сейсмогравитационных деформаций, все еще обладающих ландшафтной зримостью. Приставка "палео" указывает на досейсмостатистический (для данного региона) возраст дислокаций.

Палеосейсмогенная структура — совокупность палеосейсмодислокаций, образовавшихся в плейстоценовой зоне данного досейсмостатистического землетрясения. Палеосейсмогенные структуры являются, как правило, не по одному, а по комплексу признаков (сейсмотектонических и (или) гравитационно-сейсмотектонических с сейсмогравитационными).

Палеосейсмогеологический метод — это метод определения места, интенсивности и повторяемости сильных (преимущественно с $M \geq 6,5$ $I_0 \geq IX$ баллов) землетрясений на основании картирования палеосейсмогенных структур с использованием разработанной нами шкалы балльности (Солоненко, 1962, 1966, 1973₁, 1975).

Нельзя сказать, что эти термины удачны, так как с приставкой "палео" ассоциирует представление о древности, в то время как большинство таких дислокаций имеет возраст от последних десятков до первых тысяч лет. Более древние сейсмодислокации, если их и удастся выделить, не могут быть использованы для определения уровня современной сейсмичности: во многих сейсмоактивных зонах сейсмический режим в переходное время от нижнего к верхнему голоцену (около 5 тыс. лет тому назад) резко изменился. Вместе с тем эти термины стали популярными и замена их вряд ли теперь целесообразна.

Псевдосейсмодислокации — образования, морфологически сходные с сейсмодислокациями, но имеющие не сейсмогенное, а иное происхождение (Солоненко, 1962_{1,2}, 1966).

Сейсмогенная зона — структурно-тектоническая, преимущественно линейно-вытянутая зона, в пределах которой возникали или возможны в будущем эпицентральные и плейстоценовые области землетрясений различной интенсивности. Она обычно включает отрезки разломов, активизированных в кайнозое, фрагменты сейсмоактивных морфоструктур и участки с остаточными деформациями верхней части земной коры (сейсмодислокациями и палеосейсмодислокациями).

Сейсмический потенциал (потенциальная сейсмичность, максимальный уровень сейсмичности) территории. Под ним понимаются магнитуда и соответствующая ей интенсивность возможного в данном районе максимального землетрясения.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В "Методических рекомендациях по сейсмическому районированию территории СССР" (1974), а также в работе Б.А. Борисова, Г.И. Рейснера и В.Н. Шолпо (1975) приведен достаточно полный перечень методов и приемов изучения связей сейсмичности с геологическим строением регионов. Однако они имеют один общий недостаток: прогнозные критерий потенциальной сейсмичности каждого из них ограничены сейсмостатистикой. С этих позиций "традиционные" и формальный (Борисов и др., 1975) методы не дают возможности определить верхний уровень сейсмичности для всего региона в целом и особенно для конкретных сейсмогенных зон, оценить повторяемость максимальных землетрясений и проследить эволюцию (спады и активизацию) сейсмичности в отдельные этапы четвертичной истории регионов. Эти проблемы существенно выполняются палеосейсмогеологическим методом, поскольку в отличие от других методов в основе его лежит изучение остаточных сейсмогенных деформаций земной коры, сохранившихся в эпицентральных и плейстоценовых областях сильных землетрясений прошлых эпох. Сущность метода изложена в целом ряде работ (Флоренсов, 1960₁; 1960₃; Солоненко, 1962₁, 1973_{1,2}, Хромовских, 1965; Солоненко и др., 1966, 1968; и др.). Здесь мы приведем лишь методику исследований¹.

Прежде всего необходимо учитывать, что палеосейсмогеологические наблюдения являются составной частью комплексных сейсмологических, сейсмогеологических и геофизических исследований. При региональном и детальном сейсмическом районировании, а в особо высокосейсмичных зонах — и при микрорайонировании (с целью уточнения исходного расчетного балла) палеосейсмогеологическими наблюдениями необходимо охватывать площади в десятки, сотни, а то и в миллион квадратных километров. Естественно, что без предварительной серьезной и всесторонней подготовки к полевым исследованиям на таких площадях можно не один год безуспешно искать палеосейсмодислокации. Поэтому в ходе палеосейсмогеологических исследований выделились четыре стадии.

1. **Предварительная камеральная подготовка.** По сейсмостатистическим, историко-археологическим, сейсмологическим, геолого-геофизическим, геоморфологическим и другим материалам (в зависимости от местных условий) выделяются районы вероятного проявления сильных землетрясений, а в них — в соответствии с предполагаемым или известным типом сейсмогенерирующих структур, геоморфологических и инженерно-геоло-

¹ Из работы В.П. Солоненко "Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод", подготовленной к печати.

гических условий — участки наиболее вероятного проявления остаточных сейсмогенных деформаций.

2. Дешифрирование аэрофотоснимков. Для выделенных районов проводится дешифрирование аэрофотоснимков. Оптимальный масштаб снимков 1 : 30 000. На снимках масштаба 1 : 60 000 часто некрупные сейсмодислокации не находят выражения или их трудно, или невозможно отличить от фотоэффектов других морфоскульптур, особенно в лесных районах. Крупномасштабные снимки дешифрируются для участков предварительно выделенных структур и при их аэровизуальном обследовании и наземной документации.

Для получения предварительных количественных параметров сейсмодислокаций проводится инструментальная обработка снимков.

Результаты дешифрирования наносятся на топографические карты, по которым будут вестись аэровизуальные маршруты.

Для палеосейсмогеологических исследований эффективно использование космических снимков спектрзональной и "Инфра" серий масштаба 1 : 200 000 и крупнее. Это позволяет значительно сократить время поиска наиболее крупных сеймотектонических дислокаций, с которыми связаны максимальные по силе землетрясения. Однако при работе с космическими снимками возникает опасность ложной интерпретации разломной тектоники. Естественная генерализация линейно-вытянутых морфоструктурных образований создает подчас полную иллюзию зоны активизированного разлома, которая на поверку нередко оказывается серией эрозионно-денудационных или ледниковых рвов, уступов и селевых каньонов.

3. Аэровизуальные наблюдения необходимо проводить не только на участках предполагаемых палеосейсмодислокаций, выделенных по аэрофотоснимкам, но и на участках возможных активных сейсмогенных структур, выделенных по геолого-геофизическим данным: в связи с условиями освещенности во время аэрофотосъемки иногда даже весьма выразительные сейсмодислокации на снимках не фиксируются или выражены очень неясно.

В удаленных районах аэровизуальные наблюдения проводятся на самолетах АН-2 или ЯК-12, а в близких — на вертолетах. Обычно два наблюдателя успевают увидеть детали морфоскульптур, свидетельствующих о их сейсмогенной или несейсмогенной природе, нанести на карту план сейсмодислокаций и сопутствующих явлений, приблизительно определить тип структуры и ее параметры (ширину трещин, амплитуду вертикального и горизонтального смещения и т.д.), сделать фотоснимки и записи, отметить пути наземного подхода к структуре и вместе с пилотом выбрать ближайшую площадку, пригодную для посадки вертолета.

4. Наземное обследование и документация. При наземном обследовании прежде всего необходимо убедиться в сейсмогенной природе морфоскульптуры, выделенной на основании аэрофотоснимков и аэровизуальных наблюдений. Разрывные и пликативные структуры, гравитационные деформации и фации осадков могут быть следствием не сейсмогенных, а иных процессов. На сейсмодеформации могут походить:

а) псевдотектонические трещины, часто развивающиеся по древним разломам и тектоническим трещинам, вулканотектонические купола и

депрессии, экзотектонические (диапировые и близкие к ним структуры, экзоскладчатость в долинах рек), ангидрито-гипсовая тектоника, трещины грязевых вулканов, а в редких случаях и астроблемы — структуры метеоритных кратеров, трещины загиба голов пластов, экзогенных обвалов, рвов, трещины отседания и связанные с ними осадки склонов, обвалы, оползни, в том числе скальные. Так, на Кавказе мы столкнулись с любопытными экзогенными формами, принятыми не только по аэрофотоснимкам и при аэровизуальных наблюдениях, но и в первых наземных маршрутах за сейсмогенные сбросы — это верхние кромки ущелий, заполненных обвальной массой (район оз.Амткел) или древним аллювием (колхидские предгорья у р. Кодори и к востоку от нее). Сама кромка ущелья отлично имитирует сбросовый уступ, а трещины отседания — сопровождающие сейсмотектонические трещины. Более того, на стенках таких трещин, пересекающих известняки, местами образовались зеркала скольжения с штриховкой сбросо-сдвигового типа. Только детальное исследование (во втором случае) позволило установить, что общее направление "структуры" определено краем продольного хребта древнего ущелья, а смещение в ходе отседания части блоков в сторону современных ущелий, поперечных к древнему, создало иллюзию сдвига. Поскольку трещины отседания уходят глубже современной поверхности древнего аллювия, то местами смещение шло в условиях сжатия и на стенках трещин в известняках образовались борозды и штрихи скольжения;

б) ледниковые и нивальные образования: латеральные, радиальные и особенно маргинальные каналы, напорные морены, сопровождаемые ледниковыми дислокациями (в особенности надвиги и крупные ледниковые отторженцы), борозды на плечах трогов, подледниковые рывины, ярусные долины, продольные валы боковых морен на склонах долин, флювиогляциальные формы рельефа, нивальные ложбины и валы и т.д.

На сейсмовозбужденные земляные лавины и потоки по морфоскульптуре могут походить перигляциальные поля земляных конусов, иногда конусы суффозионно-просадочного рельефа. Отличаются они наличием каналов фонтанирования, которые устанавливаются при раскопке конусов;

в) эрозионные формы, в том числе селевые каньоны, ложбины стока, особенно в поле с крупной тектонической трещиноватостью, когда создаются полные массивно-псевдотектонические формы рельефа;

г) экзогенно-гравитационные формы (оползни, обвалы, оползневые и обвальные рвы), которые около каров и карлингов иногда создают иллюзию сейсмогенного срыва вершин гор;

д) формы избирательной денудации — отпрепарированные контакты, в том числе тектонические, жильные тела, в аридных и семиаридных ландшафтных зонах — дефляционные формы, наиболее резкие при совпадении простирания слабого слоя или зоны дробления с господствующим направлением ветров;

е) в условиях вечной мерзлоты — вытаивание жильных льдов, солифлюкционные валы и нагорные террасы, фронтальные валы курумов, родниковые суффозионные ложбины;

ж) искусственные формы — древние ирригационные системы и иные гидротехнические сооружения, ритуальные и другие дороги, древние обо-

ронительные сооружения, которые могут протягиваться на десятки, а то и сотни километров, иногда хорошо использующие тектонические уступы рельефа, горнопроходческие выработки и т.д.

Сейсмогенные структуры тщательно документируются: составляется общий сейсмогеологический и детальный планы сейсмогенной деформации с ее морфометрией. Выявляется связь сейсмогенных образований с тектоническими структурами и геологическими формациями района. По комплексу признаков устанавливается возраст и балльность землетрясения, а также потенциальная сейсмичность той крупной морфоструктуры или ее части, в пределах которой они развились, и наиболее вероятные участки остаточных деформаций и вероятные пути движения сейсмогенных обвалов, земляных лавин и потоков и т.п.

При организации сейсмологических наблюдений, как показал наш опыт, необходимо учитывать, что чем моложе и мощнее сейсмодислокации, тем ниже их современная сейсмическая активность. Поэтому на таких сейсмодислокациях необходимо планировать более продолжительные сейсмические наблюдения, чем на дислокациях с возрастом во многие сотни или первые тысячи лет.

За пятнадцатилетний период, прошедший со времени первого использования остаточных сейсмогенных деформаций для выявления сейсмогенных тектонических структур и эпицентральных зон сильных землетрясений, правомочность палеосейсмогеологического метода подтверждена как последующими событиями, так и результатами применения его в нашей стране и за рубежом. Так, в северо-восточной части Байкальского сейсмического пояса, намеченного в конце 1956 г. (Флоренсов, 1960₁), произошли землетрясения: Муйское 27.VI 1957 г., $M = 7,9$, X—XI баллов; Нюкжинское 5.I 1958 г., $M = 6,5$, IX; Олекминское 14.IX 1958 г., $M = 6,5$, IX; Среднебайкальское 29.VIII 1959 г., $M = 6 \frac{3}{4}$, IX; Тас-Юрхаское 18.I 1967 г., $M = 7$, IX—X семь VIII-балльных ($M = 5,5-6$) и более тридцати VI—VII-балльных.

Палеосейсмогеологические исследования в Среднеазиатской и Кавказской сейсмических провинциях показали, что такие землетрясения, как Файзабадское, Ашхабадское, Хаитское, Чхалтинское и некоторые другие, казавшиеся неожиданными, аномальными для сейсмических районов, выделенных по сейсмостатистическим, инструментальным и геологическим данным, произошли в районах, где имеются палеосейсмогеологические следы таких же или даже более сильных землетрясений (Копп и др., 1964; Солоненко, 1970₂, 1972, 1973_{1,2}, 1976₂; Трифионов, 1971; Хромовских и др., 1972, 1973; Никонов, 1973; Солоненко, Хромовских, 1974; и др.). С другой стороны, установлено, что иногда сейсмическая опасность необоснованно завышается или завышается вероятная повторяемость сейсмических катастроф, так как существующие сейсмологические методы прогноза не позволяют предвидеть, на каком уровне следует прервать график или изменить его наклон.

Палеосейсмогеологический метод пока наиболее надежный для определения максимальных землетрясений ($c M \geq 6,5$) с коровыми очагами и их осредненной повторяемостью и единственный при определении потенциальной сейсмической опасности сейсмологически неизученных террито-

рий и при реконструкции геологической истории развития сейсмических процессов.

Наши исследования, естественно, не ограничивались только палеосейсмогеологией. Был проанализирован весь имеющийся геологический материал по району с применением основных положений известных сейсмогеологических методов оценки сейсмичности регионов (Методические..., 1974). Используются новейшие сейсмологические данные о сейсмичности территории (карты эпицентров, сейсмической активности, K_{\max} и т.д.). Однако неоднозначность связей сейсмичности с рядом ее предполагаемых геолого-геофизических параметров заставила нас в ходе работы с большой осторожностью использовать их для прогноза места и силы землетрясений. Основное внимание уделялось дальнейшей разработке палеосейсмогеологического метода, сбору макросейсмических сведений о сильных землетрясениях, переоценке их интенсивности и уточнению положения эпицентров.

При оценке потенциальной сейсмичности конкретных морфоструктур во главу угла ставилась точность привязки эпицентров максимальных землетрясений, определенных по сейсмостатистике и палеосейсмодислокациям.

При уточнении интенсивности исторических землетрясений учитывалось количество пострадавших населенных пунктов, характер деформаций сооружений в соответствии со шкалой MSK-64 и инженерно-сейсмогеологические особенности ряда обследованных нами эпицентральных зон сильнейших землетрясений Кавказа.

Наиболее эффективными методами сейсмогеологического профиля для выделения сейсмогенных зон в большинстве сейсмоактивных регионов следует признать палеосейсмогеологический и сейсмотектонический. Историко-структурный метод дает лишь общие представления о связях очагов землетрясений с крупными морфоструктурами. История неотектонического и более раннего развития может не нести информации об ожидаемом сейсмическом потенциале территории прежде всего по причине возможной смены знака современных движений (Солоненко, 1963; Когошвили, 1970). Вместе с тем сочетание трех указанных методов именно на Кавказе с его чрезвычайно дробной неотектонической дифференциацией территории (Милановский, 1968) может дать наилучшие результаты. Историко-структурный и сейсмотектонический методы позволяют до минимума сократить число возможных сейсмогенных морфоструктур и зон разломов в радиусе точности определения макросейсмических и инструментальных эпицентров известных сильных землетрясений и по ним определить сейсмический потенциал этих тектонических элементов.

Палеосейсмогеологический метод позволит проверить, на самом ли деле сильнейшее из известных землетрясений соответствует этому сейсмическому потенциалу или, судя по остаточным сейсмогенным деформациям земной коры, здесь возможны и более сильные землетрясения. Кроме того, в ряде случаев только с помощью палеосейсмогеологического метода можно ответить на вопрос: какой элемент той или иной сейсмоактивной морфоструктуры или зоны разлома наиболее опасен в настоящее время. Это обеспечивается точной привязкой на местности сейсмодислокаций, возникших в прошлом. В любом другом случае достаточно уверенное выделение

таких элементов затрудняется небольшой точностью макросейсмического и инструментального определения эпицентральных зон. Уже беглый взгляд на среднemasштабные геологические карты Кавказа убеждает в том, что при чрезвычайном обилии существующих здесь молодых (мезо-кайнозойских) разломов с наклонными сместителями и локальных морфоструктур генетическая связь очага сильного землетрясения с каким-то конкретным разрывом нередко совершенно не очевидна. Поэтому не так-то просто выделить конкретную сейсмогенную зону в понимании И.Е. Губина (1950, 1960, 1971, 1974). Это возможно только по остаточным деформациям, фиксирующим вскрытие разломов, или по наиболее точной привязке эпицентров землетрясений. Предпочтение, видимо, следует отдавать наиболее молодой морфоструктуре или зоне разлома, имеющим наибольший набор неотектонических и современных доказательств их сейсмогенности (унаследованность, скорости движения, инверсионность и т.д.). Этому принципу следует И.Е. Губин (1960). Однако не всегда сейсмоактивные зоны, в том числе с явными признаками сейсмогенного обновления, являются одновременно и зонами контрастных дифференцированных неотектонических движений с большими скоростями. Поэтому, строго говоря, привязка макросейсмического (или инструментального) эпицентра сильного землетрясения к какой-либо одной морфоструктуре или разлому в ряду конкурирующих может быть поставлена под сомнение, если, конечно, при землетрясении не вскрылся¹ ни один из разломов. Не следует забывать, что сейсмический режим за длительные отрезки времени может изменяться и уровень современной сейсмичности могут определять морфоструктуры, слабо выраженные в рельефе и геологическом строении региона. Так, по нашим данным, в Байкальской рифтовой зоне установлено 4 эпохи сейсмической активизации: в верхнем зоплейстоцене, нижнем плейстоцене, верхнем плейстоцене-нижнем голоцене и верхнем голоцене. В настоящее время сейсмическая деятельность на северо-востоке активизируется, на юго-западе — затухает.

На Северозападном Кавказе по палеосейсмогеологическому анализу А.Б. Островский (1970₂) выделяет две эпохи активизации сейсмичности: 1 — середина позднего плейстоцена и 2 — историческая, завершившаяся в начале первого тысячелетия нашей эры.

По данным В.К. Кучай (1971), в зоне Таласо-Ферганского разлома максимум сейсмической деятельности был около 50 тыс. лет тому назад. Понижением максимальной силы землетрясений произошло 10 тыс. лет тому назад. Современные землетрясения — самые слабые за последние 50 тыс. лет.

Имеются палеосейсмогеологические и исторические данные об изменении сейсмического режима и в других сейсмических зонах.

Установив связь остаточных сейсмогенных деформаций с конкретными тектоническими элементами, мы можем более обоснованно оценить их сейсмический потенциал. Расширяются и возможности экстраполяции потенциальной сейсмичности для геологически однородных зон. Подобные экстраполяции с использованием палеосейсмодислокаций с целью уточне-

¹ Возможно и образование нового разрыва.

ния уровня потенциальной сейсмичности морфоструктур выполнены уже во многих сейсмоактивных районах Земли (Allen et al., 1965; Glenn R. Scott, 1970).

На Кавказе открываются широкие возможности для установления связей очагов землетрясений со структурами верхних этажей земной коры, поскольку очаги большинства сильных землетрясений имеют здесь глубину от 5 до 15 км, лишь в редких случаях выходя за эти пределы (Бунз и др., 1971; Методические..., 1974). Большинство морфоструктур по ширине сопоставимы с величинами глубин очагов землетрясений, а по длине значительно превосходят их. Это предполагает глубокое заложение морфоструктур и ограничивающих их зон разломов. Очаг землетрясения может быть связан с конкретным глубинным разломом¹, не четко выраженным в верхних этажах литосферы, но формирующиеся здесь морфоструктуры, создающие локальные поля тектонических напряжений, могут реагировать на сейсмогенные подвижки по этому разлому. В элементах таких морфоструктур могут возникать остаточные деформации, выраженные на поверхности в виде сейсмодислокаций разных типов. Яркие примеры трассировки поперечных глубинных разломов в районе, где они лишь предполагались по другим данным, дают нам отдельные сейсмогенные структуры Кавказа. Таким образом, палеосейсмодислокации могут служить поисковым признаком глубинных разломов, фиксируя напряженную область в мощном чехле мезо-кайнозойских отложений над зонами расколов фундамента.

В Прибайкалье нередко глубинные разломы, имеющие единую историю геологического развития вплоть до современности, на сближенных отрезках обладают совершенно различным сейсмическим потенциалом (Солоненко, и др., 1968; Хромовских и др., 1975). Такая же ситуация наблюдается в зоне разлома Сан-Андреас (Allen et al., 1965). Ранее эта весьма важная закономерность была установлена для отдельных структурных зон Средней Азии (Гзовский и др., 1958). На Кавказе картина еще более сложная, так как здесь на локальных участках высокоточным нивелированием обнаруживаются вертикальные смещения, нередко совершенно не соответствующие ни порядку существующей морфоструктуры, ни неотектоническим движениям крыльев разрывов (Когошвили, 1970, 1975). Поэтому на Кавказе экстраполяция потенциальной сейсмичности возможна на ограниченных площадях между сближенными эпицентрами сильных землетрясений или остаточными сейсмогенными деформациями, принадлежащими однородной зоне разрывов или морфоструктуре.

Нами приняты следующие основные принципы выделения сейсмогенных зон и определения их сейсмического потенциала.

1. Графической основой для выделения сейсмогенных разломов и морфоструктур служили карты, отражающие конечный итог хрупких и пластических деформаций литосферы за неотектонический этап развития регио-

¹ Однозначной трассировки глубинных разломов Кавказа нет (Гамкрелидзе, 1964; Милановский, 1968). Поперечные глубинные разломы на официальных геологических картах вообще отсутствуют. По данным Д.И. Сихарулидзе, даже бесспорные поперечные разломы Кавказа, протяженностью более 1000 км (Рубинштейн, 1956; Nowroozi, 1971), не отражаются в волновой картине сейсмического поля.

нов, с учетом скоростей деформации и знака движений земной коры в современную эпоху. Морфоструктуры, сформировавшиеся за неотектонический этап, дают лишь общее представление о характере деформаций литосферы и связанных с ними сейсмогенных напряжений. История развития геологических структур в более ранние эпохи не несет информации о современном сейсмическом потенциале территории.

2. Карта морфоструктур и разломной тектоники сопоставлялась с картами эпицентров землетрясений региона, в том числе выявленных палеосейсмогеологическим методом.

3. В радиусе точности определения эпицентров землетрясений выделялся ряд конкурирующих тектонических элементов, с одним из которых могли быть связаны очаги наиболее сильных землетрясений.

4. Сейсмогенная морфоструктура или зона разлома в ряду конкурирующих определялась по комплексу признаков, доказывающих ее новейшую активность ("живая тектоника", максимальные скорости и амплитуды неотектонических движений, наложенность и т.д.). При прочих равных условиях предпочтение отдавалось самой молодой морфоструктуре, активно развивающейся в современную эпоху, или зоне разлома со следами недавнего обновления.

5. Установленные палеосейсмодислокации привязывались к конкретным структурным элементам, в том числе к известным зонам разломов. Размеры и генетические типы остаточных сейсмогенных деформаций земной коры определяли сейсмический потенциал этих элементов. При невозможности определения потенциальной сейсмичности тектонических элементов по палеосейсмогеологическим признакам использовались сейсмо-статистические данные.

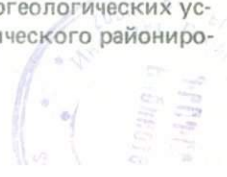
6. Экстраполяция потенциальной сейсмичности в пределах конкретной морфоструктуры или зоны разлома производилась на ограниченных площадях между остаточными сейсмогенными деформациями или эпицентральными зонами известных сильных землетрясений.

7. При отсутствии эпицентров сильных землетрясений, как по сейсмо-статистике, так и по палеосейсмогеологическим данным, потенциальная сейсмичность структур и зон разломов устанавливалась по картам K_{\max} (Ризниченко, Джибладзе, 1972; Джибладзе, 1976; Джибладзе и др., 1976).

8. Повторяемость землетрясений для конкретного района уточнялась при помощи материалов о всех сильных землетрясениях, в том числе установленных по летописным и палеосейсмогеологическим данным.

9. Выделенные сейсмогенные морфоструктуры или отрезки разломов объединялись в сейсмогенные зоны с различным сейсмическим потенциалом.

10. От границ сейсмогенных зон отсчитывались полосы транзитного сотрясения в соответствии с генерализованными радиусами изосейст сильных землетрясений. В пределах изосейсмальных полос вводились поправки на изменение балльности за счет особых инженерно-сейсмогеологических условий и создавались карты общего и детального сейсмического районирования.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФОН

Обширнейшая литература по геологии, тектонике и сейсмоструктурной тектонике¹ Кавказа позволяет нам ограничиться самой общей характеристикой геологического фона сейсмогенных процессов: структурных ярусов, кайнозойских структур и главнейших активизированных разломов.

В нижний структурный ярус входят сложно дифференцированные поздние-докембрийские-нижнепалеозойские кристаллические образования (гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды и т.д.), образующие ядро Главного хребта Центрального Кавказа (Милановский, 1968).

Герцинский структурный ярус Большого Кавказа формировался с силура до середины (?) триаса. Важно отметить, что миогеосинклиналь южного склона Большого Кавказа прогибалась и в ней накапливались известняково-сланцевые толщи на протяжении почти всего герцинского цикла — с девона до перми. Испытав замыкание и складчатость в триасе, эта зона после умеренного поднятия была вновь вовлечена в начале юры в глубокое прогибание, связанное с формированием альпийской геосинклинали (Милановский, 1968).

Альпийский цикл развития Кавказа, так же как и герцинский, разделяется на два этапа: собственно геосинклинальный (верхний триас-эоцен) и орогенный (олигоцен-антропоген). Интересующий нас альпийский синклинорий южного склона Большого Кавказа, развившись на месте позднегерцинского синклинория, имел с ним общее простирание. К этому добавим, что область максимального погружения в ранней юре (около 3000 м) была приурочена к центральной части герцинского (палеозойско-триасового) прогиба (Сомин, Белов, 1967; Кириллова и др., 1960). Основной особенностью зоны южного склона, где сосредоточено большинство сейсмогенных структур (рис. 1, см. вкладку), является господство терригенных геосинклинальных формаций (глинистые сланцы, карбонатный флиш, вулканы), накопившихся почти непрерывно с девона до палеогена на протяжении около 400 млн. лет (Сомин, Белов, 1967).

Горст-антиклинорий Главного Кавказского хребта являлся положительной структурой с начала верхнего палеозоя. Он развивался унаследованно и лишь в ранней и средней юре здесь происходили значительные погружения отдельных узких грабенообразных зон (Сомин, Белов, 1967).

На южном склоне Большого Кавказа мощность герцинских осадков, накопившихся в геосинклинальных трогах, превысила 7 км (Резанов, 197

¹ После завершения настоящей работы вышел в свет интересный по методике решения вопросов сейсмоструктурной тектоники труд Б.А. Борисова, Г.И. Рейснера и В.Н. Шолпо (19

Таблица 1

Значения мощностей отложений, накопившихся в разные геологические периоды в районах сейсмогенных структур Западного Кавказа (по данным И.В.Кирилловой и др., 1960)

Структура	Период								
	$I_{1,2}$	I_3	Cr_1	Cr_2	$Pg_{1,2}$	Pg_3	N_1	N_2	Q
Ненскра	4000	100	100	100	0	0	0	0	0
Абакура	4500	200	100	100	0	0	0	0	0
Лабскалди	4500	500	100	100	0	0	0	0	0
Цери	4500	1500	100	100	0	0	0	0	0
Бзыбь	4500	1000	100	100	0	0	0	0	0
Гоби	4000	100	2000	100	0	0	0	0	0
Квира, Акиба,	3500	0	100	500	50	0	0	0	0
Амткел									
Абрау, Утриши	400	400	2000	1500	50	100	0	0	0

С нижней юры до палеогена за 150—160 млн. лет здесь накопились еще около 5 км вулканогенно-терригенных осадков (Кириллова и др., 1960).

Практически все очаговые зоны землетрясений Большого Кавказа сосредоточены в верхней 20-километровой толще герцинского и альпийского складчатых комплексов (Резанов, 1971). По-видимому, даже на таких глубинах физико-химические и прежде всего прочностные свойства пластичных (хотя и метаморфизованных) вулканогенно-осадочных толщ должны влиять на специфику землетрясений, начиная от образования сейсмогенных разрывов и кончая степенью затухания сейсмических колебаний.

Определенный сейсмогеологический интерес представляет выявление специфических черт докайнозойского этапа развития не только крупных частей регионов, но и более узких зон, включающих сейсмогенные структуры.

На Кавказе все изученные нами сейсмоструктуры приурочены к областям интенсивного прогибания (табл. 1).

Как будет показано ниже, такая специфика в истории формирования геотектонических элементов и прочностных свойств геологического субстрата в очаговых зонах землетрясений в значительной мере обуславливает своеобразие сейсмичности рассматриваемого региона.

Вопросам неотектонического развития современных морфоструктур Кавказа и Черноморской впадины посвящено громадное количество работ. Поэтому для общей характеристики неотектонического развития региона (преимущественно Западного Кавказа, где детально изучались палеосейсмогенные структуры) мы пользовались работами последнего десятилетия (Рубинштейн, 1960; Кириллова и др., 1960; Хаин, Ломизе, 1961; Островский, 1968; 1970_{1,2}; Церетели, 1966; Лилиенберг и др., 1972; Думитрашко и др., 1968; Бюс и др., 1968; Милановский, 1978; Когошвили, 1970, 1975; Астахов, 1971, 1973; Гончаров, 1966, 1972; Мирчинк, Шурыгин, 1972; Дьяконов и др., 1972).

В эоцене произошло замыкание геосинклинали и в олигоцене начался орогенный этап морфоструктурного обособления сводово-глыбовых поднятий и формирования межгорных и краевых прогибов, заполненных кайнозойскими молассаами (Кириллова и др., 1960; Милановский, 1968). В раннеорогенную стадию (олигоцен—средний сармат) Большой Кавказ представлял невысокую, медленно воздымающуюся возвышенность. В результате на ее южном склоне произошло отмирание небольших прогибов и только развитие Рача-Лечхумской впадины затянулось до позднего миоцена. Рионская депрессия представляла в то время участок поднятия, сохранившегося до конца сармата (Милановский, 1968).

В позднеорогенную стадию (поздний сармат—антропоген) сформировавшаяся в областях поднятий верхнесарматская поверхность выравнивания была деформирована, начался интенсивный рост мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа и обособление положительных морфоструктур более низких порядков. Одновременно происходило интенсивное погружение краевых и межгорных впадин (Милановский, 1968). Общий характер неотектонических деформаций верхнесарматской поверхности выравнивания за орогенный этап развития рассматриваемой территории отражен на рис. 3 в работе Е.Е. Милановского (1968).

В последние годы морфоструктурный анализ части рассматриваемой нами территории, входящей в Грузинскую ССР, был выполнен Н.Е. Астаховым (1971, 1973). Пять принципов, положенных им в основу выделения локальных морфоструктур, согласуются с выдвинутыми ранее положениями Н.А. Флоренсова (1964). При сопоставлении морфоструктурной схемы Н.Е. Астахова (1971, 1973) с картой неотектонического районирования Кавказа Е.Е. Милановского (1968) выявлена неотектоническая составляющая крупных морфоструктурных элементов. Более мелкие тектогенные формы в областях поднятий оказываются приуроченными к единым неотектоническим зонам. Например, выделяемая Н.Е. Астаховым морфоструктура Аибго-Дзишринского синклиорно-блокового поднятия, включающего различно ориентированные хребты Аибга, Бзыбский и ГАРСКИЙ, практически совпадает с северо-западной частью Абхазо-Сванетской неотектонической ступени на карте Е.Е. Милановского. К восточной части этой ступени, по мнению Н.Е. Астахова, приурочены морфоструктуры Чхалтинского синклиорно-горстового и Сванетского антиклинорного хребтов, в пределах которых расположен ряд изученных нами сейсмогенных структур. Имеют определенное совпадение отрицательные тектогенные нормы типа Верхнеингурского прогиба (Абхазско-Сванетского изоклинория, по Н.Е. Астахову) и Рачинско-Лечхумской синклинали. Поперечные морфоструктуры Северо-Западного и Центрального Кавказа, выделенные Н.В. Думитрашко и Д.А. Лиленбергом (1968), практически совпадают с аналогичными по названию неотектоническими ступенями Е.Е. Милановского. Отмеченные совпадения в морфоструктурном делении различными исследователями части Западного Кавказа оправдывают использование карт Е.Е. Милановского для решения поставленных нами задач, поскольку эти карты содержат наиболее полную информацию о неотектоническом развитии региона (Милановский, 1968, рис. 3, 9). Проведенные нами сейсмогеологические исследования показали, что на Кавказе

сейсмогенные зоны очень локальны, сейсмогенную активизацию нередко испытывают морфоструктуры высоких порядков, имеющие незначительные размеры.

Приведем краткое описание наиболее крупных морфоструктур и главных разломов Западного Кавказа.

ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ

Сводово-глыбовое поднятие Большого Кавказа подразделяется на отдельные, резко отличающиеся сегменты. Это узкий (30–50 км) и относительно слабо приподнятый (не более 1–2 км) Северо-Западный Кавказ и широкий (до 200 км) и высоко поднятый (4–5 км) Центральный Кавказ (Милановский, 1968, рис. 3).

Северо-Западный Кавказ — антиклиналь с широкой сводовой частью, ограниченная с юга Черноморской впадиной, а с северо-востока — Западно-Кубанским прогибом (Милановский, 1968). Здесь выделяются три поперечных блока, постепенно увеличивающие свои высоты с северо-запада на юго-восток: Новороссийская, Афипская и Лазаревская ступени. По данным различных авторов (Милановский, Хаин, 1964; Милановский, 1968; Островский, 1970^{1,2}), амплитуды вертикального поднятия этих ступеней за неотектонический этап следующие: Новороссийской — от 250 на западе до 500 м на востоке, Афипской — 650–850 м, Лазаревской — 1250–1450 м. Северо-Западный Кавказ отделен от Центрального Пшехско-Адлерской полосой поперечных глубинных разломов. Вблизи этой зоны амплитуды поднятия Центрального Кавказа возрастают до 2,5–3 км, а ширина увеличивается до 80–100 км. Зона разломов была активна с послелюрского времени вплоть до антропогена, что доказывается изменением фациального состава отложений и резким увеличением мощностей послелюрских осадков и перестройкой современной гидросети (Хаин, Ломизе, 1961).

Срединная зона — наиболее высоко приподнятая часть сводово-глыбового сооружения Центрального Кавказа. Амплитуда воздымания ее 4–4,4 км (постепенно уменьшается к западу (Милановский, 1968, рис. 3)).

Генеральная разрывная структура — Главный Кавказский надвиг, продольно рассекающий Большой Кавказ. В Приэльбрусье породы кристаллического фундамента по нему надвинуты на отложения лейаса. Угол падения плоскости надвига изменчив: от 10° в верховьях р. Накры до 75–80° в верховьях рек Лашипсе-Авадхара. Общая вертикальная амплитуда надвига около 12 км, а горизонтальная достигает, вероятно, 12–15 км, хотя П.Д. Гамкрелидзе (1964) не считает эту цифру окончательной. В зоне надвига имеются следы молодых подвижек (Цагарели, 1964). К ней же приурочены сейсмогенная структура Ненскра и сейсмодислокации, возникшие в эпицентральной зоне Чхалтинского землетрясения.

Один из крупных элементов южного склона сводово-глыбового поднятия Большого Кавказа — Абхазо-Сванетская ступень, объединяющая ряд более мелких морфоструктур. Высокие отметки вершин (до 3,5–4 км в центре и около 2,5–3 км на западе), глубокий врез речных

долин, остатки высоко поднятых денудационных поверхностей — все это говорит о больших амплитудах воздымания района в неотектонический этап развития. На ней выделяется ряд относительных новейших погружений, которые привели к возникновению отдельных впадин. Так, например, в долине р. Бавю происходит формирование котловины Псху, о чем свидетельствует расширение поймы реки, снижение гипсометрических отметок, увеличение мощности рыхлых отложений (Когошвили, 1970, 1975). Осложняющие Абхазо-Сванетскую ступень Верхнесванетское и Нижнесванетское поднятия имеют амплитуду воздымания 2,5—4 км. К ним приурочен ряд сейсмогенных структур.

Скорость современного поднятия положительных морфоструктур Западного Кавказа в районах изученных нами сеймотектонических дислокаций достигает 14 мм/г и более (Лилиенберг и др., 1972).

На южном склоне Большого Кавказа имеется ряд разрывов, возникших на рубеже миоцена и плиоцена в аттическую фазу позднеорогенной стадии развития региона. Их формирование связано главным образом с интенсивным ростом положительных морфоструктур. Изученные нами сейсмогенные структуры продолжают наметившуюся тенденцию к разрастанию и слиянию "нагорных" разломов. Значение этого явления для оценки сейсмической опасности чрезвычайно велико.

Ч х а л т и н с к о - А в а д х а р с к и й н а д в и г протягивается параллельно Главному Кавказскому. Его вертикальная амплитуда местами превышает 1 км, а горизонтальная — 2 км. К надвику приурочен ряд минеральных источников.

В пределах Сванетии и далее на восток этот надвиг, по данным Ш.Х. Гегучадзе, переходит в С в а н е т с к о - Р а ч и н с к и й г л у б и н н ы й р а з л о м, прослеживающийся восточнее долины р. Ингури до с. Уцера. По нему отложения нижнего мела надвинуты на породы лейаса, байоса, верхнего мела и палеогена. Трасса разлома хорошо прослеживается по полосе сильно перемятых и раздробленных пород. Плоскость разрыва падает на северо-восток.

Третьим спутником Главного Кавказского надвига, сливающимся с ним на западе, является н а д в и г Х е ц к в а р а, прослеживающийся в бассейнах рек Птыши, Хецквары, Клыча, Гвандры, Сакени. Вертикальная амплитуда перемещения по разлому достигает 1,5 км, горизонтальная — 3 км. Это разрывное нарушение проходит по контакту кристаллических пород дизской свиты со сланцами и песчаниками ацгарской свиты.

Надвиг Л а к о р о з и — О т а у — крупный разлом, прослеживающийся на несколько десятков километров от верховий р. Геги на западе до р. Элахшуры на востоке, где он переходит во взброс с падением сместителя на северо-восток под углом 70° . На западном отрезке плоскость надвига падает на север под углом $40-45^\circ$. Вертикальная его амплитуда около 1,5 км, горизонтальная — около 2,5 км. Этот разлом заложен на контакте туфогенной ходжальской свиты и битагской песчано-сланцевой свиты.

С б р о с Р е ш а в я относится к числу сравнительно небольших разломов. Плоскость сброса падает на северо-восток под углом $70-80^\circ$. Амплитуда сброса — 300 м.

Келасурский сброс — один из самых крупных разрывов этого типа — четко прослеживается на расстоянии до 50 км, рассекая Келасурский гранитоидный массив, имеет субширотное простирание и под углом $80-85^\circ$ падает на север. Амплитуда смещения северного блока 1,5 км.

Сброс Галидзга, расположенный в бассейне одноименной реки, имеет протяженность около 7 км. Сместитель падает на северо-восток под углом 80° . Амплитуда сброса до 200 м. С рядом продольных разломов в этом районе связаны горячие источники Ткварчели.

Сброс Цастоу расположен в центральной части синклинали Ходжал, сложенной сланцами и глинами бахунджарской свиты бата. Протяженность разлома около 10 км, амплитуда до 100 м. Сместитель падает на северо-восток под углом 75° .

Сброс Авичиква, длиной до нескольких километров, имеет сместитель, падающий на север под углом 80° , и амплитуду до 500 м.

Квезанский сброс протягивается более чем на 20 км, сместитель его падает на северо-восток под углом 80° . Северное крыло опущено до 100 м. По этому разлому несогласно контактируют конгломераты мезотиса с мергелями и песчаниками эоцена. Возраст сброса — роданско-валахский, что предполагает его развитие с мела до конца третичного периода.

На протяжении почти 100 км по косвенным признакам устанавливается Лахамула-Гомский разлом. Он четко прослеживается от с.Гоми до долины р. Лукумис-Цкали, где по нему средне-верхнеюрские отложения перекрыты отложениями карбонатного флиша. Плоскость сместителя этого разлома падает на север.

Кроме описанных выше продольных разломов, в зоне Главного Кавказского хребта отмечается ряд поперечных субмеридиональных разломов: Штавлерский (сбросо-сдвиг), Лядевальский; Ушбинский, Зесхойский, Гезевцехский и Зонхитский. Первый из них хорошо выражен в рельефе и картируется геологически по непосредственному примыканию по простиранию глинистых сланцев лейаса и кристаллических пород г. Штавлери. Опущено восточное крыло разлома.

Лядевальский разлом также хорошо выражен в рельефе и устанавливается по контакту между лейасовыми и верхнекаменноугольными породами. Амплитуда вертикального смещения — около 1–1,2 км. Опущено восточное крыло.

Ушбинский разлом проходит по восточному склону массива г. Ушба и устанавливается по контакту между глинистыми сланцами лейаса и кристаллическими сланцами. Опущено восточное крыло разрыва с некоторым горизонтальным смещением на юг.

ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ

Из всех имеющихся на Западном Кавказе отрицательных морфоструктур наибольший интерес для нас представляет Рионская межгорная впадина (Милановский, 1968, рис. 9). Ее центральная часть в верхнетретичное время была глубоко (до 2–3 км) прогнута и заполнена молассами. Максима-

льная мощность мезозойско-кайнозойских осадочных отложений достигает здесь 8—9 км (Милановский, 1968; Иоселиани, 1969). Прогибание дна депрессии продолжается, о чем свидетельствуют сильная заболоченность Колхидской низменности и скорости современного погружения в 6 мм/год (Милановский, 1968; Арешидзе и др., 1970; Лилиенберг и др., 1972). За последние 30 лет в результате опускания береговая линия Черного моря сместилась в глубь континента почти на 300 м. На дне моря найдены остатки неолитической стоянки и второго Очамчирского селища, располагавшихся когда-то на первой древнечерноморской террасе (Когошвили, 1970). Полнота разреза морских отложений плейстоцена и голоцена, мощность которых на отдельных участках достигает 400 м, свидетельствует о непрерывном погружении прибрежной зоны за это время примерно на 0,3—0,7 км. Наряду с общим погружением Рионской впадины происходили и дифференцированные блоковые движения по разломам в ее фундаменте, следствием чего является, например, повышенная сейсмическая активность района городов Миха-Цхакая-Гегечкори. Здесь проходит Поти-Абедатский взброс, сопровождающийся в рыхлых отложениях, перекрывающих его, системой приразломных складок (Рубинштейн, 1960; Бюс и др., 1968). Сместитель разлома падает на северо-запад и в нижнем течении р. Хоби (район сел. Кулеви-Начкаду) он разрывает весь комплекс кайнозойских отложений вплоть до новозвксинских слоев (Когошвили, 1960).

К МОРФОСТРУКТУРЕ И НЕОТЕКТОНИКЕ ШЕМАХИНСКОЙ ЗОНЫ

Часть Шемахинской зоны (юго-восток Большого Кавказа), где сосредоточены изученные нами палеосейсмодислокации, относится к Шемахинской неотектонической ступени, которая является северным крылом Шемахино-Кобустанского синклиория (Милановский, 1968, рис. 9). С севера Шемахинская неотектоническая ступень ограничена Зангинским разломом и его юго-восточным продолжением — Алагхаранским надвигом, К разрывам, опережающим этот надвиг, и приурочены палеосейсмодислокации. Шемахинская зона (рис. 2) сложена преимущественно глинистыми палеогеновыми и миоценовыми отложениями большой мощности, смятыми в линейные и брахиформные складки. Наиболее значительно складчатость проявилась в позднем миоцене (Милановский, 1968). За апшерон и бакинский век здесь сформировалась Шемахинская денудационная поверхность. Четвертичные поднятия этой зоны достигли 0,4—0,5 км (Милановский, 1968). Дифференцированные четвертичные движения, по-видимому, носят унаследованный характер. В высокосейсмичной Дзоголовайчайской впадине это подтверждается расширением долины р. Пирсагат (Дзоголовайчай), увеличением площади ее низких террас и поймы юго-восточнее г. Шемахи (Милановский, 1968). При недавних подвижках по существующим здесь Аджичайскому надвигу и Гирдыманчайскому разлому были деформированы четвертичные отложения Алазанской и Нижнекуруинской впадин (Милановский, 1968).

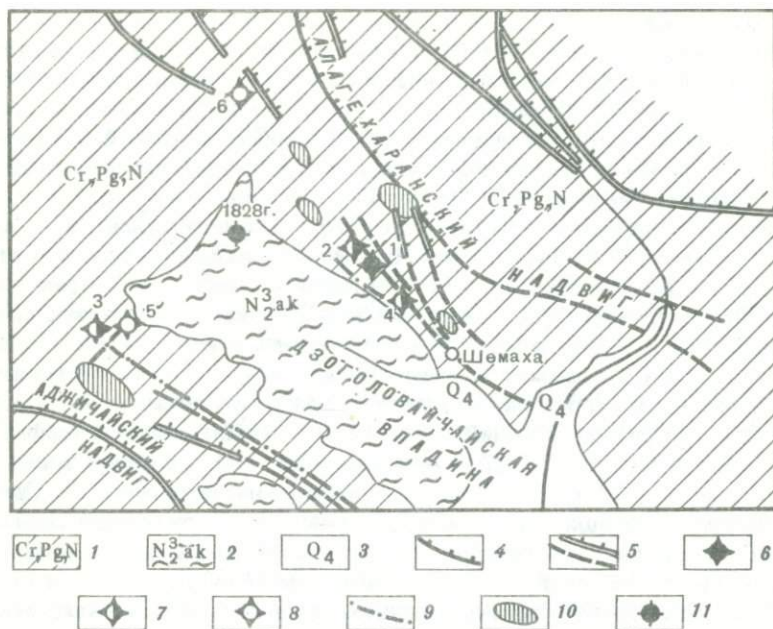


Рис. 2. Схема геологического строения Шемахинской эпицентральной зоны. Составил В. Хромовских, 1973 г. (по полевым наблюдениям с использованием материалов К.И. Богдановича, 1903; В. Вебера, 1903; И.В. Кирилловой и др., 1960; М.Ф. Мирчинка, А.М. Шурыгина, и др., 1972)

1 — верхний мел (туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, лавы, глины, мергели, известняки, песчаники), палеоцен-эоцен (мергели, глины, известняки), плиоцен (глины, суглинки, известняки, песчаники, конгломераты); 2 — верхний плиоцен, акчагыльский ярус: глины, пески; 3 — современный отдел: аллювиальные галечники, пески, аллювиально-делювиально-пролювиальные суглинки, супеси, глины, галечники; 4 — Алагехаранский надвиг; 5 — прочие надвиги и тектонические контакты (достоверные и предполагаемые); 6—7 — палеосейсмодислокации (цифра у знака — номер палеосейсмодислокации, описанной в тексте); 6 — сеймотектоническая (I—Шемахинская); 7 — сеймогравитационные (2,3,4); 8 — районы сейсмодислокаций (трещин растяжения), образовавшихся при землетрясении 1828 г. (5 — у с. Сагиян, 6 — у с. Чаган); 9 — сейсмодислокации (преимущественно сбросы), возникшие при IX-балльном землетрясении 13.II 1902 г. (Богданович, 1903; Вебер, 1903); 10 — районы развития оползней различных генетических типов в рыхлых отложениях; 11 — предполагаемое положение эпицентра землетрясения 1828 г.

Верхнесарматская поверхность выравнивания в юго-западной части Шемахинской зоны за позднеорогенный этап развития (верхний сармат-голоцен — 10 млн. лет) погрузилась на 4 км. Поднятие в северной части зоны за этот же период составило 1 км (Милановский, 1968, рис. 3).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Установлению связей сейсмичности с геофизическими характеристиками и глубинным строением рассматриваемой территории посвящен ряд работ (Кириллова и др., 1960; Ананьин, 1966; Ризниченко и др., 1969);

Артемьев и др., 1972; Борисов, Шенкарева, 1972; Борисов и др., 1975), в которых сделаны попытки выявления прогнозных геофизических критериев сейсмичности и объяснения общих причин возникновения землетрясений. Сложность задачи во многом обусловила неопределенность результатов исследований. А.А. Борисов и Г.А. Шенкарева (1972) в результате анализа 22 геологических и геофизических параметров, пришли к выводу, что: "в разных геотектонических условиях геофизические характеристики сейсмогенных структур и сейсмоактивных областей могут быть существенно различными как по отдельным признакам, так и по их совокупности". Наиболее обнадеживающие результаты были получены при корреляции изостатических аномалий с сейсмичностью Крымско-Кавказского региона (Артемьев и др., 1972; Методические..., 1974). Однако в дальнейшем выяснилось, что полученные закономерности неприменимы для ряда областей Кавказа.

В своих исследованиях мы обратились к наиболее общим геофизическим характеристикам территории, а именно к мощностям земной коры и ее отдельных слоев, определенным гравиметрией и ГСЗ. Одним из первых, указавших на возможную связь неотектонической активизации и сейсмичности на древних платформах с увеличением мощности базальтового слоя, был Б.А. Петрушевский (1960_{1,2}).

Если рассматривать только западную часть Главного Кавказского хребта, то, как будто, намечается некоторая зависимость максимальной сейсмичности от глубины залегания поверхности Мохоровичича: к северо-западу мощность земной коры и сейсмическая активность понижаются. Однако, если рассматривать Большой Кавказ как единую сейсмоактивную морфоструктуру, то эта закономерность исчезает.

"...Данные ГСЗ представляют в настоящее время как бы каркас для интерпретации других геофизических материалов, но сами по себе использоваться для сейсмогеологического изучения не могут" (Борисов и др., 1975, с.57). Действительно, "достоверных связей между мощностью земной коры и уровнем сейсмической активности не устанавливается" (Солоненко, 1976₃, с.172).

Глубинное строение Кавказа освещается преимущественно по работам последнего десятилетия (Балавадзе, Шенгелая, 1961; Авдулов, 1963; Давыдова и др., 1966; Брюсов, 1968; Иоселиани, 1969; Балавадзе, 1975; и др.).

Область альпийской складчатости Кавказа характеризуется общей отрицательной гравитационной аномалией, в которой выявляются обособленные аномалии, охватывающие довольно обширные территории. Природа наблюдаемых на территории Кавказа региональных и локальных аномалий силы тяжести очень сложна. Здесь в создании характерных особенностей аномалий силы тяжести основная роль принадлежит не поверхностным, а глубинным слоям земной коры. Аномальные глубинные массы лежат гораздо ниже под центральной частью Большого Кавказа, чем в областях депрессий (Балавадзе, 1957, 1975). Это отчетливо видно на схемах глубины залегания поверхности подкорового субстрата (которая в основном повторяет картину поверхности базальтового слоя).

На территории Большого Кавказа методами ГСЗ невозможно уловить границу между гранитным и базальтовым слоями. Глубина залегания подошвы альпийского складчатого комплекса по профилю Степное-Бакуриани изменяется от 0 — +4 км в зонах Лабино-Малкинской и Главного хребта, до —12 — —16 км — в зоне южного склона Большого Кавказа (Краснопевцева и др., 1970; Резанов, 1971, рис. 1).

Изостатические аномалии силы тяжести на Кавказе характеризуются сложным распределением. Устанавливается линейная зональность в чередовании аномалий разного знака, причем на востоке территории преобладают кавказские простирания, а на западе — субширотные. Положительные аномалии приурочены к областям с господствующими восходящими тектоническими движениями, а отрицательные — к районам кайнозойских опусканий (Артемьев и др., 1972).

Известная по многим работам поперечная тектоническая зональность территории Кавказа, обусловленная существованием глубинных разломов антикавказского простирания, подчеркивается высокими значениями горизонтальных градиентов изостатических аномалий в зонах этих разломов. Важно отметить, что зоны с абсолютными значениями горизонтальных градиентов, превышающими 1,5 мгл/км, и площади с величинами изостатических аномалий более 70 мгл относятся к потенциально наиболее сейсмоопасным. На таких участках возможны землетрясения с $M \geq 5 \frac{1}{2}$ (Артемьев и др., 1972).

ИСТОРИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ О СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА

Макросейсмика является тем пробным камнем, на котором проверяются все наши выводы об оценке сейсмической опасности той или иной территории. Разумеется, характеристика сейсмичности региона невозможна без инструментальных сейсмологических наблюдений.

Основное внимание обращено на уточнение каталога сильных землетрясений и генерализованных радиусов изосейст.

Анализ пространственного распределения сильных и слабых землетрясений, карт сейсмической активности, K_{\max} , равно как и данные о

Таблица 2

Сильные землетрясения Большого Кавказа

Дата	Положение эпицентральной зоны	Координаты эпицентра			Сила в эпицентре (балл по MSK-64)	Некоторые макросейсмические данные	Источники сведений
		С	В	М			
1	2	3	4	5	6	7	8
63 г. до н.э.	Таманский п-в, р-н городов Анапы и Керчи	45,5	36,6		VIII (?)	Разрушены города: Пантикапей (Керчь), Фанагория (Тамань), Георгия (Анапа) и др. Разваливались горы, земли пришли в непригодное для земледелия состояние	Башкиров, 1947; Блаватский, 1957
16.IV 1088 г.	Район г. Тмогви	41,4	43,3		IX	Разрушились горы, города и селения. Провалился г. Тмогви	Джанашвили, 1902; Цхакая, 1957; Картлис Цховреба, 1959
VIII 1192 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7		IX*	Опрокинулись стены и укрепления г. Шемахи	Кириллова и др., 1960; Кулиев и др. 1968
XIII в.	Самцхе (Джавахетское нагорье)				IX	Развалились церкви, монастыри и крепости, не осталось в целости ни одного храма	Цхакая, 1957; Картлис Цховреба, 1959
1283 г.	Район г. Мцхеты	42,1	43,8		IX*	Разрушены Мцхетский собор и монастырь Самтавро	Картлис Цховреба, 1959
1318 г.	Район г. Мцхеты	41,8	44,9		IX*	Разрушен Мцхетский собор (Свети-Цховели)	Бюс, 1948
XIV в.	Амбролаурский р-н с. Чребрало	42,5	43,5		IX*	Разрушена церковь Лабечина с антисейсмическими поясами на разных уровнях	Такаишвили, 1937
1510 г.	Район с. Алаверди				IX*	Разрушен Алавердский собор	Чубинашвили, 1950

механизмах очагов, их глубинах и тектонических полях напряжений, установленные сейсмологическими методами, во избежание повторений приводятся по мере необходимости в последующих главах работы.

Для Кавказа мы располагаем богатейшими макросейсмическими сведениями о сильнейших землетрясениях прошлых веков и современности, не раз превращавших в руины города, селения и отдельные монументальные сооружения. Ряд исследователей, оценивая интенсивность многих исторических землетрясений Кавказа в IX баллов (Кириллова и др., 1960; Кулиев и др., 1968), тем не менее не выделяют IX-балльных зон на картах сейсмического районирования. В оценке интенсивности землетрясений Кавказа и потенциальной сейсмичности его отдельных частей между исследователями существуют серьезные разногласия (Бюс и др., 1968; Ананьин и др., 1969; Бунэ и др., 1971; Ризниченко, Джибладзе, 1972).

В табл. 2 содержатся сведения о сильнейших землетрясениях ($I_0 \geq IX$ баллов), происшедших в последнюю тысячу лет в высокоактивной зоне Большого Кавказа, протянувшейся от Таманского полуострова до района г. Шемахи. Данные о некоторых из этих землетрясений до сих пор не были известны широкому кругу специалистов.

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
1614 г.	Район с. Цаиши	42,5	41,7		IX*	Разрушен (обрушение) Цаишский собор и в его районе другие церкви и села	Закарая, 1956
XVI в.	Сванетия, район с. Местиа	43,0	42,8		IX*	Разрушены церковь Св. Квирика и крепость царицы Тамары	Такашвили, 1937; полевые материалы авторов
1656 г.	Г. Мцхета	41,8	44,8		VIII-IX*(?)	Обрушился купол Свети-Цховели весом 1200 т, вероятно, при местном землетрясении	Натроев, 1900
1667 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7		VIII-IX	Разрушены здания и крепостные стены Шемахи	Кириллова и др., 1960; Кулиев и др., 1968
1668	Район с. Алаверди				IX*	Разрушился храм Св. Георгия Алавердского	Чубинашвили, 1950
1669 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7		IX*	Разрушен г. Шемаха и окрестные селения. "Поглощена" д. Лача	Абих, 1862; Кириллова и др., 1960
1671 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7		VIII-IX	Уцелевшие в 1669 г. здания Шемахи превратились в развалины	Кириллова и др., 1960; Кулиев и др., 1968
1742 г.	Район с. Алаверди	42,0	45,3		IX*	Разрушены храмы Алавердский, Нино-Цмида, с. Дидо, крепости Лалиекури, Ходашени, Ахмета. Обвалы горных вершин	Джанашвили, 1902; Вахушти, 1941
1785 г.	Район с. Шемокмеди	42,0	42,1		IX*	В Гурии разрушены дома. В с. Шемокмеди разрушен храм-собор	Тедо Жордания, 1967
1828 г.	Район с. Шемахи	40,6	48,7		IX*	Кроме Шемахи, пострадал ряд селений. У сел. Сагиян и Чаган появились трещины длиной до 2,5 км	Кириллова и др., 1960
3.VII 1856 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7		IX	Шемаха и ряд селений почти полностью разрушены	Кириллова и др., 1960; Кулиев и др., 1968
30.V. 1859 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7	$6,5 \leq M < 7,5$	VIII-IX	Шемахи превратилась в груды развалин	Кулиев и др., 1968
21.VIII 1869 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7	$6,5 \leq M < 7,5$	VIII-IX	Разрушена Шемахи и ряд селений	Кириллова и др., 1960; Кулиев и др., 1968
16.I 1872 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7	$6,5 \leq M < 7,5$	VIII-IX	Половина г. Шемаха превратилась в груды развалин	Кириллова и др., 1960; Кулиев и др., 1968
13.II 1902 г.	Район г. Шемахи	40,6	48,7	$6,5 \leq M < 7,5$	IX	Разрушена Шемаха и много окрестных деревень	Богданович, 1902; Вебер, 1903; Кириллова и др., 1960; Кулиев и др., 1968
20.II 1920 г. (Горийское)	Район г. Гори	42,0	44,1	$5 \frac{3}{4} - 6$	VIII-IX	В г. Гори массовые разрушения каменных зданий	Мшвениерадзе, 1952; Кириллова и др., 1960; Бунэ и др., 1971
7.V 1940 г. (Табаккурское)	Район оз. Табацкури	41,7	43,8	$5 \frac{3}{4}$	VIII-IX	Обрушился купол храма Самцевриса	Мшвениерадзе, 1952; Кириллова и др., 1960; Бунэ и др., 1971
16.VII 1963 г. (Чхалтинское)	Долина р. Чхалты (Ацгары)	43,2	41,6	6,5	IX	Разрушение построек в селах Абаква, Реква, Птиши и др. Сейсмогенные и сейсмогравитационные деформации	Цхакая и др., 1966, 1967; Соловьев, 1965

Примечание. Звездочкой отмечены значения M_0 в нашей интерпретации. Клас- точности определения эпицентров не выше А (25 км)

В последних работах по сейсмическому районированию Кавказа утверждается, что интенсивность сотрясения в эпицентральных зонах всех известных здесь наиболее сильных землетрясений никогда не превышала VIII баллов, чем и определяется его наивысший сейсмический потенциал. Даже в сеймотектоническом каталоге землетрясений Кавказа с $M \geq 5$, претендующем на полноту, лишь интенсивность Чхалтинского землетрясения 1963 г. оценивается в VIII–IX баллов (Борисов, Рейснер, 1974).

Нельзя не отметить, что в работе Н.В. Шебалина (1974) интенсивность Чхалтинского и Зангезурского землетрясений определяется в IX баллов, что более объективно отражает фактический материал. Главный аргумент, приводимый в обоснование снижения интенсивности землетрясений, ранее считавшихся IX-балльными, сводится к тому, что все наблюдавшиеся при этих землетрясениях разрушения и повреждения (а иногда и уничтожения целых городов, Бюс, 1948) объясняются якобы неблагоприятными инженерно-геологическими условиями (Ананьин и др., 1969; Бунэ и др., 1971; Методические..., 1974).

Поскольку для оценки инженерно-геологических условий указанные авторы пользовались схемой, непригодной для практических целей (Бунэ и др., 1971, рис. 6), нами проведено инженерно-геологическое изучение Цаишской, Чхалтинской, Верхнесванетской, Мцхетской и Шемахинской эпицентральных зон.

Эпицентральные зоны некоторых сильных землетрясений

Приведенное ниже краткое геологическое и частично инженерно-геологическое описание отдельных эпицентральных зон имеет принципиальное значение для оценки сейсмичности рассматриваемого региона.

Чхалтинское землетрясение

Эпицентральная зона Чхалтинского IX-балльного землетрясения 16.VII 1963 г. ($M = 6,5$) охватывает приводораздельную часть юго-западного склона Главного Кавказского хребта в бассейне р. Кодори (рис. 3).

Селения Сакени, Гвандра, Марцхена-Генцвиши, Марджвена-Генцвиши и Земо-Ажара расположены на склонах и высоких (20–30 м) террасах долины р. Кодори, где углы наклонов земной поверхности селитебельных площадей не превышают 7° . Несущие грунты — делювиально-пролювиальные отложения мощностью более 20 м, галечники мощностью до 30 м или грубообломочные водноледниковые образования. Рыхлые грунты подстилаются глинистыми сланцами сорской свиты (рис. 3). Глубина залегания грунтовых вод от 8–10 до 30 м.

Селения Марджвена-Птиши и Марцхена-Птиши расположены в долине р. Чхалты (Ацгары) на высотах от 100 до 300 м над урезом реки. Основные площади застройки приурочены к террасам с углами наклонов земной поверхности от 5 до 8° , разделенных уступами высотой до 6–10 м. Несущие грунты — делювиально-пролювиальные и частично морен-

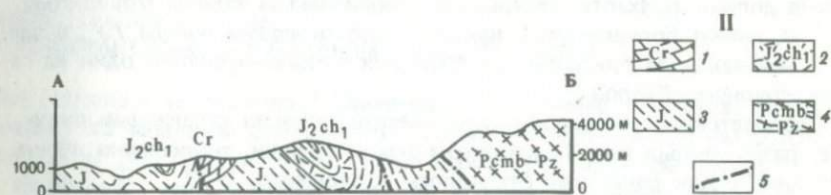
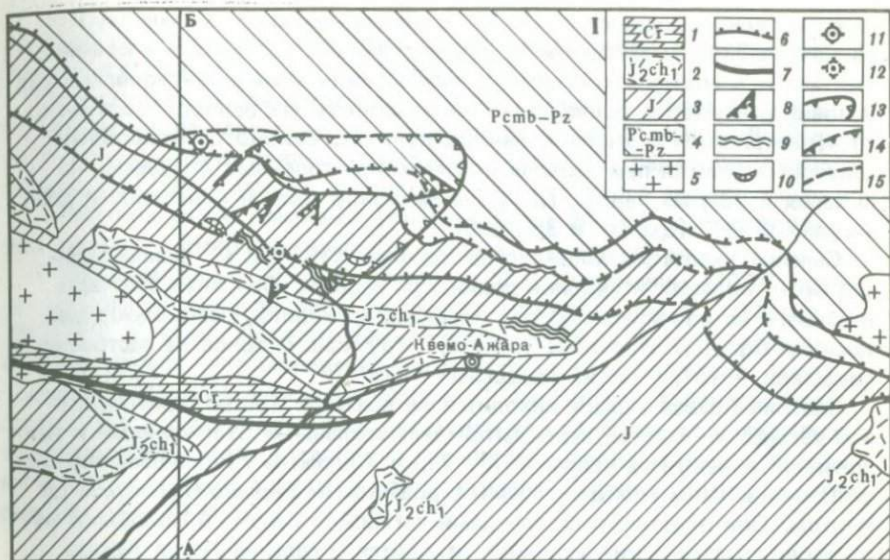


Рис. 3. Геологическая карта эпицентральной области Чхалтинского землетрясения. Составлена по данным Б. А. Соловьева (1965), С. Г. Букия (1970) и полевым наблюдениям 1970–1972 гг. (схематизирована)

I. На карте. 1 — меловые отложения: известняки, мергелистые известняки, песчаники, глины, мергели; 2 — средняя юра, ходжалская свита (нижняя под-свита): туфопесчаники, глинистые и кремнистые сланцы, конгломераты; 3 — прочие юрские породы (песчаники, сланцы, и т. д.); 4 — докембрийско-палеозойские породы: кварциты, окварцованные песчаники и кремнистые сланцы, биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты; 5 — гранитоиды; 6 — надви-ги установленные и предполагаемые (прерывистая линия); 7 — сбросы; 8 — наи-более крупные обвалы; 9 — участки с сейсмодислокациями в полускальных грун-тах; 10 — наиболее крупные оползни; 11 — инструментально определенный эпи-центр Чхалтинского землетрясения; 12 — наиболее обоснованное положение эпи-центра Чхалтинского землетрясения по макросейсмическим данным А. Д. Цхакая; 13 — контур района массового развития скальных обвалов и оползней, совпадаю-щий с девятибалльной изосейстой; 14 — то же по предположению; 15 — возмож-ное положение IX-балльной изосейсты за пределами площади, пораженной обва-лами

II. На разрезе. 1 — меловые отложения; 2 — средняя юра (ходжалская свита); 3 — прочие юрские породы; 4 — докембрийско-палеозойские породы; 5 — разломы

ные отложения мощностью 10–12 м, перекрывающие рыхлые террасовые комплексы, залегающие на туфопесчаниках, глинистых и кремнистых сланцах ходжальской свиты. Идентичность инженерно-геологических условий обусловила одинаковую интенсивность (IX баллов) Чхалтинского землетрясения в этих населенных пунктах. Сейсмогравитационные оползни возникли при этом за пределами застроенных площадей, на склонах и уступах террас, где углы наклонов земной поверхности достигали 30–35° (Цхакая и др., 1967).

Селение Чхалта расположено на высоких (15–152 м) флювио-гляциальных террасах и склонах долины р. Кодори. Основная его часть построена на коренных породах (сланцы, аргиллиты, песчаники), местами перекрытых делювием (3–5 м). Крутизна склонов на застроенных площадях — 10°, а за их пределами — 25°.

Селение Правая Ацгара находится на высокой (50 м) правобережной террасе р. Чхалты, перекрытой делювиальными отложениями и наклоненной к реке под углом 5–7°. Терраса сложена грубообломочными слабокатанными глыбами, сцементированными песчано-глинистым цементом. Они подстилаются сланцами ацгарской свиты. В подобных же грунтово-геологических условиях находится и селение Левая Ацгара. Борты долины р. Чхалты, покрытые делювиальным чехлом мощностью 5–8 м, имеют большие углы наклонов, достигающие иногда 70°, в связи с чем здесь, за пределами застроенных площадей возник один из самых крупных обвалов.

Следовательно, инженерно-геологические условия населенных пунктов, разрушенных при Чхалтинском землетрясении, значительно лучше "средних". Как ранее уже отмечалось (Солоненко, 1973, с. 5), при $M = 6,5$, $K = 16$, глубине очага 10 км по шкалам соотношения $I_0 - M - K$ интенсивность землетрясения по Шебалину — 9,25, по Карнику и Бунэ — 9–10, Медведеву — 10, Солоненко — 9. По деформациям сооружений — 9¹, по деформациям грунтов — 9–10 (Б. Соловьев, 1965; Цхакая и др., 1967).

Таким образом, по всем признакам интенсивность Чхалтинского землетрясения — IX баллов.

Цаишское землетрясение 1614 г.²

"Невероятно сильное землетрясение, продолжавшееся почти целый год (1614), разрушило не только этот Цаишский ансамбль, но и находившиеся поблизости церкви и села. В надписи (на иконе храма, восстановленного в 1616–1619 гг.) рассказывается о том, как до основания был разрушен этот храм, ограда и все здания ансамбля, был уничтожен и инвентарь церкви". По мнению П.П. Закарая, "большая часть здания

¹ Кроме типов деформаций, описанных А.Д. Цхакая и др. (1967), нами обнаружены вращательные деформации домов (одноэтажные, деревянные).

² Землетрясение в работах Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джибладзе (1972), Э.А. Джибладзе и др. (1976, рис. 2) с ссылкой на Вахушти (1941) датируется 1616 г. П.П. Закарая (1956), детально изучивший Цаишский архитектурный комплекс, приводит убедительную документацию даты землетрясения — 1614 г.

погибла, но оставшиеся части дают возможность судить о первоначальном виде строения" (Закарая, 1956, с. 134).

Цаишский ансамбль находится на возвышенности (более 15 м над урезом реки) на левом берегу р. Джуми в районе с. Цаиши. Возвышенность сложена известняками, круто, под углом 70° , падающими на юго-восток 110° . Все строения Цаишского архитектурного ансамбля сложены известняковыми плитками (толщина более 20 см) на известковистом цементе и стоят на коренных породах — известняках.

В последнее время Э.А. Джибладзе и Ю.В. Ризниченко (1972) оценили возможную интенсивность Цаишского землетрясения в IX баллов ($M = 6,5$, $K = 16$). Если это так, то эпицентр землетрясения должен был находиться непосредственно около Цаиши и интенсивность землетрясения в "средних грунтовых условиях" превышала IX баллов. Это согласуется и с длительностью землетрясения. Наиболее вероятна связь землетрясения с Поти-Абедатским глубинным разломом, высокая сейсмическая активность которого подтверждается Гегечкорскими землетрясениями (26—29.11957 г., $M = 5$).

ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

ВЕРХНЕСВАНЕТСКИХ IX-БАЛЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Они расположены в Верхней Сванетии юго-восточнее с. Мestia. Не исключено, что западным фрагментом этих эпицентральных зон являются остаточные деформации сейсмогенной структуры Цери (см. ниже):

Имеющиеся здесь древний храм Св. Квирика и крепость Муркмели в прошлом разрушались сильными землетрясениями.

Церковь Св. Квирика расположена в верховьях долины р. Ингури, около с. Ласкрами, на возвышенности высотой около 300—400 м над урезом реки. Основные постройки сложены преимущественно обтесанными блоками известняка и частично плитами сланцев на известковистом цементе. Фундамент храма покоится на головах пластов нижнеюрских сланцев, падающих к северо-востоку под углом 85° . На поясе арки церкви сохранилась надпись на древнегрузинском языке (XVI в.): "Церковь сию Святых Ивлиты и Квирика, которая подверглась разрушению сильным землетрясением, восстановил Я, Георгий, сын Антония, чтобы не предалось забвению мое имя. Вспоминайте нас, и Бог вас помилует" (Такаишвили, 1937). По мнению Э.А. Джибладзе, это землетрясение произошло в XVI веке.

Крепость Муркмели (рис. 4) расположена на левом берегу р. Ингури около с. Муркмели, на возвышенности, сложенной сланцами лейаса, с элементами залегания: азимут падения 20° , угол падения $50-60^\circ$. По народному преданию, эта крепость построена по приказу царицы Тамары. Несмотря на отсутствие летописных данных, можно с большой долей уверенности говорить о разрушении этой крепости землетрясением. Церковь и крепость находятся в 5—7 км от Лахамула-Гомского глубинного разлома и между сейсмогенными структурами в его зоне Гоби и Цери, установленными нами в 1971—1972 гг. Позднее Р. Баландин и П. Николаев выяснили, что у сванов сохранилось предание о том,



Рис. 4. Общий вид остатков крепости царицы Тамары в Верхней Сванетии. У одной из башен виден косой скол—характерный признак разрушения при землетрясении. Фото Р. Семенова

что недалеко от крепости много веков назад треснули скалы. Одна из этих трещин была классифицирована П.Н. Николаевым, как сейсмодислокация (Баландин, 1975), что подтверждает возможность периодического повторения здесь разрушительных землетрясений.

В отличие от всех прочих древних памятников, которые были реставрированы после разрушения их землетрясениями, крепость Муркмели предстает перед нами в том виде, в котором она осталась после катастрофы. Все сооружение состоит из трех крепостных башен и крепостной стены. Лучше сохранилась восточная башня высотой около 12—15 м. Ее стены, сложенные плитами аспидных сланцев на известковом растворе, как и другие башни крепости, разбиты трещинами шириной — 5—7 см. Они рассекают части плиты. В северо-восточном углу восточной башни видны места выбивания отдельных блоков и плит. В ее верхней части видно обрушение карниза.

Северная башня (высотой около 3 м) также мало повреждена. Лишь кое-где стены ее разбиты трещинами. Однако можно предполагать, что башня была гораздо выше и ее верхняя часть обрушилась.

Наибольшие разрушения претерпела западная башня. У нее почти полностью разрушены северная и восточная стены. Оставшиеся стены деформированы, отошли друг от друга на стыке на 5—8 см. Южная стена выгнута наружу, западная — вогнута. Подобным же образом выгнута южная стена восточной башни.

Интересное явление наблюдается в крепостной стене между северной и восточной башнями. На этом участке на протяжении почти 10 м вся

стена толщиной 0,6—0,7 м обрушена. Это обрушение произошло одновременно на всем участке, причем плиты, лежащие на земле и ранее славившие стену, сохранили при падении упорядоченность кладки. Такое линейное обрушение части стены, на наш взгляд, могло произойти в результате сильного подземного толчка, в связи с чем отошел также крепостной забор от восточной башни. Ширина зияния между ними достигает 10—12 см. На образование деформаций при землетрясении указывает также отсутствие следов разрушения стены в ходе возможной осады крепости.

ЭПИЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1785 Г.

При этом землетрясении в Гурии было разрушено много домов, в том числе храм-собор в с. Шемокмеди (Тедо Жордания, 1967). Шемокмедский монастырский комплекс расположен на левом берегу р. Бжужи в районе с. Шемокмеди (Махарадзевский район). Основные сооружения комплекса возведены на возвышенности высотой около 150 м, на скальном основании (туфогенные породы). После землетрясения храм-собор был восстановлен. Следы реставрации сохранились в виде замаскированных трещин, замененных блоков стеной кладки. В боковой пристройке главного строения в юго-западной стене наблюдаются сквозные трещины шириной от 1 до 3 см. Подобные же трещины отмечаются и в противоположной стене. Они поднимаются снизу почти до самого верха строения, теряясь в каменной кладке купола, хотя наиболее крупные из трещин прослеживаются и там, как бы рассекая все сооружения с юго-запада на северо-восток на две части.

По характеру деформаций сила землетрясения составляла не менее восьми баллов.

МЦХЕТСКАЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1283, 1318, И 1656 (?) ГГ.

Летописи свидетельствуют о том, что древняя столица Грузии — Мцхета уничтожалась землетрясениями в 1283 и 1318 гг. (Картлис Цховреба, 1959). При этом разрушались монументальные сооружения с антисейсмическими поясами такие, как творение великого зодчего Арсукидзе — храм Свети-Цховели и расположенный поблизости монастырь Самтавро. В 1656 г. обрушился купол собора Свети-Цховели, весом 1200 т (Натроев, 1900). Можно предполагать, что это произошло при местном землетрясении интенсивностью не менее VIII—IX баллов, хотя сведения о нем пока не найдены.

Храм Свети-Цховели возведен на четвертичных суглинках, отделенных прослоем гравия от олигоцен-миоценовых сланцев и песчаников, в которых и залегает зеркало грунтовых вод (рис. 5).

Неподалеку от отмеченных архитектурных памятников Мцхеты находятся развалины античной Нацхорской крепости (Бебрис-Цихе), возве-

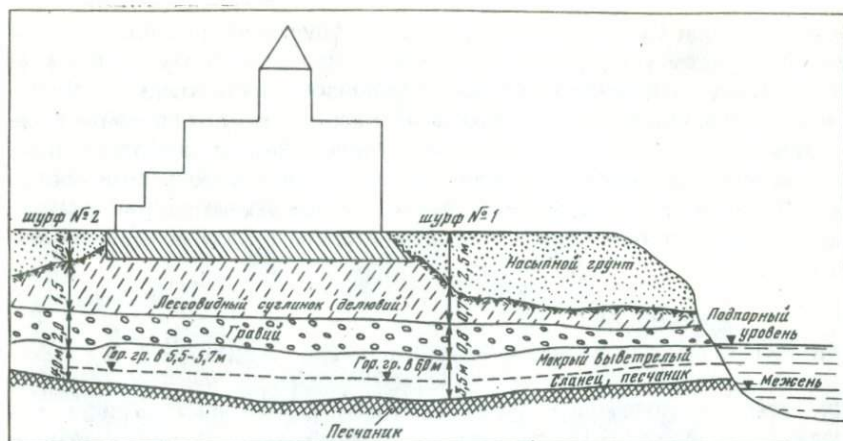


Рис. 5. Грунтово-гидрогеологическая ситуация в основании фундамента храма Свети-Цховели (Мшвениерадзе, 1952)

денной на правом берегу р. Арагви. Крепость стоит на возвышенности с крутыми (около 45°) склонами. В основании сооружения коренные среднемиоценовые песчаники. Стены крепости толщиной до 1,5 м сложены глыбами и валунами песчаника. В остатках крепостных стен видны трещины, зияние которых достигает 10 см. Кроме того, наблюдается отторжение крепостных стен от башен на расстояние до 5 см.

Со стороны Арагви виден крутой 2-метровый уступ в коренных породах — стенка отрыва скального оползня. На опущенном блоке сохранился фрагмент разорванной крепостной стены, в то время как остальная ее часть расположена на надоползневом уступе. Разница в отметках основания остатков крепостной стены в месте пересечения ее этим уступом примерно 2 м. Образование уступа произошло, безусловно, после постройки крепости. Ширина сползшего блока, сложенного песчаниками, достигает 100–120 м. Он находится в зоне четко выраженного в рельефе субширотного разлома, отсекающего целый ряд водораздельных мысов левых притоков р. Арагви, что может указывать на его сейсмогенное обновление. Учитывая упомянутые выше сведения о землетрясениях района, можно предполагать, что Нацхорская крепость была разрушена (или значительно повреждена) сильным подземным толчком, который стимулировал образование блочного скального оползня, столь редкого для здешних мест.

Монастырь Джвари (Крестовый), построенный в VI в., возведен на гребне горной гряды, сложенной песчаниками. Здесь применена кладка тесаными квадратами песчаника, характерная для многих культовых сооружений древней Грузии (Мшвениерадзе, 1952). Толщина стен монастыря достигает 1 м. На протяжении почти 1 500 лет храм Джвари не повреждался землетрясениями, разрушавшими рядом расположенный г. Мцхета и окрестные села. Очаги землетрясений могли быть связаны с уже упоминавшимся субширотным разломом, пересекающим долину

р. Арагви у крепости Бебрис-Цихе и отсекающим не менее 4 эрозионных мысов. Обращает на себя внимание резкое расширение поймы р. Арагви ниже то течению, сразу за зоной этого разлома. Храмы Джвари и Свети-Цховели оказываются приблизительно одинаково удаленными от предполагаемого сейсмоактивного разлома. Однако совершенно очевидно, что в такой ситуации интенсивность сотрясения на скальных грунтах в основании Крестового монастыря будет минимум на 1 балл меньше, чем на террасах рек Арагви и Куры, где расположен г. Мцета и, в частности, храм Свети-Цховели. Крепость Бебрис-Цихе, так же как и храм Джвари, возведена на скальных грунтах. Тем не менее крепость несет следы явного сейсмического разрушения. Но это сравнение еще раз подтверждает возможную сейсмоактивность разлома, в зоне которого она расположена, чего нельзя сказать о разломе, проходящем южнее Крестового монастыря.

Сопоставление инженерно-геологических условий и характера деформаций церквей и крепости показывает, что разрушение упомянутых сооружений связано с местными землетрясениями, сила максимального из которых достигала девяти баллов.

ЭПИЦЕНТРАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1742 Г.

При этом землетрясении были разрушены храмы Алавердский, Нино-Цмида, с. Дидо, крепости Лалиекури, Ходашени и Ахмета. В горах произошли громадные обвалы горных вершин (Джанашвили, 1902; Вахушти, 1941).

Храм Нино-Цмида находится вблизи г. Сагареджо, у подножия пологого холма, где углы наклонов земной поверхности не превышают $7-8^\circ$. Постройки архитектурного ансамбля стоят на четвертичных делювиально-аллювиальных отложениях, которые подстилаются конгломератами, глинами и песчаниками мзотиса и понта. Наиболее древняя постройка, сложенная валунами и плитами из обожженной глины, располагается в центре сооружения. От нее остались только полуразвалившиеся стены, высота которых не превышает 2–3 м, и северо-восточная часть храма высотой до 10–12 м. Вся крепостная стена разбита зияющими (до 10 см) трещинами (рис. 6). Подобная же сквозная трещина, но с меньшим зиянием видна в арке над входом в монастырь.

По характеру разрушения и охваченной разрушительным землетрясением площади силу его следует оценить в IX баллов.

Кроме описанных населенных пунктов, обследованы районы г. Шемахи, села Чаган, Сагиян, Мейсары и Чухурьюрт в эпицентральной зоне Шемахинского IX-балльного землетрясения 13.II 1902 г. Здесь, как и в ряде рассмотренных нами случаев, древние сооружения, несущие следы сейсмического разрушения, расположены вблизи сейсмодислокаций (с. Сагиян) или палеосейсмодислокаций (район г. Шемахи). Оползни, которые часто считают причиной, увеличивающей сейсмический эффект (Бунз и др., 1971), в этом районе расположены, как правило, за пределами основной застроенной площади. Что касается инженерно-геоло-

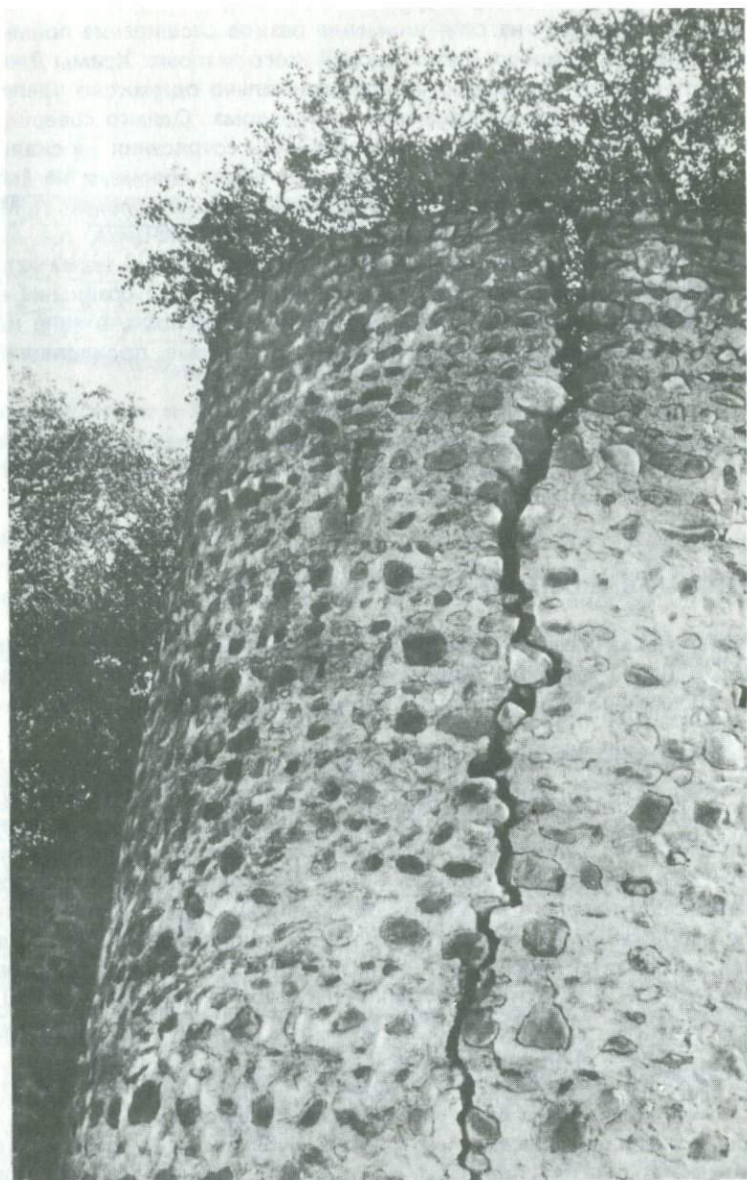


Рис. 6. Нино-Цмида. Мощные зияющие трещины, разрывающие стены крепостных башен. Вероятно, следы землетрясения, разрушившего Нино-Цмиду в 1742 г. Фото Р. Семенова

гических условий указанных населенных пунктов в районе г. Шемахи, то сведения о них отражены в следующих выводах по обследованным эпицентральной зонам.

1. Подавляющее большинство обследованных, неоднократно разрушавшихся землетрясениями (табл. 2) древних сооружений и населенных пунктов построено на скальных, полускальных или валунно-галечниковых и песчано-глинистых отложениях высоких речных террас и горных склонов. Углы наклонов земной поверхности на застроенных площадях не превышают 7—8°, а обычно они гораздо меньше. Грунтовые воды залегают преимущественно на глубинах более 10 м, лишь под храмом Свети-Цховели (г. Мцхета) они находятся на глубине до 6 м, но уже в трещиноватых сланцах и песчаниках.

Перечисленные грунты по несущей способности, так же как и инженерно-геологические условия в целом, как правило, лучше "средних". Во многих случаях можно предполагать снижение фактической интенсивности землетрясений не менее чем на 1 балл.

2. С античной эпохи ритуальные сооружения на Кавказе строились с соблюдением антисейсмических мероприятий: зубчатка-цепной пояс, "ласточкин хвост", армирование кладки кованым железом и дубовыми брусьями. Такие храмы, как Свети-Цховели в г. Мцхета и церковь Лабенина в Амбролаурском районе имеют антисейсмические пояса (кованое железо) на разных уровнях (Мшвениерадзе, 1952; Чураян, Джабуа, 1953). Храм Джиграшени в Тбилиси (XVI в.) имел 6 антисейсмических поясов (тем не менее он сохранил следы сейсмических ударов). Такие же связи установлены в реставрированной (XVI в.) колокольне храма Нино-Цмида, в куполе храма Ананури (XVIII в.) в 70 км севернее Тбилиси и т.д. Антисейсмические пояса имеются в древних гражданских сооружениях в Кахетии и Картли, в домах XVIII и XIX столетий в Тбилиси (Мшвениерадзе, 1952). Поэтому утверждение некоторых сейсмологов, что разрушение древних сооружений на Кавказе нередко вызывалось низким качеством строительства (Пирузян, 1969), нельзя считать обоснованным. Нельзя объяснить разрушение древних жестких сооружений исключительно явлениями резонанса при относительно слабых землетрясениях (Карапетян, Пирузян, 1972, с. 156), так как эти сооружения построены не только на скальных, но и на полускальных и рыхлых грунтах.

3. Сохранившиеся от разрушения землетрясениями родовые башни в Верхней Сванетии имеют вид суживающихся кверху усеченных конусов высотой до 30 м. Фундаменты некоторых из них имеют глубину заложения до 3 м, а весь первый этаж (высотой до 6,80 м) в отдельных случаях заполнен каменной кладкой на известковом растворе, являющейся как бы продолжением кладки фундамента. Все это обеспечивает сейсмостойкость сооружений (Мшвениерадзе, 1952). Однако количество башен по сравнению с первоначальным резко сократилось, а в наиболее сейсмоактивной зоне Главного надвига они полностью разрушены.

Перечисленные факты свидетельствуют, что интенсивность наиболее сильных землетрясений прошлых столетий и XX в. (табл. 2), превра-

Таблица 3

Расстояния от эпицентров до изосейст некоторых сильных землетрясений Кавказа (балльность по шкале МЖ-64) (составил В.Хромовских, 1973 г.)

Название землетрясения (группа III по "Атласу зем- летрясений", 1972)	Число, месяц год	h (км)	M	I (балл)	Расстояния (max, min сред. в км) от эпицентра до изосейст ($R = \frac{\max}{\min}$ ср.) и площади, охваченные ими ($S \text{ км}^2$)						Источник сведений	Примечание	
					IX	VIII-IX	VIII	VII-VIII	VII	VI-VII			VI
Шемахинское, R_{\max} VIII — 20 км, I_0 — VIII баллов (по данным В.Н. Вебера)	13.II 1902	—	—	VIII-IX (IX — по К.И. Богда- новичу, 1902)	$\frac{4-5}{2}$ 3 (36)	—	$\frac{32}{12}$ 22	—	$\frac{46}{6,5}$ 26	—	—	Кириллова, Люстих, и др., 1960	Общая вытянутость изосейст на СЗ. В VIII-балльной зоне имеются участки испытывавшие IX-балльное землетрясение ($S = 2,8 \text{ км}^2$, $S = 2,2 \text{ км}^2$)
Ахалкалакское, R_{\max} VIII — 12 км (по данным И.В. Мушкетова)	31.XII 1899	~9	—	VIII	—	—	10-15 (250)	—	$\frac{30}{20}$ 25 (1000)	—	$\frac{60}{30}$ 45 (4625)	То же	Площадь осязутимости 600x300 км
							(≈ 170)		(≈ 230)	Интерпретация данных И.В. Мушкетова для отдельных частей потрясений тер- ритории			
Табацкурское, R_{\max} VIII — 22 км, I_0 — VIII баллов	7.V 1940	—	5 3/4	VIII	—	—	$\frac{22}{12}$ 17 (625)	—	$\frac{35}{25}$ 30 (1564)	—	$\frac{80}{50}$ 65 (5625)	То же	По карте Е.И. Бюса и А.Д. Цхакая, изосейсты вытя- нуты на СЗ
То же	7.V 1940	—	—	VIII	—	—	$\frac{68}{26}$ 47 (2000)	$\frac{96}{14}$ 55 (900)	$\frac{100}{24}$ 62 (6950)	102 28	65	"	Карта изосейст И.В. Кирилло- вой (по данным Е.И. Бюса и А.Д. Цхакая). Конфигурация изосейст очень сложная, от- счет расстояний произведен от "макросейсмического эпи- центра"
Горийское, R_{\max} VIII — 21 км, I_0 — VIII баллов (по данным Л. Конюшевского и Л.А. Варданянца)	20.II 1920	—	5 3/4	VIII-IX	—	$\frac{3,5-4}{1,2}$ 2,5 (15,6)	$\frac{20}{2,5}$ 11 (184)	$\frac{21}{3,5}$ 12 (94)	$\frac{24}{4}$ 14 (425)	—	—	"	Отсчет расстояний от центра 8-9-балльной площади. Кон- фигурация изосейст очень сложная (интерпретация И.В. Кирилловой данных Л. Конюшевского)
Ленинканское, I_0 — VIII баллов (данные Е.И. Бюса и В. Гигинейшвили)	22.X 1926	~3-5	5 1/2	VIII-IX	—	~6 (27)	—	~9 (72)	$\frac{24}{12}$ 18 (603)	—	—	"	Деформация земной поверх- ности. Опускание по сбросам составляло 1 м Всего три толчка, последний — самый сильный. Отсчет от центра 8-9-балльной площади
Таузское (АзССР)	12.X 1962	~5-8	—	VIII	—	—	—	$\frac{9}{6}$ 7,5 (128)	$\frac{16}{11}$ 13,5 (280)	—	—	Цхакая и др., 1964	Изосейсты ориентированы на СЗ
Чхалтинское	16.VII 1963	5-10	6 1/4-6 1/2 (К-14-15)	IX	5 (80)	—	$\frac{16}{10}$ 13 (300)	—	$\frac{23,5}{7}$ 16 (700)	—	—	Цхакая, 1963; Цхакая и др., 1967	По карте изосейст А.Д. Цхакая и списку пунктов, испытывавших потрясение

щавших в руины храмы, крепости и целые города, могла достигать IX баллов. По шкале MSK = 64 подобные разрушения и деформации, свидетельствующие о IX-балльных сотрясениях, должны наблюдаться в сооружениях, лишенных антисейсмического усиления. В связи с этим разрушение антисейсмически вооруженных храмов, возведенных на различных (в том числе скальных) необходимых грунтах, могло, по-видимому, произойти лишь при подземных толчках с $I_0 \geq IX$ баллов. Поэтому целый ряд исторических землетрясений Кавказа, по-видимому, фактически имел интенсивность более IX баллов, что подтверждается и размерами сохранившихся остаточных деформаций земной коры.

ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЕ ПОЛЕ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ КАВКАЗА

Для обоснования сейсмического районирования Большого Кавказа приведены: макросейсмическая карта (рис. 7) сильных землетрясений Кавказа по историческим сведениям до 1970 г., карты сейсмической активности для территории Западного Кавказа, составленные А.Д. Цхакая и В.Г. Папалашвили (1971, рис. 3,4) и карта максимально возможных землетрясений (K_{\max}) для территории Кавказа в интерпретации Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джибладзе (1972, рис. 5).

Анализ всех имеющихся материалов о наиболее сильных землетрясениях Кавказа показывает, что здесь за период с 63 г. до н.э. по 1970 г. ($T \approx 2000$ лет) произошло не менее 30 землетрясений интенсивностью IX баллов на площади около 315 000 км². Таким образом, повторяемость IX-балльных землетрясений на территории Кавказа по макросейсмическим и инструментальным сведениям составляет один раз в 60–70 лет.

ГЕНЕРАЛИЗОВАННЫЕ РАДИУСЫ ИЗОСЕЙСТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗА

Размеры эпицентральных расстояний до изосейст, фиксирующих различную интенсивность сотрясения на земной поверхности, в дальнейшем мы будем называть радиусами изосейст, однако твердо помня, что ни о каких идеальных эллиптических, а там более круговых изосейстах речи не может быть. Впервые на неравномерность распределения интенсивности потрясения на земной поверхности при землетрясениях обратил внимание В.П. Солоненко (1960, 1962₂). Учитывая сказанное, мы вводим обозначения максимальных, минимальных и средних радиусов изосейст VII, VIII и IX баллов: R_{\max} , R_{\min} , $R_{\text{ср}}$. Значения средних радиусов изосейст являются средними арифметическими максимального и минимального радиусов. Они приводятся в табл. 3, но так же как и значения минимальных радиусов изосейст пока не используются при расчетах. Это вытекает из того, что при определении уровня сейсмической опасности районов строительства таких уникальных сооружений, как, например, высотные плотины Ингурского каскада ГЭС, мы обя-

Таблица 4

Расчет максимальных значений радиусов изосейст ожидаемых наиболее сильных землетрясений (по данным наблюдений 1970–1972 гг.)

№ п/п	Название землетрясения	Число, месяц год	h (км)	M	I ₀ (балл)	Максимальные размеры радиусов изосейст (км)				Примечание
						IX	VIII–IX	VIII	VII	
1.	Ахалкалакское	31.VII 1899	9		VIII					По расчетам И.В. Ананьина, при Кавказских землетрясениях с $M = 5 \frac{1}{2} - 5 \frac{3}{4}$ радиус VIII-балльной изосейсты 18–27 км (Ананьин и др., 1969; Бунз и др., 1971) ¹
2.	Табацкурское	7.V 1940	—	5 3/4	VIII					
3.	Таузское	12.X 1962	~ 5–8		VIII					
4.	Ожидаемое землетрясение аналогичной интенсивности			$\geq 5 \frac{1}{2}$ $\leq 6 \frac{1}{2}$	VIII					
5.	Шемахинское	3.II 1902			IX					
6.	Горийское	20.II 1920		5 3/4	VIII–IX					
7.	Чхалтинское	16.VII 1963	5–10	6 1/2	IX					
8.	Ожидаемое землетрясение аналогичной интенсивности	—	5–10	6,5–7	IX					В эпицентральных зонах IX-балльных землетрясений Кавказа ($M \geq 6,5$) при вскрытии разломов макросейсмические эффекты могут достигать X баллов в полосе длиной до 10 км и шириной до сотен метров

¹ В одной из последних работ И.В. Ананьина ("Методические...", 1974, с. 67) значения радиусов VIII-балльных изосейст при землетрясениях с $M = 5 \frac{1}{2}$ отсутствуют.

заны учитывать только максимально возможные расстояния, на которые распространяются сотрясения, опасные по своим последствиям.

За основу расчетов взяты макросейсмические сведения о ряде сильных землетрясений Кавказа, для которых разными авторами составлены карты изосейст (табл. 3). На рис. 3 нанесен контур эпицентральной области Чхалтинского IX-балльного землетрясения, с использованием данных А.Д. Цхакая, Л.Н. Махатадзе и Д.Д. Табидзе (1966, 1967). IX-балльная изосейста охватывает район массового развития крупных обвалов и оползней и те населенные пункты, где имелись IX-балльные макросейсмические эффекты. На рис. 3 указаны минимальные размеры площади IX-балльного потрясения. Точность инструментального определения эпицентра Чхалтинского землетрясения 25 км (кл. А), поэтому очевидно, что он не может служить началом отсчета при определении радиусов изосейст. Максимальные размеры этих радиусов определялись по двум вариантам.

землетрясений Большого Кавказа (составил В. Хромовских по данным табл. 3 и поле-

IX	VIII–IX	VIII	VII	Примечание	
					Максимальные размеры радиусов изосейст (км)
—	—	11–14	30	По расчетам И.В. Ананьина, при Кавказских землетрясениях с $M = 5 \frac{1}{2} - 5 \frac{3}{4}$ радиус VIII-балльной изосейсты 18–27 км (Ананьин и др., 1969; Бунз и др., 1971) ¹	
—	—	22	35		
—	—	—	16		
—	—	18	27		
5 (8)		19–20 (25)	45 (32)		По расчетам И.В. Ананьина, при Кавказских землетрясениях с $M = 6 \frac{1}{2} - 6 \frac{3}{4}$ радиус VIII-балльной изосейсты изменяется в пределах 12–30 км, а VII-балльной — 30–77 км (Ананьин и др., 1969; Бунз и др., 1971). В скобках для Шемахинского землетрясения — данные из работы К.И. Богдановича (1902)
	4	20	24		
5		16	23–24		В эпицентральных зонах IX-балльных землетрясений Кавказа ($M \geq 6,5$) при вскрытии разломов макросейсмические эффекты могут достигать X баллов в полосе длиной до 10 км и шириной до сотен метров
4–5	—	19–20	30		

1. Не исключено, что эпицентр Чхалтинского землетрясения находился в центре площади, охваченной IX-балльной изосейстой. Тем более, что именно здесь располагались эпицентры афтершоков основного толчка (Цхакая и др., 1966). В этом случае, беря половину максимального размера этой территории (11 км) по линии с Лев. Ацгара — верховья р. Южный Птыш (до изосейсты IX баллов), мы получаем значение $R_{\max} IX = 5,5$ км.

2. Более обоснованное положение эпицентра Чхалтинского землетрясения можно предположить в центре линии, соединяющей максимально удаленные друг от друга пункты, испытавшие IX-балльное потрясение: Лев. Ацгара¹ и Марджвена-Птиши (устье р. Южный Птыш). Расстояние между ними 7–8 км. Следовательно, наиболее достоверный максималь-

¹ Село Лев. Ацгара хотя и обозначено на рис. 7 точкой, но фактически продолжается до северо-западного замыкания IX-балльной изосейсмальной площади.

ный радиус IX-балльной изосейсты в этом случае 4 км, а осредненный — около 5 км.

Необходимо отметить, что указанное положение эпицентра Чхалтинского землетрясения хорошо увязывается со всем комплексом макросейсмических данных (Соловьев, 1965; Цхакая и др., 1966, 1967). В частности, он располагается в районе сейсмодислокаций, возникших у с. Реква (рис. 3).

Если мы учтем всю площадь, пораженную массовыми обвалами и оползнями, в том числе гигантскими, расположенными на правобережье р. Чхалты (Цхакая и др., 1966, 1967), то указанный эпицентр будет близок к центральной части этой площади. Правобережные оползни в рыхлых отложениях, описанные А.Д. Цхакая, нами в 1970—1972 гг. не были найдены. Это объясняется чрезвычайно высоким здесь уровнем денудации. Тыловые стенки отрывов скальных обвалов и их конусы более стойки к денудации, поэтому они значительно дольше сохраняются в рельефе и были осмотрены.

Таким образом, во всех наших расчетах за начало отсчета принят эпицентр, определенный по макросейсмическим данным (рис. 3).

Эпицентральные расстояния сел. Ажара и Генцвиши, испытавших VIII-балльное сотрясение, равны соответственно 10 и 16 км. Следовательно, $R_{\max} \text{ VIII} = 16 \text{ км}$.

Эпицентральное расстояние с. Сакени, где интенсивность землетрясения достигала VII баллов, — 23,5 км ($R_{\max} \text{ VII}$).

Аналогичным образом определены радиусы изосейст и для других землетрясений Кавказа.

В табл. 4 указаны максимальные радиусы изосейст ожидаемых сильных землетрясений. Значения этих радиусов представляют среднее арифметическое величин эпицентральные расстояний пунктов, испытавших сотрясение соответствующей интенсивности при известных землетрясениях.

СЕЙСМОГЕННОЕ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЕ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ ЗОНАХ ИЗВЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Из всего многообразия сейсмогенных геодинамических явлений для нас наибольший интерес представляют разрывные сейсмотектонические деформации земной коры, возникающие, как правило, при мгновенном вскрытии разломов различного ранга в ходе землетрясений. Можно считать установленным, что при землетрясениях с очагами в верхней части земной коры и $M \geq 6,5$ сейсмогенные разрывы выходят из очага на поверхность Земли и становятся доступными изучению всеми существующими геолого-геофизическими методами (Tocher, 1958; Флоренсов, 1960; Солоненко, 1962₁, 1966, 1970₂, 1973₂; Allen и др., 1965; Glenn R. Scott, 1970; Ambraseys et al., 1969, 1970, 1971). Громадный фактический материал по сейсмогенному разрывообразованию, содержащийся в целом ряде обобщающих работ (Davison, 1936; Рихтер, 1963; Гоби..., 1963; Tocher, 1958; Allen и др., 1965; Nowroozi, 1971 и др.) и в отдельных сообщениях последних десятилетий (Shor и др., 1958; Tocher, 1960; Tazieff, 1960; Miller, 1960; Ambraseys и др., 1969, 1970, 1971; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Plafker et al., 1971; Shepherd et al., 1970), дает основание утверждать, что для большинства высокосейсмичных регионов возможно создание эталонных шкал сейсмодислокаций, по которым в совокупности с другими данными будет возможно провести уточнение магнитуд и интенсивности землетрясений.

Сильные землетрясения земного шара происходят в гетерогенных зонах, подчас резко отличающихся по истории геологического развития, современной морфоструктуре, полям тектонических напряжений и физическим свойствам субстрата в очагах. Эти обстоятельства оказывают прямое влияние на морфологию, морфометрию, генетические типы возникающих сейсмодислокаций и должны учитываться при создании региональных сейсмогеологических шкал для определения интенсивности землетрясений по остаточным деформациям земной коры. Нами систематизированы сведения о наиболее сильных землетрясениях земного шара, связанных со вспарыванием сейсмогенных разрывов и образованием сейсмодислокаций. За основу взята работа Ч. Ф. Рихтера (1963) с дополнениями из других источников. Поскольку сведения о параметрах сейсмогенных разрывов нередко противоречивы, то в своих обобщениях мы ориентировались на их максимальные значения. В отношении протяженности зон разрывов такой подход, безусловно, оправдан, поскольку известно гораздо больше случаев недостаточной прослеженности разрывов, чем когда их длины были занижены (Рихтер, 1963; Ambraseys et al., 1969).

Основная цель исследования состояла в том, чтобы продемонстрировать взаимосвязь длин образующихся сейсмогенных разрывов от магнитуд коровых землетрясений различных сейсмических зон.

Для Кавказа мы располагаем историческими примерами, когда при сильных землетрясениях ($I_0 \geq IX$ баллов) образовывались сбросы длиной до 2–2,5 км (Бюс, 1948). Значения магнитуд для этих землетрясений обычно отсутствуют. Магнитуда Шемахинского землетрясения 13.II 1902 г., при котором длина зоны сбросов достигла 14 км, требует уточнения. Необходимо уточнить также генетические типы дислокаций, возникших в эпицентральных зонах Зангезурского и Дагестанского землетрясений с инструментально определенными магнитудами (Чигарев, Шивков, 1970; Горшков и др., 1973).

В последнее время наряду с сейсмологическим обоснованием возможности возникновения сейсмогенных разрывов в очаге и на поверхности Земли в условиях Кавказа (Шебалин, 1971, 1974), появилась работа, где утверждается, что в этом регионе "...абсолютное большинство разрывов в очагах (98%) не выходит на дневную поверхность" (Ананьин, 1973, с.94). Тем самым подводится теоретическая база для отрицания использования палеосейсмогеологического метода в условиях альпийской складчатой зоны Кавказа.

Наиболее детально изучена система сейсмодислокаций, образовавшихся при Шемахинском IX-балльном землетрясении 13.II 1902 г. и закартированных К.И. Богдановичем (1903). "Сбросы по сейсмическим трещинам", по терминологии этого исследователя, возникли у сел. Сагиан, Ичханэ-Тальб, Маразы и к юго-востоку от с. Сунди. Основная трещина прослеживалась от церкви с. Сагиан¹ через все селение, разрывая дома, пересекая овраги и совершенно не сообразуясь с рельефом, протягивалась на расстояние до 10 км на юго-восток. Почти перпендикулярно главной трещине на ее северо-западном окончании возникла трещина (длина до 4 км) северо-восточной ориентировки (рис. 2). Она пересекла вкрест простирающиеся известняки. По трещинам было ясно заметно опускание участка поверхности склона. Независимость трещин от изогипс и наследование ими основных тектонических линий района доказывает их сеймотектоническую природу, что и было подчеркнуто К.И. Богдановичем (1902). Общая протяженность главной зоны сейсмодислокаций достигла 14 км.

Сейсмодислокации (преимущественно сбросы) возникали в Шемахинской эпицентральной зоне многократно. В январе 1669 г. была "поглощена с жителями и скотом деревня Лача, лежавшая к югу от Шемахи" (Абих, 1862, с.12).

Сильнейшее землетрясение 20 июня 1840 г., охватившее Кавказ от Черного до Каспийского моря, было вызвано значительными деформациями земной коры. Следы этого землетрясения следует искать в "огромной трещине, называемой долиной Св. Якова или Аргури" (Абих, 1862).

¹ Осмотр этой церкви в 1972 г. показал, что она несет следы явного сейсмического разрушения.

При землетрясении 1828 г., разрушившем ряд селений, сейсмогенные сбросы длиной до 2,5 км и раскрытием до 1 м наблюдались в песчаниках и конгломератах плиоцена у сел Сагиян и Чаган (Бюс, 1948).

При землетрясении 1908 г. в районе с. Тирджан (20–30 км северо-западнее г. Шемахи) образовалась система сбросовых трещин в полосе длиной до 2 км. Амплитуда сбросов составила 1,5 м, раскрытие их пологостей достигало нескольких метров. Одной из сбросовых трещин в с. Тирджан был полностью поглощен ряд домов. Часть селения была относительно поднята по сбросу, другая — опущена (Кириллова и др., 1960).

Сейсмодислокации в скальных и полускальных породах, сопровождавшиеся комплексом сейсмогравитационных склоновых смещений (оползней, обвалов), наблюдались при целом ряде других землетрясений Кавказа: 735, 1045, 1088, 1139, 1235, 1667, 1679, 1842 гг. (Бюс, 1948), май 1885 г. — с. Сикух (Кириллова и др., 1960), 22.X 1926 г. — с. Кара-Килис (Цхакая, 1961; Абдальян, 1927), 16.XII 1963 г. — долина р. Чхалты (Соловьев, 1965; Цхакая и др., 1966, 1967), 9.VI 1968 г. — ущелье р. Гярд (Горшков и др., 1973; Габриелян и др., 1974). При Чхалтинском IX-балльным ($M = 6\ 1/2$) землетрясении 1963 г. в аспидных сланцах лейаса под углом к их простиранию возникла сеймотектоническая трещина длиной до 500 м (Соловьев, 1965).

Приведенные примеры показывают, что на Кавказе, как и в других высокосейсмичных районах Земли, сейсмодислокации возникают при коровых землетрясениях с $M \geq 6,5$. В тех случаях, когда для исторических землетрясений магнитуда не установлена, а макросейсмика свидетельствует о IX-балльных и более сильных толчках (табл. 2), наличие сейсмодислокаций в их эпицентральных зонах является косвенным доказательством того, что такие исторические землетрясения имели $M \geq 6,5$. Это один из главных выводов, подтверждающий наше заключение о том, что многие исторические землетрясения Кавказа имели $M \geq 6,5$. Здесь уместно напомнить, что в той же альпийской зоне складчатости в Турции и Иране в плейстоценовых зонах почти всех землетрясений с $M \geq 6,5$ установлены сейсмодислокации (Ambraseys, 1970; Ambraseys et al., 1969; Tchalenko, 1975; Tchalenko et al., 1974; и др.). В однородных сейсмогеологических условиях, естественно, сильные землетрясения вызывают более или менее однотипные сейсмогенные деформации.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ МАГНИТУДАМИ (M) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ДЛИНАМИ ЗОН (L) И АМПЛИТУДАМИ (a , l) СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ

В основе корреляции лежит идея о тесной связи между типами, размерами сейсмогенных разрывов и магнитудами коровых землетрясений.

Ранее для определения магнитуд землетрясений по протяженности и типам видимых сейсмодислокаций различными исследователями были предложены формулы: $M = 5,65 + 0,98 \lg L - D$. Тоcher (1958), $\lg L = (1,01 \pm 0,02) M - 6,18$ — В.П. Солоненко (1973₂), $M = (6,27 \pm 0,14) + (0,63 \pm 0,09) \lg L$ — К. Iida (Otsuka, 1964).

Таблица 5

Наиболее сильные коровые землетрясения земного шара, в эпицентральных зонах исследователей)

Номер выборки	Дата, название землетрясения	Местоположение эпицентра	Магнитуда (M)	Глубина очага (H , км)
1	2	3	4	5
Землетрясения Тихоокеанского сейсмического пояса				
7	21.XI 1868 г.	Калифорния. Разлом Хей-уард		
8	26.III 1872 г. Оуэнс-Велли	Невада	> 8,3	
13	18.IV 1906 г.	Калифорния. Разлом Сан-Андреас	8,3	
16	2.XI 1915 г.	Невада. Плезант-Велли	7,6	
20	21.XII 1932 г.	Невада. Гора Сидар	7,3	
22	30.I 1934 г.	Невада. Горы Эксельсиор	6,5	
27	18.V 1940 г.	Калифорния. Долина Импириал	7,1	
29	10.IV 1947 г. Маникс	Калифорния	6,4	
31	1950 г.	Калифорния. Гарлонг	~ 5,6	
32	14.XII 1950 г.	Невада. Горы Форт-Сейдж	5,6	
33	23.I 1951 г.	Калифорния. Долина Импириал	5,6	
34	21.VII 1952 г. Керн-Каунти	Калифорния	7,7	16

которых возникали сейсмодислокации (по данным Ч.Ф. Рихтера, 1963 и других

Максимальная длина главного разрыва или зоны разрывов (Z , км)	Максимальная амплитуда вертикального смещения (a , м)	Максимальная амплитуда горизонтального смещения (e , м)	Генетические типы разрывов и другие сведения
6	7	8	9
Землетрясения Тихоокеанского сейсмического пояса			
(40)		(0,91)	Вдоль разлома образовалась огромная трещина, остававшаяся открытой. Значение в скобках по А.В. Лукьянову (1965)
20 (110) (64) ¹	3,96 (7) (7,01) ¹	5,49 (6,0) (6,0) ¹	В горах Сьерра-Невада произошли большие обвалы и оползни. В скобках — по А.В. Лукьянову (1965), 1 — по С. Davison (1936). Значение M по Ч. Рихтеру, считающему ее больше M землетрясений 1857 г. и 1906 г.
434,6 (430) (432) ¹ (435) ²	0,91 (0,6) (0,91) ¹	6,3 (6,1) (6,4) ¹ (6,4) ²	Сбросо-сдвиг. Значения в скобках — по А.В. Лукьянову (1965), 1 — по С. Davison (1936), 2 — по D. Tocher (1958)
35,4 (65) ¹	4,57 (4,8) (4,6) ¹		Сброс. Фонтанирование грунтовых вод, горячие источники. Значения в скобках — по А.В. Лукьянову (1965), 1 — по D. Tocher (1958)
61,15	0,61	0,86	Сдвиг. Разрывы только в кристаллических породах
1,371	0,12		Образовавшийся сброс можно отнести за счет действия силы тяжести
64 (70)	(1,2) 1,21	5,79 (4,5)	Сдвиг. Образовались валы выдавливания. Данные в скобках — по А.В. Лукьянову (1965)
1,6		0,076	Смещения, по всей вероятности, вторичного характера
8			Небольшое, хорошо прослеженное смещение (Allen et al., 1965)
9,8 (?)		0,2	Сбросо-сдвиг. Правобокковое смещение по разлому (Allen et al., 1965)
3			
30	1,21 (1,2) (3,1) ¹	0,75	Сдвиго-сброс. В скобках — по А.В. Лукьянову (1965), 1 — по D. Tocher (1958)

Таблица 5 (продолжение)

1	2	3	4	5
Землетрясения Тихоокеанского сейсмического пояса				
35	6.VII 1954 г.	Невада, Фаллон	6,6	
36	23.VIII 1954 г.	Невада	6,8	
37 ^a	16.XII 1954 г.	Невада (Пик Фэрвью)	7,4–7,1	15 ~ 40
37 ^b	Сдвоенное землетрясение с интервалом в 4 мин.	(Долина Дикси)		
39	9.II 1956 г.	Калифорния Сан-Мигель	6,8	
42	10.XI 1946 г.	Перу	7,4	
43	31.V 1970 г.	Перу	7,7	
51	17.VI 1929 г. Мерчисон	Новая Зеландия	7,8	
52	2.II 1931 г. Хокс-Бей	Новая Зеландия	7,9	20
61	23.V 1925 г.	Япония	6,75	
62	7.III 1927 г. г. Танго	Япония	8,0	10–20
64	21.IV 1935 г.	Тайвань	7,0	
65	10.XI 1943 г. Тоттори	Япония	7,2	
67	13.I. 1945 г. Микава	Япония	7,1	
72	27.III 1964 г.	Аляска	8,5–8,75	20–50
Землетрясения альпийского складчатого пояса Тетиса				
81	13.II 1902 г. Шемаха	Кавказ	$6,5 \leq M < 7,5$	16
84	14.IV 1928 г.	Болгария (Чирпанское)	6,75	

6	7	8	9
Землетрясения Тихоокеанского сейсмического пояса			
17,6	0,30 (0,31)		Сброс. В скобках — D. Tocher (1958)
22,4	0,76 (2,5) (0,31) ¹		Сброс. В скобках — по А.В. Лукьянову (1955), 1 — по D. Tocher (1958)
(59) (62) (40) ¹	7 (7) (3,6) ¹ 2,13 (3,7)	3,65 (4,2) ¹	Сдвиге сброс. В скобках — по D. Tocher (1958), 1 — по А.В. Лукьянову (1965)
	(2) ¹		Сброс
(19,2) (20) ¹	2,43 (0,9)	0,61 (0,78)	Сдвиге-сброс. В скобках — по G. Shor, F. Roberts (1958), 1 — по Allen et al., 1965
18 (7)	3,5		Сброс. Между двумя разломами образовался грабен шириной 2 км
56			Грунтово-ледяная лавина объемом 50–100 млн. м ³ , многочисленные оползни (Plafker et al., 1971)
11,2	4,48	2,19	Высота стенок отрыва обвалов превышала 300 м
9,6		2,13	Возникли гряды и валы выдавливания высотой 2,43 м
5,6 (1,6)	0,2 (1,01)	0,06 (0,063)	Значения в скобках — по Davison (1936)
25,5 (25,1)	0,79 (0,72)	2,81 (2,8)	Образовалось два перпендикулярных разлома длиной 18 и 7,5 км. Значения в скобках — по C. Davison (1936)
> 27 (~57?)	3	1,5	Образовалось два разлома длиной 15 и 12 км на расстоянии 30 км один от другого. Между ними трассируются мелкие разрывы
8		2	Образовалось два параллельных разлома длиной 8 и 4 км
9	2	1	
800	9,15		Зона почвенных изменений на протяжении 800 км (Hansen et al., 1964)
Землетрясения альпийского складчатого пояса Тетиса			
~ 10	первые метры		Образовались сбросовые трещины (Богданович, 1903)
> 40	4		Общая длина разрывов (сбросов), возникших 14 и 18 апреля 1928 г., составляет 105 км

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Землетрясения альпийского складчатого пояса Тетиса					Землетрясения альпийского складчатого пояса Тетиса				
85	18.IV 1928 г.	Болгария	6,75		> 40	4			
88	19.IV 1938 г.	Турция	6,75		14	0,6	1,0	Разломы (сбросо-сдвиги) формировались в кристаллических породах	
89	26.XII 1939 г.	Турция	8,0		340 (350)	1,0 (2,0)	3,7	Сбросо-сдвиг. Ширина трещин достигала 4 м. В скобках — по А.А. Nowroozi (1971)	
90	20.XII 1942 г.	Турция	7,3	—	35 (36)	(1,0)	1,0 (1,75)	Сбросо-сдвиг. В скобках — по А.А. Nowroozi (1971)	
91	26.XI 1943 г.	То же	7,6	—	280 (270)	1,0 (1,5)		Сброс. В скобках — по А.А. Nowroozi (1971)	
92	1.II 1944 г.	— " —	7,6	—	180 (190)	1,0	3,5	Сбросо-сдвиг. В скобках — по А.А. Nowroozi (1971)	
95	18.III 1953 г.	Турция (Анатолия)	7,2	—	50		4,3	Сдвиг	
98	26.V 1957 г.	То же	7,1	—	40	0,4	1,6	Сбросо-сдвиг (Nowroozi, 1971)	
99	16.VII 1963 г. Чхалтинское	Кавказ	6,5—6,75	5—10	3—4	1,5		Сброс, сопровождавшийся трещинами растяжения, шириной до 0,5 м в полосе шириной 4—5 м. Сейсмогравитационные обвалы и оползни (Цхакая и др., 1963; Соловьев, 1965). Полевые наблюдения автора	
100	19.VIII 1966 г.	Турция	6,8	—	30	небольшая	0,3	Сдвиг (Nowroozi, 1971)	
101	22.VII 1967 г.	То же	7,1	—	80	0,55	1,9	Сдвиг (Nowroozi, 1971)	
102	31.VIII 1968 г. (Дашт-Э-Байяз)	Иран	7,2	15	> 80	2,5	4,5	Сбросо-сдвиг (Tchalenko, Ambroseys, 1970)	
136	9.II 1971 г. Сан-Фернандо	Калифорния	6,6	13	~ 15	1,5	2	Сбросо-сдвиг Сан-Фернандо. Другие разрывы: Силмар — 3,5 км, $a = 0,8$ м, $l = 0,8$ м; Турнга — 6 км, $a = 0,8$ м, $l = 0,6$ м (Lew et al., 1974; Engineering, 1971)	
137	21.VII 1952 г. Арвин-Техачапское	То же	7,6	—	~ 55	0,3 (?)	0,6 (?)	Прерывистые сбросо-сдвиги и другие типы разрывов (взбросы и т. д.) (Штейнбругге, Моран, 1957)	
138	23.I 1909 г. Селакхорское	Иран. Загрос	7,4	—	> 40	1,0	незначительна	Сдвиго-сброс (Tchalenko et al., 1974)	
139	1.V 1929 г. Багхан-Герматское	Иран. Копет-Даг	7,1	—	> 50	2,0	незначительна	Сдвиго-сброс (Tchalenko et al., 1974)	
140	6.V 1930 г. Салмасское	Иран	7,2—7,4	—	~ 20 (Возможно до 30)	5,0	4,0	Сдвиго-сброс Салмасский. Кроме того, Дерикский сброс ~ 3 км, $a = 1,0$ м. Возможна правосторонняя сдвиговая составляющая (Tchalenko et al., 1974)	

Таблица 6

Сопоставление вычисленных по формулам Д. Точера и Ииды и инструментально определенных магнитуд некоторых землетрясений Альпийского пояса Тетиса

Номер землетрясения по табл. 5	Длина зоны разрывов (км)	M инструм.	M по формулам	
			Д. Точера	Ииды
88	14	6,75	6,77	6,96–7,24
89	350	8,0	8,1	7,5–8,2
90	36	7,3	7,2	7,0–7,5
91	280	7,6	8,0	7,4–8,2
92	190	7,6	7,8	7,3–8,0
96	40	7,1	7,2	7,0–7,6
95	50	7,2	7,3	7,0–7,6
100	30	6,8	7,0	6,9–7,5
103	35	7,1	7,1	6,9–7,5
102	80	7,2	8,4	7,8–8,0
98	103	7,7	7,6	7,2–7,85

Для Среднеазиатского сейсмического региона подобные формулы недавно были выведены А.А. Никоновым (1975). Что касается взаимосвязи M землетрясений с длиной зон возникающих разрывов и их максимальными амплитудами, то здесь целесообразность установления их количественных соотношений вполне очевидна.

Формула А.А. Никонова (1975):

$$M = 9,03 + 0,97 \lg L_{\max},$$

где L_{\max} — длина зоны новообразованных разрывов;

$$M = 5,43 + 0,90 \lg a_{\max},$$

где a_{\max} — величина смещения по разрывам применительно к Кеминскому землетрясению (4.I 1911 г., $M = 8,7$, $L \sim 250$ км; $a \sim 10$ м, см. табл. 5), дает чрезвычайно большой разброс значений M ($M_L = 11,35$, $M_a = 5,43$). Поэтому эта формула вряд ли применима на практике. Не следовало, на наш взгляд, устанавливать зависимость между длиной отдельных возникающих разрывов, их глубиной, шириной и магнитудой землетрясений (Никонов, 1975). Предложенные формулы связи этих параметров малоубедительны прежде всего потому, что далеко не всегда в поле надежно устанавливается сеймотектоническая природа этих локальных элементов. Слишком велико влияние местных инженерно-геологических условий на их генезис.

Для всех указанных соотношений остаются неясными коэффициенты корреляции, надежность связи и величины среднеквадратических ошибок определения M по размерам и типам сейсмодислокаций.

Кроме того, магнитуды землетрясений находятся в определенной связи не только с длинами зон возникающих сейсмодислокаций; но и с

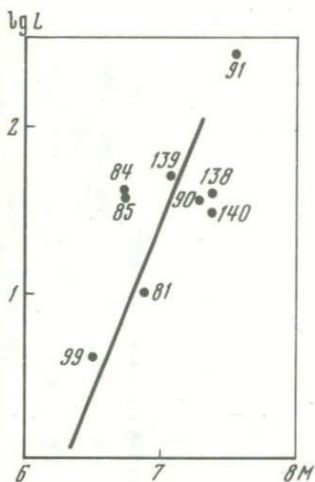


Рис. 8. Альпийский пояс Тетиса. Зависимость между магнитудами (M) землетрясений и длинами (L) сбросов и сдвиго-сбросов

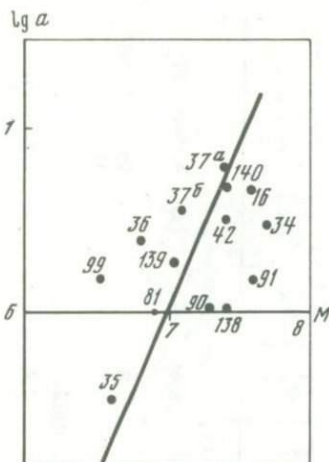


Рис. 9. Альпийский и Тихоокеанский сейсмические пояса. Зависимость между магнитудами (M) землетрясений и амплитудами (a) сбросов и сдвиго-сбросов

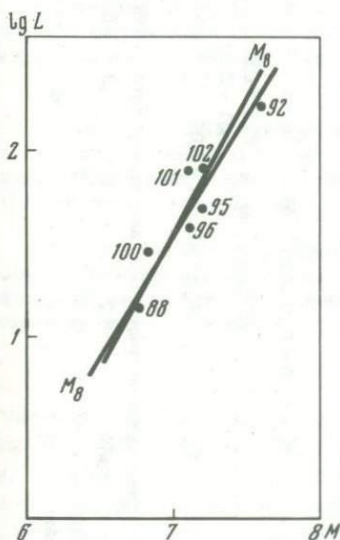


Рис. 10. Альпийский пояс Тетиса. Зависимость между магнитудами (M) землетрясений и длинами (L) зон

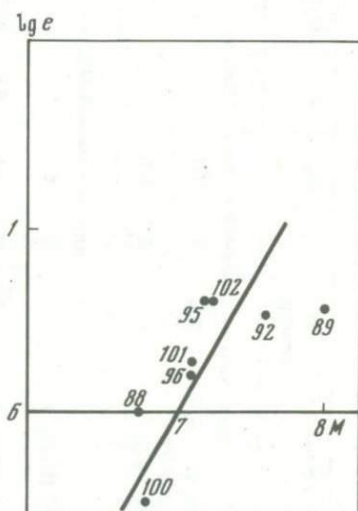


Рис. 11. Альпийский пояс Тетиса. Зависимость между магнитудами (M) землетрясений и амплитудами (e) сдвигов и сбросо-сдвигов

Таблица 7-9

Сопоставление значений M для некоторых землетрясений

Землетрясение и размеры сейсмодислокаций	M , инстр.	M_8	M_8^1	M_{10}	M_{11}	$M_{и}$	M_T	M_C^1	M_C^2	M_B^3	M_K^1	M_K^2	Источник
Сопоставление значений M для гватемальского (1976 г.) и иранского (1972 г.) землетрясений													
Гватемальское, 4.II 1976 г.; $L = 230$ км, $l \sim 340$ см	7,5	7,7	7,7	7,4	7,8	7,8	7,96	8,2	8,6	8,4	8,1	7,6	Plafker, 1976
Иранское, 10.IV 1972 г., $L \sim 35$ км	6,9	6,9	6,9	6,9	7,2	7,2	7,2	7,5	7,8	7,6			Dewey, Grantz, 1973
Сопоставление значений M для иранских землетрясений 1958 и 1963 гг.													
Иранское, 16.VIII 1958 г. $L \sim 20$ км	6,6	6,7	6,8	6,7	7,0	7,1	6,9	7,3	7,6	7,4			Ambroseys, Moinfar, 1974
Иранское, 24.III 1963 г. $L \sim 8$ км	6,25	6,4	6,5	6,5	6,7	6,8	6,53	6,8	7,1	7,0			То же
$M_8 = 0,9 \lg L + 5,6$; $M_8^1 = 6,39 + 0,24 (\lg L)^2$; $M_{10} = 0,6 \lg L + 6,0$; $M_{11} = 0,8 \lg L + 6,0$ $M_{и} = 6,27 + 0,63 \lg L$; $M_T = 5,65 + 0,98 \lg L$; $M_C^1 = \frac{\lg L + 6,18}{1,01 + 0,02}$; $M_C^2 = \frac{\lg L + 6,18}{1,01 - 0,02}$; $M_K^1 = 0,153 \lg L + 1,18 \lg A + 4,3$; $M_K^2 = 1,43 \lg A + 3,95$; $M_C^3 = \frac{\lg L + 6,18}{1,01}$													
Сопоставление значений M для перуанского (1969 г.) и калифорнийского (1975 г.) землетрясений													
Перуанское, 1.X 1969 г., $L = 3,5$; $a = 160$ см, $l = 70$ см	6,2	6,1	6,4	6,3	6,4	6,6	6,2	6,5	6,8	6,7	7,0	7,0	Philip, Megard, 1977
Калифорнийское, май 1975 г., $L \sim 6,5$ км	5,2	6,3	6,5	6,4	6,6	6,3	6,4	6,8	7,0	6,9			Hill, 1976

П р и м е ч а н и е. В таблице 7-9 приняты следующие условные обозначения формул: $M_{и}$ — Ииды; M_T — Точера; M_C — В.П. Солоненко; M_K — Кутузовой Н.И. и др. (1975). Формулы автора взяты из табл. 10.

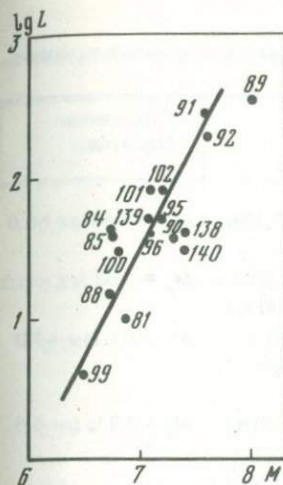


Рис. 12

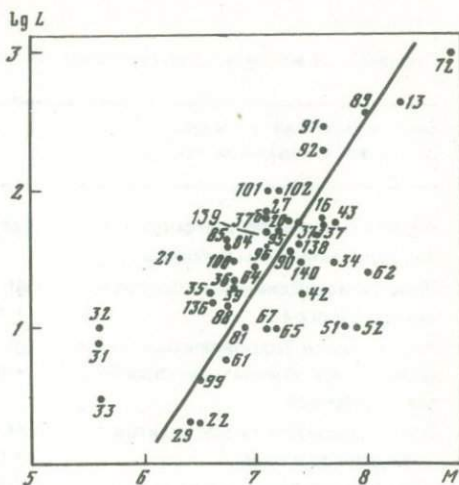


Рис. 13

Рис. 12. Альпийский пояс Тетиса. Зависимость между магнитудами (M) землетрясений и длинами зон (L) сейсмогенных разрывов

Рис. 13. Альпийский и Тихоокеанский сейсмические пояса. Зависимость между магнитудами (M) землетрясений и длинами зон (L) сейсмогенных разрывов

Рис. 14. Альпийский и Тихоокеанский сейсмические пояса. Зависимость между магнитудами (M) землетрясений и длинами (Z) сбросов и сдвига-сбросов

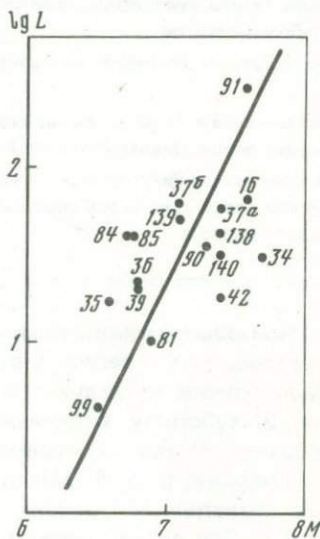


Рис. 14

амплитудами вертикальных и горизонтальных движений крыльев главных разрывов. Поэтому эти зависимости также должны подвергаться анализу. Опираясь на мировую сейсмостатистику, можно констатировать, что чем больше амплитуды разрывов, тем сильнее землетрясения, разрушается, при равенстве генетических типов дислокаций.

Ниже предлагаются формулы для определения магнитуд землетрясений по размерам и типам сеймотектонических дислокаций. Расчеты производились на ЭВМ по стандартным программам. Исходный фактический материал для расчетов сосредоточен в табл. 5.

Таблица 10

Определение магнитуд землетрясений по размерам и генетическим типам видимых

Сейсмоактивная территория Характеристика разрывов	Формула	Упрощенная формула
Активизированные платформы. Вертикальные амплитуды взбросов	$M_4 = (8,039 \pm 0,308) + (0,438 \pm 0,5) \lg a$	$M_4 = 0,44 \lg a + 8,0$
Пояс Тетиса. Длины зон сбросов и сдвиго-сбросов	$M = (6,275 \pm 0,308) + (0,531 - 0,194) \lg L$	$M_6 = 0,53 \lg L + 6,3$
Альпийские и Тихоокеанские сейсмические пояса. Амплитуды сбросов и сдвиго-сбросов	$M = (6,97 \pm 0,15) + (0,53 \pm 0,30) \lg a$	$M_7 = 0,5 \lg a + 7,0$
Пояс Тетиса. Длины зон сдвигов и сбросо-сдвигов	$M = (5,617 \pm 0,213) + (0,88 \pm 0,114) \lg L$	$M_8 = 0,9 \lg L + 5,6$
Пояс Тетиса. Длины сдвигов и сбросо-сдвигов	$M_8^1 = 6,39 + 0,24 (\lg L)$	
Пояс Тетиса. Амплитуды сдвигов и сбросо-сдвигов	$M = (7,015 \pm 0,146) + (0,69 \pm 0,304) \lg l$	$M_9 = 0,7 \lg l + 7,0$
Пояс Тетиса. Длины зон разрывов	$M = 6,068 \pm 0,199 + (0,65 \pm 0,115) \lg L$	$M_{10} = 0,6 \lg L + 6,0$
Альпийские и Тихоокеанские сейсмические пояса. Длины зон разрывов	$M = (5,968 \pm 0,201) + (0,779 \pm 0,128) \lg L$	$M_{11} = 0,8 \lg L + 6,0$
Альпийские и Тихоокеанские сейсмические пояса. Длины зон сбросов и сдвиго-сбросов	$M = (6,235 \pm 0,307) + (0,59 \pm 0,198) \lg L$	$M_{12} = 0,6 \lg L + 6,0$

При объединении сейсмодислокаций в одну генетическую группу, учитывалось, чтобы регионы, в которых обнаружены эти сейсмодислокации, были близки по следующим факторам: 1) истории геологического развития, 2) субстрату, включающему очаги землетрясений и сейсмогенные разрывы, 3) полям современных тектонических напряжений.

Графики (рис. 8–14) отражают корреляционную зависимость магнитуд землетрясений от длин зон разрывов, их амплитуд и генетических типов. При определении корреляционных связей магнитуд землетрясений и амплитуд разрывов учитывался только ведущий тип последних, имеющих, как правило, и наибольшие амплитуды. Номера точек на графиках соответствуют номерам землетрясений в табл. 5.

В табл. 10 приведены формулы, отражающие корреляционные зависимости между магнитудами землетрясений, длинами зон видимых сейсмодислокаций разных генетических типов и амплитудами вертикальных (a) и горизонтальных (l) смещений крыльев разрывов. Там же даны коэффициенты корреляции и среднеквадратические ошибки определения магнитуд землетрясений по этим формулам для тех случаев, которые используются нами в дальнейшем при анализе палеосейсмодислокаций Кавказа и Прибайкалья. Для всех случаев определе-

сейсмодислокаций

σ_M	r	σ_r	Надежность связи (критерий Романовского $r > 3\sigma_r$)
0,2	0,45	0,35	$0,45 < 1,05$
0,37	0,72	0,16	$0,72 > 0,48$
0,15	0,5	0,2	$0,5 < 0,6$
0,17	0,95	0,03	$0,95 > 0,09$
0,41	0,97	0,21	$0,97 > 0,63$
0,41	0,68	0,19	$0,68 > 0,57$
0,14	0,82	0,08	$0,82 > 0,24$
0,49	0,68	0,08	$0,68 > 0,24$
0,31	0,61	0,15	$0,61 > 0,45$

на надежность установленных корреляционных связей по критерию Романовского:

$$\sigma = (1 - r^2) / \sqrt{n}, r > 3\sigma_r,$$

где r — коэффициент корреляции (Шарапов, 1971).

**ПРОВЕРКА СУЩЕСТВУЮЩИХ И ПРЕДЛАГАЕМЫХ ФОРМУЛ
ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
ПО РАЗМЕРАМ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ**

Приведенные выше формулы Д.Точера и Ииды базируются главным образом на материалах о землетрясениях Средиземноморско-Азиатского и Тихоокеанского сейсмических поясов. Составной частью одного из них является Кавказ.

Для дальнейших определений магнитуд древних землетрясений этого региона по размерам палеосейсмодислокаций нам необходимо из всех обсуждаемых выбрать несколько формул, дающих наиболее надежные значения M . Надежность эта, на наш взгляд, может быть оценена лишь

путем сопоставления расчетных и инструментально определенных магнитуд известных землетрясений (табл. 6—9).

Из табл. 6 видно, что рассматриваемые формулы дают приблизительно одинаковые значения расчетных M . Тем не менее формула Д. Точера предпочтительнее, поскольку для большинства контрольных землетрясений рассчитанные по ней их магнитуды наиболее близки к инструментально определенным. Поэтому в дальнейших сопоставлениях при выборе окончательных формул мы используем формулу Д. Точера для землетрясений молодых складчатых поясов и формулу В.П. Солоненко для активизированных платформ, включающих территорию Прибайкалья.

Для сопоставлений нами выбраны землетрясения, сопровождавшиеся образованием сдвигов и сбросо-сдвигов при ведущем сдвиговом типе смещений, а также сбросов и сдвига-сбросов, при ведущем сбросовом типе смещений. Это продиктовано тем, что подавляющее большинство надежно задокументированных сейсмодислокаций, возникших при землетрясениях с инструментально определенными магнитудами, относится к этим генетическим типам.

С целью проверки нами взяты землетрясения последних лет или более ранних периодов, не вошедшие в группы землетрясений, послуживших основой для выведения всех используемых формул. Эта группа контрольных толчков, имеющих инструментально определенные магнитуды, приведена в таблице 7—9.

Инструментально определенная магнитуда являлась контрольной. Рядом с ней даны магнитуды, рассчитанные по формулам, предложенным нами и другими исследователями.

Из таблицы 7—9 видно, что в подавляющем большинстве случаев предложенные нами формулы дают расчетные значения магнитуд, наиболее близкие к инструментально определенным. Поэтому в дальнейшем при расчетах магнитуд древних землетрясений по размерам и генетическим типам палеосейсмодислокаций мы используем формулы, приведенные в табл. 10, для которых к тому же известны пределы ошибок определения M , чего нельзя сказать о формулах наших предшественников.

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ

“За пятнадцатилетний период, прошедший со времени первого использования остаточных сейсмогенных деформаций для выявления сейсмогенных тектонических структур и эпицентральных зон сильных землетрясений, правомочность палеосейсмогеологического метода подтверждена как сейсмическими событиями, так и результатами применения его у нас и почти во всех высокосейсмичных зонах Мира” (Солоненко, 1973₁, с.14).

Примечательно, что и некоторые из зарубежных исследователей, обнаружив палеосейсмодислокации в эпицентральных зонах современных землетрясений, однозначно оценили значение сейсмогенных остаточных деформаций для прогноза сейсмичности, указав, что происшедшие землетрясения можно было предвидеть при сейсмологическом обследовании этих территорий (Ambraseys, et al., 1969). В Байкальском сейсмическом поясе подобный прогноз был сделан в 1956 г. (Солоненко и др., 1960₂). Палеосейсмогеологические наблюдения в Среднеазиатской и Кавказской сейсмических провинциях показали, что такие землетрясения, как Файзабадское, Ашхабадское, Хаитское, Чхалтинское и некоторые другие, казавшиеся неожиданными, аномальными, произошли в районах, где имеются палеосейсмогеологические следы таких же или даже более сильных землетрясений (Копп и др., 1964; Солоненко, 1970_{1,2}, 1974; Кучай, 1971; Трифонов, 1961; 1963; Никонов, 1973, 1974, Солоненко, Хромовских, 1974).

Выделение истинных палеосейсмодислокаций из ряда похожих на них экзогенных образований и расшифровка механизма формирования остаточных деформаций земной коры представляет подчас нелегкую задачу. Имеется немало примеров медленного, постепенного наращивания амплитуд разрывных дислокаций, не сопровождающегося сильными землетрясениями. Мы имеем в виду медленное движение крыльев разрывов в Новой Зеландии (Wellman, 1969), в зонах разломов Сан-Андреас, Эльсинор, Сан-Джасинто в Калифорнии (Allen et al., 1965), Сурхобского разлома в Средней Азии (Тетюхин, Арсланбеков, 1968; Конопальцев, 1971) и целый ряд разрывных дислокаций Исландии, образованных при серии слабых землетрясений (Трифонов, 1973). Не исключено, однако, что в этом регионе рост трещин во многих случаях связан с подъемом базальтовой магмы.

При зачислении конкретных структурных форм в разряд палеосейсмодислокаций необходимо:

1) доказать сейсмогенность структурного элемента, формы рельефа или литологического несоответствия в разрезе (в случае “ископаемых землетрясений”);

2) обосновать одноактность создания палеосейсмодислокации при сильном землетрясении или ее генетическую связь с серией более слабых землетрясений;

3) исключить вариант возникновения остаточных деформаций без землетрясений за счет медленных движений крыльев активизированного разлома.

ГЛАВНЫЕ ПРИЗНАКИ, ПО КОТОРЫМ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ И ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ВЫДЕЛЯЮТСЯ ИЗ КОМПЛЕКСА МОРФОЛОГИЧЕСКИ СХОДНЫХ С НИМИ АСЕЙСМОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Приведенные в гл. 4 примеры исторических и современных сейсмодислокаций дают возможность выбрать наиболее существенные признаки, позволяющие выделить сейсмогенные разрывы из ряда сходных с ними по морфологии сейсмогравитационных и асейсмогенных образований, созданных денудационными и иными процессами, не имеющими связи с эндогенными подвижками в зонах разломов, генерирующих землетрясения. Набор таких признаков в равной мере необходим как для классификации современных сейсмодислокаций, так и для поисков палеосейсмодислокаций. К поиску палеосейсмодислокаций мы приступаем, имея эталонные примеры современных и исторических сейсмодислокаций. Однако следует учитывать то обстоятельство, что многие забытые или необнаруженные исторические сейсмодислокации могут быть отнесены к палеосейсмодислокациям.

Признаки сейсмогенности разрывных деформаций

Разрывы (сбросы, сдвиги и т.д.), вышедшие из очага землетрясения на земную поверхность и сгруппированные нами в отдельные сейсмотектонические структуры, считались сейсмогенными, если имели следующий набор признаков.

1. Находились в зоне разлома, обновленного в кайнозое, или в пределах активно развивающейся морфоструктуры.
2. Пересекали и разрывали слоистые, осадочно-метаморфические толщи, а также все элементы современного рельефа: долины ручьев, сухие распадки, водораздельные гребни, конусы выноса и террасовые комплексы.
3. Поднятые крылья взбросов и сбросов образовывали в разорванных долинах водотоков тектонические дамбы, подпруживающие водотоки. Нередко уклоны русел таких водотоков достигали 45° . На сейсмогенность сдвигов в таких случаях указывала разорванная эрозионная сеть с четко сдвинутыми по горизонтали отрезками русел ручьев (в том числе временных), еще не приспособившихся к новым условиям. Известно, что в аридной зоне Гобийского Алтая, при гораздо меньших уклонах русел водотоков, сейсмотектонические дамбы, возникшие в разорванных долинах ручьев при XII-балльном землетрясении 4.XII 1957 г., были уничтожены затем селевыми потоками в течение одного лета (Солоненко, 1963). Сейсмотектонические же структуры Западного Кавказа находятся в районе, занимаю-

шем второе место на Кавказе по частоте возникновения селевых паводков (Атлас Грузинской ССР, 1964).

Разорванные и смещенные по вертикали и горизонтали русла водотоков с сохранившимися дамбами — подпрудами — один из важнейших признаков сейсмогенности деформаций.

По мнению американских сейсмогеологов, уступы, сдвинутые водораздельные линии, спущенные пруды и озера являются сильным оружием в определении и изучении активных сбросов. Однако они отмечают, что крутизна и "свежесть" уступов значительно зависят от среднегодового количества осадков. Разрывы считаются активными, если они образуют уступы в аллювии (Allen et al., 1965). Определение современной активности разрывов по искривленным руслам рек и смещенным водоразделам содержится и в других работах (Ambraseys et al., 1969).

4. На поднятых крыльях разрывов сохранялись тектонические зеркала со штрихами и бороздами скольжения, по которым восстанавливался механизм сейсмогенной подвижки. В ряде случаев установлено сложное нисходяще-восходящее сбросо-сдвиговое и шарнирное движение активных крыльев при малой длине разрыва.

5. Поля сейсмогенных разрывов сопровождалась крупными обвалами и оползнями, в том числе скальными. При землетрясениях с $M \geq 6,5$ на Кавказе площадь, поражаемая такими сейсмогравитационными смещениями, не менее 80—100 км². На всей обследованной территории Западного Кавказа (около 1 тыс. км²) площадная пораженность склонов обвалами и оползнями наблюдается только в районах сеймоструктур.

Остановимся на доказательствах импульсного возникновения сейсмо-тектонических дислокаций и невозможности их образования за счет медленных движений крыльев активизированных разломов.

При сильных землетрясениях зоны остаточных деформаций нередко образуются вблизи только что возникших сейсмодислокаций. Это наблюдалось при двух Таннуольских землетрясениях (XI и XII баллов) 1905 г., Гоби-Алтайском XII-балльном и Баян-Цаганском X-балльном землетрясениях, происшедших соответственно в 1957 и 1958 гг. (Гоби..., 1963). Если факт наращивания зон сейсмодислокаций по площади установлен, то практически нет доказательств увеличения длины и амплитуд возникших сейсмогенных разрывов при непрерывно следующих друг за другом землетрясениях¹. Известны только два случая (Аляскинское — 10.VII 1958 г. и Могодское — 5.I 1967 г. землетрясения), когда возникшие сейсмодислокации пересекали палеосейсмодислокации, но не наследовали их. Все это хорошо согласуется с вероятностью повторения сильных землетрясений на локализованных площадях. Поскольку сейсмодислокации возникают в эпицентральных областях коровых землетрясений с $M \geq 6,5$ (гл. 4), то совершенно ясно, что на участках, где произошла разрядка упругих напряжений и образовались сейсмодислокации, повторение подобного землетрясения возможно лишь после длительной сейсмической паузы. В Байкальс-

¹ За исключением, по-видимому, сильных афтершоков одного и того же землетрясения или сдвоенных толчков, разделенных интервалами в несколько часов или дней, что является редкими случаями.

ком сейсмическом поясе, например, установлена закономерность: чем моложе палеосейсмодислокация, тем она менее сейсмична в настоящее время (Солоненко и др., 1966, 1968). Длительные промежутки времени, разделяющие сильные землетрясения, накладывают свой отпечаток на облик сейсмогенных разрывов, сохраняющихся в рельефе, поэтому разновременность их возникновения во многих случаях очевидна.

Все известные остаточные деформации земной коры в эпицентральных зонах сильнейших мировых землетрясений возникли в считанные минуты. Поэтому есть основания предполагать, что разрывы, составляющие в совокупности конкретную сейсмогенную структуру, будучи локализованными на очень ограниченной площади и обладающие одинаковой сохранностью, созданы одноактным процессом разрядки накопившихся упругих напряжений.

Наиболее существенное возражение против сейсмогенности описанных ниже остаточных деформаций земной коры, сгруппированных в сеймотектонические структуры, сводится к предположению о их создании за счет медленных движений крыльев активизированных разломов. Общее поднятие Большого Кавказа и опускание Колхидской низменности установлено. Скорости разнонаправленных современных движений изменяются здесь от 0,5 до 14 мм/год (Лиленберг и др., 1972). Однако медленные смещения крыльев разломов здесь не установлены. Но даже если они имеют место, против создания сеймотектонических структур за счет медленных движений блоков литосферы можно привести следующие возражения.

1. Медленные смещения крыльев, например, Главного Кавказского надвига, безусловно, захватили бы значительные его отрезки. Структуры же, приуроченные к зоне этого разрыва и другим разломам, строго локализованы и имеют протяженность не более первых километров. К тому же шарнирный и нисходяще-восходящий тип движения крыльев разрывов малой протяженности неизвестен при тектоническом крипе. Трудно объяснить с позиций медленного смещения крыльев разломов и постоянное соседство сейсмогенных разрывов с крупными обвалами и оползнями, поражающими определенные площади.

2. Наконец, и это главное, большинство структур расположено в высокогорной части рассматриваемого региона, где уровень денудации, по расчетам Г.К. Габриеляна (1971), Н.В. Думитрашко (1971) и С.А. Ахундова (1974), чрезвычайно высок. Ледниковая экзарация, плоскостной и линейный смыв, снежные лавины, сели, разнообразное по масштабам и типу гравитационное движение грунтов на горных склонах, начиная от солифлюкции, крипа и кончая крупными оползнями и обвалами — вот те главные агенты денудации, которые нивелируют все неровности земной поверхности, противоестественные пластике рельефа. По наблюдениям авторов, за один только ливневый дождь, продолжительностью в несколько часов, временные водотоки на Кавказе врезают свои русла до десятков сантиметров, в том числе в коренные глинистые сланцы.

С учетом перечисленных факторов невозможно представить себе длительное сохранение в разорванных руслах водотоков тектонических дамб перегораживающих эти эрозионные углубления. Тем более невозможно объяснить их образование при медленных движениях крыльев разрывов.

Наличие тектонических дамб в руслах водотоков является прямым доказательством импульсивных подвижек по разломам в момент их сейсмогенного обновления. Подобные формы рельефа не могут быть созданы никакими другими известными нам геодинамическими процессами, кроме сеймотектонических. А такой факт, как сохранность разорванного, но не размытого почвенно-растительного слоя на самых краях поднятых крыльев сейсмогенных сбросов полностью отвергает любое сомнение в их генетической связи с быстрыми, импульсивными движениями блоков земной коры.

Признаки сейсмогравитационных деформаций

Выделение сейсмогравитационных образований из группы обычных гравитационных смещений на склонах (оползни, обвалы, трещины отседания и т.д.) представляет подчас еще более сложную задачу, чем классификация сейсмогенных разрывов.

Особое значение для распознавания и классификации древних сейсмогравитационных образований представляет рассмотрение кинематической картины их движения. Известно, что эти образования иногда покрывают расстояния, в десятки и сотни раз превышающие высоту их стенок отрыва, нередко не только смещаясь по слабо наклонным поверхностям, но и взбираясь на склоны вопреки силам гравитации (Tazieff, 1960; Grangeon, 1962; Курдюков, 1964, 1970; Солоненко, 1971, 1972, 1973_{1,2}, 1976_{1,2}). При Хаитском землетрясении 10.VII 1949 г. ($M = 7,5$; $I_0 = X$ баллов) такой обвал прошел путь до 10,5 км со скоростью 100 км/ч, в то время как при обычном гравитационном срыве его путь не мог превысить 2 км. Но оказывается, что подобные обвалы и грунтовые лавины могут не только перемещаться по земной поверхности, но даже на значительном удалении от стенок отрыва подниматься в воздух и перелетать через долины и водораздельные гребни. По пути следования, в местах резких поворотов грунтовые лавины выбрасывают на сотни метров рыхлый материал, содержащий глыбы весом в десятки тонн. Такие скальные оползни и обвалы, заброшенные на противоположные борта ущелий, найдены нами на Кавказе (Солоненко, Хромовских, 1974). Доказательство возможности их образования описанным путем дает нам Перуанское землетрясение 31.V 1970 г. ($M = 7,7$), при котором оползни, обвалы рыхлых и коренных пород общим объемом до 200 млн. м³ охватили площадь около 30000 км². До 100 млн. м³ этого объема содержалось в каменно-ледяной лавине, сорвавшейся с горного пика Гуаскаран с высоты 5500–6400 м. Лавина прошла 16 км от места отрыва до погребенных ею городов Юнгей и Ранрахирка с огромной скоростью: 280–335 км/ч (наблюденная) и до 450 км/ч (по баллистическим расчетам) (Plafker et al., 1971).

Огромная масса грубообломочных пород была выброшена из Гуаскаранской лавины на расстояние до 1600 м. Между долиной Рио Шакша и г. Юнгей лавина совершила прыжок, пролетев над 230-метровым скальным массивом. Огромная скорость лавины, кроме сейсмических факторов, была обусловлена крутыми склонами в области ее зарождения, малым трением на поверхности ледника и большими перепадами высот

(3500 м) вдоль ее 16-километрового пути. Лавины, подобные Гуаскаранской, при падении и ударе о склон отрываются от земли, обгоняют и захватывают подушку сжатого воздуха и скользят по ней с высокой скоростью и малым трением. Четкое доказательство того, что грунтовые массы проносились по воздуху над моренными гребнями, найдено на их нижних склонах, которые сохраняют нормальную поверхность и растительность, по сравнению с верхними деформированными склонами, где растительность полностью уничтожена. По максимальному горизонтальному расстоянию в 1 600 м (воздушный баллистический радиус действия), на которое были отброшены многотонные ледниковые валуны, первоначальная скорость лавины должна была достигать 45 км/ч (Plafker et al., 1971). В 16 км от места возникновения лавина пересекла реку и, поднявшись на противоположном берегу на 83 м по вертикали, прошла еще несколько сот метров со скоростью 144 км/ч, разрушив часть небольшой деревни Матакоте. Самый большой замеченный скальный блок, перенесенный лавиной, — это гигант в 7 000 т, осевший у р. Ранрахирки. Самый большой валун в языке лавины весит около 6 000 т.

Приведенные примеры говорят о двух важных признаках сейсмогравитационных образований.

1. Расстояние, которое проходят обвально-оползневые массы при землетрясении, во много раз превосходит тот путь, который они могли бы покрыть при обычном гравитационном смещении. Г. Тазиев объясняет подобные явления "эффектом вибрирующего стола" (Tazieff, 1960).

2. При сейсмогравитационном смещении возможен переброс громадных объемов (до сотен тысяч кубических метров) скальных грунтов через речные долины, что абсолютно исключается без воздействия сейсмического толчка.

На Западном Кавказе при землетрясениях с $M = 6,5$ ($I_0 = IX$ баллов) обвалы и оползни (в том числе скальные) возникают на площади около 80—100 км² (Цхакая и др., 1966, 1967). На Восточном Кавказе эта цифра увеличивается до 1000—1300 км², что отмечалось при Махачкалинском землетрясении 14.V 1970 г., имевшем $M = 6,75$ (Чигарев, Шивков, 1970, 1972). В Восточной Сибири при X-балльным землетрясении скальные обвалы наблюдались в 140 км, а при XI-балльных толчках ($M = 7,9$) — до 350 км от эпицентра, и охватывали площади до 150 тыс. км².

В отличие от таких обвалов и оползней, стимулированных землетрясением и поражающих большие площади, выделяемые нами сейсмогравитационные структуры сосредоточены вблизи дислокаций. Возможность выделения таких структур демонстрируется материалами по Кавказу, хотя она была установлена ранее (Гоби..., 1963; Хромовских, 1965). Здесь тыловые трещины отрыва сейсмогравитационных структур переходят по простиранию в короткие сеймотектонические разрывы, а обвально-оползневые массы скальных пород оказываются заброшенными на противоположные борта ущелий. Эти признаки свидетельствуют о приуроченности подобных образований к эпицентральной и плейстосейстовым зонам землетрясений, где возникают сейсмодислокации, а колебания земной поверхности достигают своего максимума, вплоть до образования видимых земляных волн (Гоби..., 1963; Солоненко и др., 1966).

ДОКАЗАТЕЛЬСТВА СЕЙСМОГЕННОСТИ КОНКРЕТНЫХ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ СТРУКТУР БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В рассматриваемом регионе при геологическом картировании установлено значительное количество разновозрастных разрывных нарушений, в том числе испытавших неотектоническое обновление. Однако при сейсмогеологическом дешифрировании аэрофотоснимков, аэровизуальном и наземном обследовании территории признаки современного сейсмотектонического вскрытия разломов были обнаружены на сравнительно ограниченных участках. Остаточные сейсμοдеформации представлены преимущественно сбросами, сбросо-сдвигами, зияющими трещинами растяжения, разрывающими горные вершины, водораздельные гребни и речные долины. Не всегда генетический тип сейсмодислокаций можно было классифицировать однозначно. Например, нередко очень трудно отличить сброс от взброса или уверенно определить амплитуду сдвига. Значительно легче устанавливается вертикальная составляющая смещения по разрывам, поскольку в рельефе они выражены в виде эскарпов. Обнаруженные остаточные деформации земной коры ввиду их территориальной обособленности группируются в отдельные сейсмогенные структуры. Они фиксируют эпицентральные и плейстосейстовые зоны сильных землетрясений, не вошедших в сейсмостатистические каталоги.

В настоящем разделе рассматривается механизм формирования палеосейсмодислокаций, позволяющий понять их морфоструктурную роль и значение в создании морфоскульптуры современного рельефа, ибо все эти вопросы будут решаться по-разному в зависимости от того, что из себя представляют палеосейсмодислокации: сдвиги, сбросы, взбросы, раздвиги, комбинации этих элементарных разрывов или более сложные тектонические структуры (грабены, горсты, гравитационно-сейсмотектонические: клинья и т. д.). Генетические типы палеосейсмодислокаций в совокупности с другими геолого-геофизическими показателями определяют сейсмический потенциал конкретных сейсмогенных зон, отчего в конечном счете зависит обоснованность сейсмического районирования обследованных территорий.

Большинство сейсмогенных структур центральной части Большого Кавказа сформировано в молодых мезозойско-кайнозойских складчатых толщах, имеющих многочисленные ослабленные контактирующие поверхности разных генетических типов: от нормальных контактов и тектонических трещин до зон разломов, выполненных рыхлыми тектонитами. Все эти поверхности делимости могут оказывать влияние на рисунок сейсмогенных разрывов при мелких очагах землетрясений. Поэтому доказательства сейсмогенности и механизм формирования остаточных деформаций земной коры рассматриваются на фоне детального геологического строения территорий, входивших в область подготовки землетрясений, эпицентральные зоны которых фиксируются сейсмогенными структурами. Интенсивность и положение эпицентров сильнейших землетрясений Кавказа: Мцхетского 1318 г. (IX баллов), Горийского 1920 г. (IX), Чхалтинского 1963 г. (IX) и других могли быть предсказаны заранее, поскольку в их плейстосейстовых зонах обнаружены яркие следы более ранних сейсмогенных подвижек.

Сейсмотектонические структуры

В альпийской складчатой зоне Большого Кавказа к этой группе относятся структуры Бзыбь, Ненскра, Абакура, Акиба, Квира и Шемахинская палеосейсмодислокация (табл.11). Между ними и следующей гравитационно-сейсмотектонической группой структур существуют взаимопереходы, поэтому не всегда удается однозначно классифицировать палеосейсмодислокации по их генетическим признакам. Например, нагорные сейсмогенные грабены-провалы имеются у структур Бзыбь, Абакуры и Квиры. Они близки по механизму образования к гравитационно-сейсмотектоническим клиньям, но, как правило, представлены узкими блоками, опущенными между двумя субпараллельными сбросами, пересекающими склоны горных массивов. Гравитационно-сейсмотектонические клинья всегда приурочены к высоко поднятым частям хребтов, где силы сводового растяжения максимальны. Однако в том и другом случае неизменными элементами структур являются сейсмотектонические разрывы (взбросы, сбросы, сбросо-сдвиги), выходящие за пределы нагорных грабенов и гравитационно-сейсмотектонических клиньев.

Не для всех структур удалось собрать равноценные доказательства их сейсмогенности, поскольку структуры разновозрастны, а уровень денудации в районах их распространения чрезвычайно высок (Габриелян, 1971; Думитрашко, 1971).

Структура Бзыбь. Мощный ров, разрывающий на протяжении 5,5 км четыре горные вершины в водораздельной части Бзыбского массива, не оставляет никаких сомнений в сейсмогенности рассматриваемой структуры. Хорошо выраженная в рельефе зияющая полость разрыва с рваными краями до сих пор поглощает обломочный, в том числе крупноглыбовый материал, лишенный каких бы то ни было признаков окатанности. В дни-

Таблица 11

Сейсмогенные структуры Большого Кавказа (эпицентральные и плейстосейстовые

Наименование структуры	Местонахождение	Координаты центра структуры, град		Длина поля сейсмогенных разрывов, км ²	Ширина поля сейсмогенных разрывов, км ²	Площадь поля разрывов, км ²
		с.ш.	в.д.			
1	2	3	4	5	6	7
		Сейсмотектонические				
Бзыбь	Район озера Рика	43,37	40,95	7,5	1,5	11,25
Ненскра	Главный Кавказский хребет	43,10	42,19	3	0,8	2,4

ще сейсмогенного рва отмечаются гигантские замкнутые воронки-углубления, достигающие в диаметре 50–100 м и глубины 25 м. Протяженность поля разрывов около 7,5 км, амплитуда вертикального смещения по ним в среднем составляет около 5 м.

Геологическая ситуация в районе структуры (рис. 15) исключает ее карстовое или иное денудационное происхождение. Бросается в глаза повторение границы отложений нижней подсвиты ходжальской свиты линией основного рва структуры. На первый взгляд может показаться, что формирование главных элементов структуры целиком предопределено контактами между различными породами. На самом деле это не так. В обнажениях по стенкам рва мы видели, что сместители главного и оперяющих разрывов секут толщи, различные по литологии и возрасту. К тому же на северо-западном и восточном замыкании структуры разрывы выходят за пределы контактов между породами. Однако нельзя отрицать влияние стратиграфического контакта между ходжальской и сорской свитами на формирование структуры Бзыбь. В какой-то мере данная стратиграфическая поверхность влияла на освобождение упругих напряжений и формирование рисунка палеосейсмодислокаций. При сводовом растяжении Бзыбского массива разрыв верхних слоев литосферы по стратиграфическим контактам в момент сейсмогенных подвижек представляется вполне естественным. Тем не менее, как уже указывалось, не наблюдается полного наследования новообразованными разрывами стратиграфических поверхностей.

Структура Бзыбь расположена в зоне схождения субширотных разломов, косо секущих мезозойские толщи. Основными региональными разломами являются взбросо-надвиги — Главный и Лакорози-Отау. В районе структуры, в долине р. Бавю, около с. Псху в настоящее время отмечается интенсивное формирование инверсионной впадины (Милановский,

области сильных землетрясений

Максимальная и средняя вертикальная амплитуда разрывов	Приближенная характеристика землетрясений		Возраст структур (время землетрясения)	Субстрат, в котором сформированы структуры	Особенность структур
	M	I ₀			
8	9	10	11	12	13
		Сейсмотектонические			
30–35 8	7,2	IX–X	БВ	Порфириты и их производные, конгломераты, песчаники и глинистые сланцы	—
15 6	7,1	IX–X	БВ	Гранитоиды, мигматиты	—

Таблица II (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Абакура	Сванетский хребет	43,1	42,41	4	0,3	1,2
Лабскалди	Сванетский хребет	42,96	42,58	2	0,3	0,6
Цери	Сванетский хребет	42,96	42,75	3,5	0,4	1,4
Квира	Эгрисский хребет	42,73	42,20	3	0,6	1,8
Акиба	Эгрисский хребет	41,90	42,90	3,7	1	3,7
Шемахинская палеосейсмодислокация	Район г. Шемахи	40,66	48,61	0,4	0,02	—

Сейсмогравитационные

Амткел	Кодорский хребет, район оз. Амткел	43,00	41,2	4	1,2	4,8
Гоби	Лечхумский хребет	42,78	43,14	7	3	21

Структуры особого типа

Бол. Утриш Мал. Утриш оз. Абрау	Полуостров Абрау	44,7	44,6	50	5,7	>350
---------------------------------------	------------------	------	------	----	-----	------

Примечание. Возрастные пределы: АБ ~1900 г. — 1600 г.; БВ ~1600 г. — 500 г.

8	9	10	11	12	13
$\frac{20}{12}$	7,2	IX—X	БВ	Габбро-диориты, габбро-пироксениты, углистые сланцы, песчаники	—
$\frac{15}{5-8}$	6,7	IX	АБ	Аспидные и кровельные сланцы	—
$\frac{18}{7}$	6,7	IX	АБ	Аспидные сланцы, песчаники, глинистые сланцы	—
$\frac{9}{6}$	6,7	IX	В	Туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты	—
$\frac{20}{7}$	6,7	VIII—IX	АБ	Туфогенные образования	—
—	6,5	IX	Б	Известняки-ракушечники	Находится вблизи сейсмодислокации, возникшей при IX-балльном землетрясении 13.II 1902 г.
Сейсмогравитационные					
100	$\geq 5,5$	$\geq VIII$	XIX в. (1891 г.)	Известняки, мергели, мергелистые известняки	Объем смещенных масс ~100 млн.м ³
20	>5,5	> VIII	БВ	Аспидные сланцы	Объем смещенных масс ~100 млн.м ³
Структуры особого типа					
> 100	>5,5 ?	$\geq VIII(?)$	В	Мел-палеогеновые, флишевые образования: аргиллиты, песчаники, алевролиты, мергели	Впервые описаны А.Б.Островским (1970 _{1,2}). Распространены на побережье Черного моря и между г. Анапой и пос. Лазаревским

В ~ 500 г.н.э. — 2000 г. до н.э.



Рис. 16. Структура Бзыбь. Фрагмент главного сбросового рва, рассекающего под углом к простиранию вулканогенно-осадочные отложения и смещающего вершину г. Бзыбской. Амплитуда сброса на горной вершине около 35 м. Фото В. Хромовских

1968). Северо-западнее структуры находится обвал на озере Рица. Вместе с ним структура Бзыбь приурочена к активному (северному) крылу Ричинского "живого" разлома, выделяемого Л.В. Когошвили (1970).

Смещенная по разрыву вершина горы Бзыбской (рис. 16) с севера опоясана еще одной зияющей трещиной, (длиной 400–500 м и шириной 3–5 м), которая стремится завершить образование сеймотектонического клина в месте изгиба главного сейсмогенного разрыва, там, где он имеет максимальную амплитуду вертикального смещения (35 м). Именно здесь на участке максимального поднятия горного массива (г. Бзыбская) формируется гравитационно-сеймотектонический клин треугольной формы со сторонами.

Для доказательства сейсмогенности всех палеосейсмогенных структур и расшифровки механизма их формирования главное значение имеют два обстоятельства:

- 1) приуроченность структур к активно развивающимся морфоструктурам и зонам разломов с наследованием элементов их залегания.
- 2) соответствие простираня и относительного перемещения крыльев главных разрывов палеосейсмогенной структуры простиранию и движению крыльев разрывов в очагах современных землетрясений, устанавливаемому сейсмологическими методами.

Структура Бзыбь тяготеет к зоне взброса Лакорози-Отау. Главный разрыв структуры наследует падение ($68-70^{\circ}$) и простиране этой зоны. Относительное перемещение крыльев главных разрывов структуры соответствует перемещению крыльев разрывов в очагах современных землетрясений (рис. 17) в интерпретации О.М. Маисурадзе (1962).

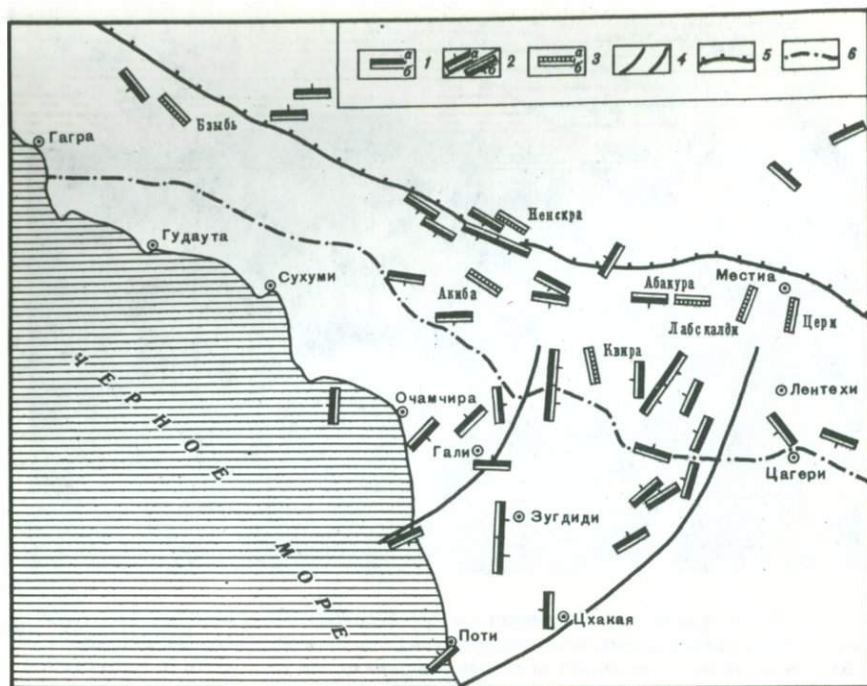


Рис. 17. Соотношение движения крыльев разрывов палеосейсмогенных структур Западного Кавказа с подвижками в ближайших к структурам очагах современных землетрясений

1 — простираение разрывов и подвижки по ним в очагах современных землетрясений (Майсурадзе, 1962): а — поднятые крылья разрывов, б — опущенные крылья разрывов; 2 — ведущие типы разрывов в очагах: а — взбросы, б — сбросы; 3 — простираение главных разрывов палеосейсмогенных структур и относительное перемещение их крыльев: а — поднятые крылья, б — опущенные крылья; 4 — область с господствующим типом сбросовых подвижек в очагах современных землетрясений (Майсурадзе, 1962); 5 — зона Главного Кавказского надвига; б — Ткварчельская флексурная зона

Ориентировка разрывов в очагах современных землетрясений не вполне совпадает с элементами залегания зон региональных разломов. Примеры такого несоответствия можно найти и в работе Н.В. Шебалина (1974) для Чхалтинского и Шемахинского землетрясений. Разрывы в их очагах, хотя и наследуют простираение региональных разломов, но имеют иное падение, а для Чхалтинской зоны — к тому же и сбросовый механизм вместо взбросо-надвигового.

Было бы, конечно, наивным ожидать полного совпадения элементов залегания сместителя разрыва в очаге и у земной поверхности, так как разрыв, выходя из очага, по пути к поверхности Земли встречает массу различно ориентированных ослабленных зон: слоистости, сланцеватости, трещиноватости и т.д. в метаморфических и интрузивных комплексах и приспосабливается к этим элементам анизотропии верхних частей земной коры (см. рис. 15). Поэтому мы не видим противоречия в том, что элементы

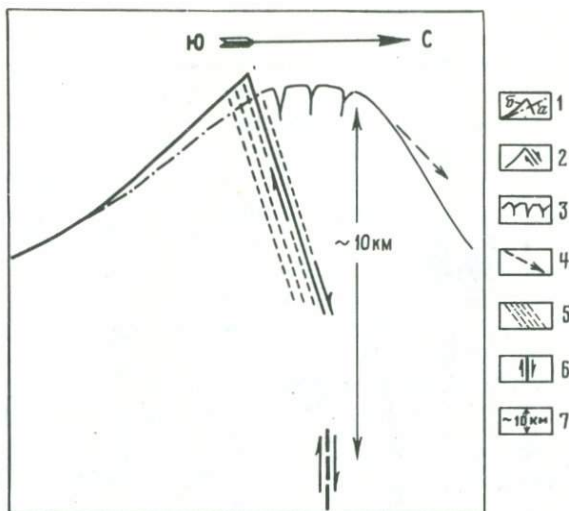
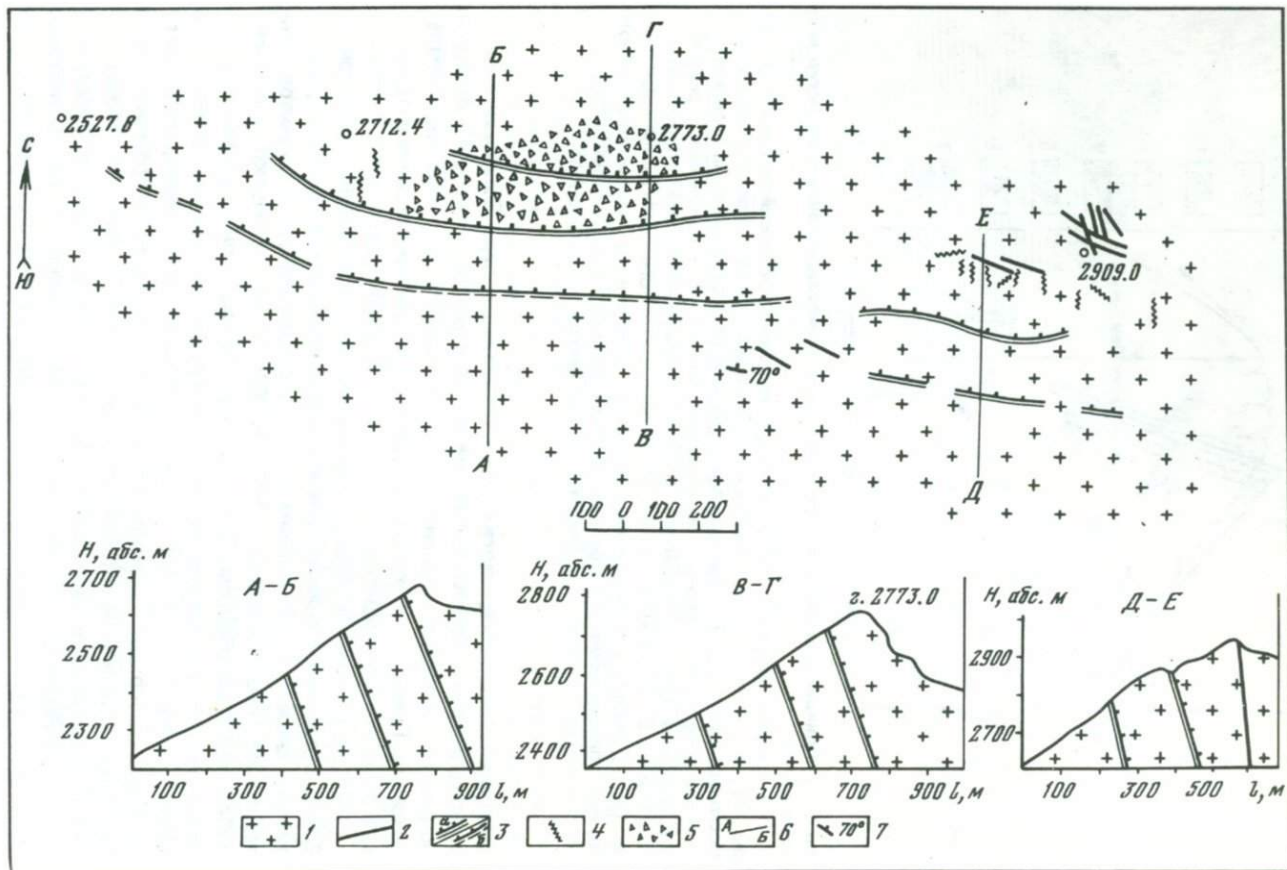


Рис. 18. Принципиальная схема формирования палеосейсмогенных структур взбросового типа

1 — профиль хребта до (а) и после формирования палеосейсмогенной структуры (б); 2 — относительное перемещение крыльев главных разрывов палеосейсмогенных структур; 3 — сейсмогравитационные рвы расседания на вершине и склонах хребта; 4 — направление отседания блоков; 5 — положение в разрезе зон разломов (взбросо-надвигов), к которым приурочены палеосейсмогенные структуры; 6 — разрывы в очаге и их поднятые и опущенные крылья (Майсурадзе, 1962); наклон сместителя разрыва может меняться при неизменности относительного перемещения его крыльев. Во всех рассмотренных случаях активно крыло, движущееся вверх; 7 — средняя глубина очагов землетрясений

залегания главного сейсмогенного разрыва структуры Бзыбь, как и у родственных ей в генетическом отношении структур Ненскры и Абакуры, но вполне совпадают с ориентировкой разрывов в очагах местных землетрясений. Главное, что эти разрывы имеют общее простирание и одинаковые относительно поднятые и опущенные крылья (рис.18).

На этом основании можно полагать, что главный разрыв структуры Бзыбь представлен сейсмогенным обратным взбросом, поскольку он генетически связан с воздыманием Бзыбского хребта и имеет поднятое лежащее крыло (Геологический..., 1973, с. 168). Морфологически обратный взброс является сбросом. Поэтому классификация таких разрывов в полевых условиях чрезвычайно затрудняется. Это хорошо демонстрируется морфологией относительно опущенного крыла главного взброса структуры Бзыбь. В момент сейсмогенной подвижки здесь за счет сейсмогравитационных смещений на вершине и крутом склоне Бзыбского массива возникли громадные по размерам воронки-поноры, зияющие трещины, линейные грабенообразные опускания блоков и обвалы. Этому, безусловно, способствовала интенсивная трещиноватость массива и обилие разнообразных ослабленных зон; стратиграфических контактов, различных поверхностей делимости и т.д. (см. рис. 15). В условиях резко расчлененного релье-



ефа подобные сейсмогравитационные явления вполне объяснимы. Однако они создают иллюзию зоны тектонического растяжения и в подобной ситуации обратные взбросы могут быть приняты за сбросы.

Структура Ненскра. Серия сейсмогенных разрывов, составляющих структуру, приурочена к зоне Главного Кавказского надвига в урочище Чхтана. Они рвут сильно метаморфизованные кристаллические сланцы, гнейсы и граниты палеозоя (рис. 19). Длина поля разрывов около 3 км. Амплитуды вертикального смещения по ним составляют: средняя около 6, максимальная — 15 м.

Доказательством сейсмогенности структуры является геоморфологическая позиция ее элементов и их внутреннее строение. Разрывы структуры секут горизонталь рельефа и эрозионные углубления на южном склоне горного массива Утвир.

Если бы рвы структуры были созданы водно-ледниковой эрозией, они были бы ориентированы вниз по склону. Однако окончания главных рвов расположены гипсометрически выше их центральных частей. Кроме того, такие полые эрозионные формы рельефа, ориентированные поперек склона, немедленно были бы засыпаны осыпями, исчезающими сейчас в зияющих полостях разрывов.

Косвенным доказательством сейсмогенности этой структуры может служить наличие мощных обвалов на северном склоне массива Утвир.

Разрывы структуры Ненскры возникли в ходе сейсмогенного обновления зоны Главного Кавказского взбросо-надвига. Они наследуют простираение и наклон сместителя Утвирского взброса, выделяемого Ш.Х.Гегуцадзе и Л.С.Гвинерия и входящего в зону Главного надвига. Однако, если у Утвирского разлома северное крыло относительно поднято, то у новейших разрывов структуры Ненскры подобные крылья опущены. Не исключено, что механизм формирования структуры Ненскры аналогичен механизму возникновения сбросов в периферических частях аркогенных надвигов при кратковременном проседании центральных частей хребтов-сводов (Данилович, 1941). Более реальной, однако, представляется интерпретация главных разрывов структуры Ненскры как обратных взбросов.

Относительно поднятые крылья сейсмогенных разрывов, трассируемых на земной поверхности, совпадают с поднятыми крыльями разрывов в очагах. Возникновение зияющих трещин, поглощающих осыпи, и обвалов вполне объяснимо сейсмогравитационным отседанием блоков в сторону разгрузки в пригребневой части и на крутых склонах хребта.

Структура Абакура. Разрывы структуры Абакуры приурочены к сложному узлу пересечения древних разломов, в том числе глубинных, в районе впадения р. Ненскры в р. Ингури (рис. 20, см. вкладку). Предлагается

Рис. 19. Геологическая схема главного поля разрывов структуры Ненскры. Составили П. Зеленков, В. Хромовских

1 — нижнепалеозойские кристаллические сланцы, гранитоиды, мигматиты; 2 — дайки основных пород; 3 — сейсмогенные: а — рвы, б — уступы; 4 — участки с развитием трещин отрыва, поглощающих обломочный материал; 5 — делювиальный шлейф; 6 — линии геологических разрезов; 7 — ориентировка разнейсовки горных пород



Рис. 21. Фрагмент главного сбросо-сдвига сейсмогенной структуры Абакуры. Относительно поднятое крыло разрыва (отмечено вертикальными стрелками) образует уступ, перегораживающий эрозионные ложбины на склоне хр. Бакылд. Наклонными стрелками указаны тальвеги ложбин. Фото В. Хромовских

различная трассировка этих разломов (Гамкрелидзе, 1966; Сомин, 1971). По новейшим данным, Ш.Х. Гегучадзе и Л.С. Гвинерия и других грузинских геологов, структура находится в зоне пересечения Лахамула-Гомского разлома (взброса) северо-западной ориентировки с надвигом Хецквара (Тита-Нодашским). В район структуры протягиваются Накринский, Лядевальский и Штавлерский сбросы и сбросо-сдвиги (Гамкрелидзе, 1966).

Главный разрыв (длина 4 км, средняя амплитуда вертикального смещения 7 м) структуры унаследовал лишь общую северо-западную ориен-



Рис. 22. Район структуры Абакуры. Сбросо-обвал Хумпрери. Выше сбросо-обвала — мощный молодой разлом (показан стрелками). Разлом уходит под ледник Лайда-Лакхели (левый край снимка). На разломе — ледопады. Фото С. Хилько

тировку древнего разлома. В деталях само движение крыльев новейшего разрыва и его рисунок были своеобразны.

Рассечение разрывами структуры метаморфических пород вкрест их простирания (рис. 20), разрывы русел водотоков и образование в долинах последних мощных тектонических дамб (рис. 21), гигантские воронки-поноры на вершине хребта Бакылд, поглощающие глыбовый материал, — все это, на наш взгляд, убедительно доказывает сейсмогенность структуры Абакуры. Она является частью эпицентральной зоны сильнейшего землетрясения, охватившего в недавнем прошлом западную часть Сванетского хребта. Не удивительно, а скорее закономерно, соседство сейсмогенных разрывов структуры с областью развития крупных обвалов в бассейнах рек Ингури, Лайлы и Хумпрери (рис. 22). Судя по сохранности поверхностей отрыва, сформированных в кремнистых сланцах, песчаниках триаса и глинистых сланцах юры, эти обвалы одновозрастны. Пространственная близость обвалов к палеосейсмогенной структуре Абакуре, нахождение почти всех их на простирании новейших разрывов, а также площадь, пораженная обвалами, и их объемы свидетельствуют о сейсмогравитационном генезисе склоновых смещений, указанных на рис. 20 и в табл. 12. Территория, в пределах которой обнаружены обвалы, генетически связанные с возникновением структуры Абакуры, вполне сопоставима по площади (около 100 кв. км) с областью развития обвалов, возникших при Чхалтинском IX-балльным землетрясении 1963 г. (Цхакая и др., 1966, 1967). В последнем случае, по наблюдениям А.Д.Цхакая, все обвалы, генетически связанные

Обвалы в районе палеосейсмогенной структуры Абакуры

Номер обвала	Минимальная площадь питания обвалов, м ²	Минимальный объем обвалов, м ³	Примечание
1	250 000	3 000 000	Так как площадь питания обвалов измерена по карте, являющейся горизонтальной проекцией рельефа, фактически она будет больше приведенных цифр
2	1 125 000	13 500 000	
3	250 000	3 000 000	
4	125 000	1 500 000	
5	500 000	6 000 000	
6	62 500	750 000	
7	125 000	1 500 000	
8	50 000	600 000	
Общий объем обвалов		19 850 000	Мощность выветрелых пород, сформировавших обвалы, принята 12 м (Золотарев, Махорин, 1970)

с Чхалтинским землетрясением, находится в контуре IX-балльной изосейсты, оконтуривающей площадь 80 км². Фактически при Абакурском землетрясении¹ район развития обвалов был, конечно, больше, чем при Чхалтинском землетрясении. Но суть данного сравнения состоит в том, что при обоих землетрясениях район массового развития обвалов, безусловно, являлся одновременно и районом, испытывавшим максимальное потрясение.

Это немаловажное обстоятельство дает основу для более объективного определения среднего размера изосейст максимальных баллов. На рис. 20 видно, что области массового развития обвалов, возникших как при Абакурском, так и при Чхалтинском землетрясениях (гл. 6) смещены от эпицентров на юго-восток. За эпицентр Абакурского землетрясения принимается главное поле трещин одноименной структуры. Эпицентр Чхалтинского землетрясения, как известно, был приурочен к зоне Главного Кавказского надвига (Цхакая и др., 1966). В отмеченном расположении обновленных участков разломов и сейсмогравитационных склоновых смещений, возможно, отражается характер вскрытия сейсмогенерирующих разрывов, а именно, их вспарывания с северо-запада на юго-восток. В этом направлении генерируется основная энергия сейсмических волн, вызывающих массовое развитие обвалов.

В основу расшифровки кинематической картины движения блоков литосферы при формировании структуры Абакуры положены наблюдения над ориентировкой зеркал (площадью до 24 м²) и штрихов скольжения, хорошо сохранившихся на поднятом крыле главного разрыва, и результаты изучения механизмов очагов местных землетрясений (Маисурадзе, 1962). Зеркала скольжения структуры Абакуры на первый взгляд могут рассматриваться и как более древние образования, возникшие при тектонических подвижках в ранние этапы альпийского орогенеза. Тем не менее все эти

¹ При котором возникла структура Абакура.

зеркала, зафиксированные на поднятом крыле главного разрыва, особенно на сеймотектонических дамбах, возникли при образовании структуры: сохранившись фрагментарно, они на протяжении одного километра строго следуют ориентировке в пространстве морфологически выраженного новейшего разрыва. Местами его сместитель полностью представлен сплошным зеркалом скольжения.

Относительно поднятое крыло главного разрыва Абакуры совпадает по знаку смещения с движущимися вверх крыльями разрывов в очагах местных землетрясений (см. рис. 18). Механизм их интерпретируется как взбросовый (Маисурадзе, 1962). При таком механизме очагов активными оказываются лежащие крылья региональных надвигов и взбросов, сместители которых наклонены в северном направлении. Здесь важно подчеркнуть согласованность в движении крыльев разрывов структуры Абакуры и в очагах местных землетрясений. С учетом наследования относительно поднятым крылом главного разрыва структуры лежащего крыла регионального Лахамула-Гомского взброса, главный сейсмогенный разрыв структуры должен рассматриваться как обратный взброс.

При сейсмогенной подвижке привершинная часть хребта Бакылд была расколота мощными трещинами субширотного простиранья. Движение блоков носило взбросо-сдвиговый характер. Юго-западное крыло главного сейсмогенного разлома было взброшено на 0,5–20 м и сдвинуто на юго-восток приблизительно на 50 м.

Положение отрезков разорванных эрозионных ложбин, наклон штрихов и ориентировка разрывов-сателлитов говорят о левобочковых смещениях по главному разлому структуры. Левобочковые сдвиги устанавливаются здесь в очагах некоторых местных землетрясений (Маисурадзе, 1962). Зияющие трещины и глубокие (до 50 м) замкнутые воронки-поноры на вершине хребта Бакылд, вытянутые вдоль подножия взбросо-сдвигового уступа, свидетельствуют о сейсмогравитационных смещениях крупных блоков пород в сторону разгрузки на крутых склонах и в приапикальной части хребта.

Структура Квира. Сейсмогенные разрывы этой структуры, расположенные на водоразделе рек Джолора и Цинцкали, пересекают среднеюрские отложения (рис. 23). Разрывы приурочены к зоне выделяемого Ш.Х. Гегучадзе и Л.С. Гвинерия Цинцкальского глубинного разлома антикавказского простиранья. Очаги землетрясений, в зоне этого разлома имеют сбросовый механизм (Маисурадзе, 1962). Разрывы структуры полностью наследуют механизм подвижек в очагах (см. рис. 18) и поэтому классифицируются нами как сбросы в генетическом смысле.

Сейсмогенность структуры доказывается следующим. Ее главный сброс на протяжении 2,5 км разрывает русла пяти временных и одного постоянного водотока, что привело к образованию порогов в тальвегах эрозионных ложбин, висячих русел и сеймотектонической дамбы, перед которой возникло подпруженное озеро (площадь до 2,5 тыс. м²), впоследствии спущенное (рис. 24). К линии разрыва приурочены выходы 12 источников с общим дебитом 40–50 л/с. Опускание западного крыла сейсмогенного сброса и образование одностороннего грабена на северо-западном замыкании структуры привело к изменению гидрологического режима террито-

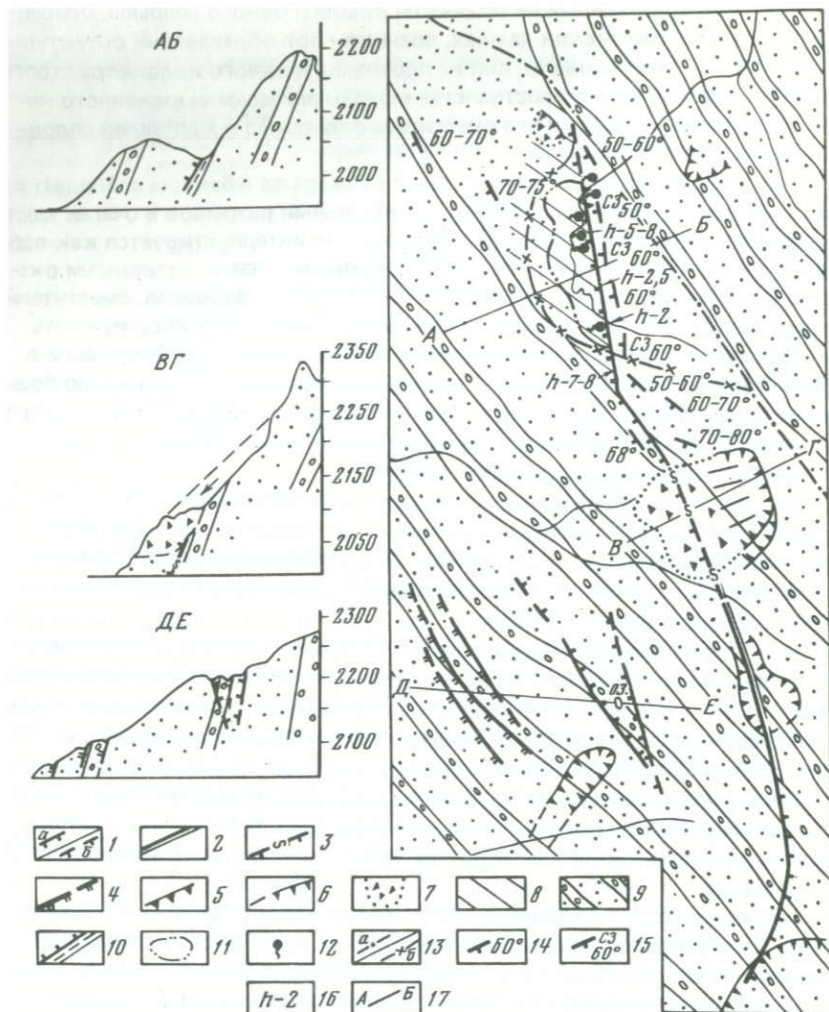


Рис. 23. Геологическая схема главного поля разрывов сейсмогенной структуры Квиры. Составили В. Жилкин, В. Солоненко, В. Хромовских

1 - а - сбросы (бергштрихи в сторону опущенного крыла), б - то же по предположению; 2 - трещина растяжения; 3 сброс, погребенный под обвалом; 4 - сейсмогравитационные трещины отрыва (отседания); 5 - остатки сеймотектонической дамбы в месте прорыва воды из подпруженного озера; 6 - тыловая стенка отрыва обвалов и оползней; 7 - обвальные и оползневые конусы; 8 - днища сейсмогенных грабенов; 9 - переслаивающиеся среднережские отложения; туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты; 10 - зона милонитизации и интенсивного смятия (на разрезе АБ); 11 - контур площади подпруженного озера; 12 - источники; 13 - линия водораздела: а - до землетрясения, б - после землетрясения; 14 - элементы залегания коренных пород; 15 - элементы залегания сеймотектонических зеркал скольжения; 16 - видимые амплитуды сбросов; 17 - линии разрезов



Рис. 24. Структура Квира. Главный сброс с амплитудой 5–9 м. Сброс разорвал 5 русел временных и одного постоянного водотоков, ранее стекавших в р. Цинцкали, и направил их сток через разорванный водораздел (стрелка) в долину р. Джолоры. На заднем плане оползень — обвал перекрывший главный сброс. Фото В. Солоненко

рии. Река Цинцкали с ее правыми притоками, текущая на юг, была перехвачена в верховьях сейсмогенным грабеном, подпружена поднятым крылом главного сброса и теперь в районе структуры она течет на северо-восток в бассейн р. Джолора.

Возникновение элементов структуры за счет избирательной денудации исключается, поскольку сбросы секут развитые здесь туфогенно-осадочные толщи под острым углом к их простираению.

Примечательным в механизме формирования структуры Квиры является выкручивание сместителя главного сброса по простираению, в связи с чем его северо-западный фрагмент имеет опущенным юго-западное крыло, а юго-восточный — северо-восточное. Эти фрагменты разделены мощной зияющей трещиной растяжения без признаков вертикального смещения ее крыльев. Подобные сейсмостектонические образования уже наблюдались при Гоби-Алтайском XII-балльном землетрясении 4 декабря 1957 г., когда на участке сброса длиной в 100 м произошла смена азимута падения плоскости сместителя, в связи с чем изменилось направление смещения крыльев разрыва (Гоби..., 1963). Здесь же возможность появления таких "шарнирных" сейсмодислокаций подтверждается механизмами очагов землетрясений, когда у разрывов оказываются опущенными то западные, то восточные крылья (см. рис. 18).

Структура Акиба. Структура находится в верховьях р. Галидзги, в левом борту долины одного из ее притоков — р. Авичиквы. Здесь широким распространением пользуются разрывные нарушения, в том числе сбросы Цастоу, Галидзга, Авичиква, на простираении последнего и расположена

Рис. 25. Геологическая схема сейсмогравитационной структуры Акиба. Составили: В. Жилкин, Р. Семенов, В. Солоненко, В. Хромовских

1–2 – среднеюрские отложения ходжальской (порфиритовой) свиты: 1 – верхняя подсвита – толстослоистые, грубозернистые туфопесчаники; песчанистые углистые глины, туфобрекчии, туфоконгломераты с кварцевыми порфиритами и песчаниками, 2 – средняя подсвита (верхний горизонт) – преимущественно глинистые сланцы и песчаники; 3 – среднеюрские базальты (?); 4 – обвальное-оползневая масса; 5 – зона разлома; 6 – взбросы и сбросы (бергштрихи в сторону опущенных крыльев); 7 – тыловые стенки отрыва скальных блоков; 8 – сейсмогравитационные трещины растяжения; 9 – тыловая стенка отрыва, погребенная под обвальной массой; 10 – сейсмогенные сбросы (взбросы ?); 11 – сейсмогравитационный оползень (первая фаза); 12 – то же (вторая фаза); 13 – смещенная скальная пластина ("пентагон"); 14 – бровки отрыва сопутствующих обвалов и оползней; 15 – элементы залегания коренных пород; 16 – ориентировка ледниковой штриховки на поднятом крыле взброса (сброса); 17 – высота тыловой стенки отрыва; 18 – ширина сейсмогравитационных трещин; 19 – глубина сейсмогравитационных трещин; 20 – литологические контакты; 21 – источник; 22 – линии водоразделов; 23 – линия разреза; 24 – водопады и их высота (в м)

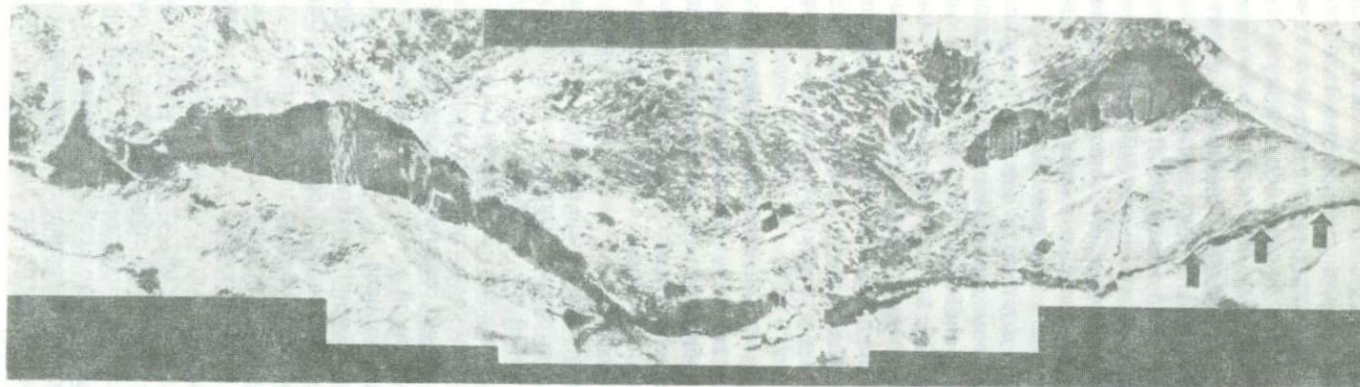


Рис. 26. Структура Акиба. Главная тыловая стенка отрыва. На своих окончаниях она переходит в сбросы (взбросы?) (показаны стрелками). Левый из них деформировал ледниковые скульптурные формы рельефа и обусловил наклон ледниковой штриховки в сторону верховий р. Авичиквы, правый – разорвал долины временных водотоков. Фото В. Жилкина

структура Акиба. Разрывы в очагах местных землетрясений также представлены сбросами субширотной ориентировки (рис.18), поэтому сбросовый механизм формирования палеосейсмогенной структуры Акибы наиболее вероятен. Вместе с тем при ее документации был установлен сложный взбросо-сбросовый тип смещения по главному разрыву. Появление взбросовой составляющей в элементах структуры в условиях регионального сжатия представляется вполне естественным.

Морфологически главное поле остаточных деформаций структуры Акибы представлено обвально-оползневым амфитеатром, сформированным в юрской туфогенной толще. Тыловая стенка отрыва главного оползня-обвала приурочена к сейсмостектоническому разрыву, представленному на северо-восточном замыкании структуры взбросом, изменяющим наклон ледниковой штриховки в левом борту долины р. Авичиквы, а на юго-западном — сбросом, рвущим русла водотоков (рис.25). Длина видимых разрывов — не более нескольких сот метров, вертикальная амплитуда — первые метры. С учетом погребенной центральной части главного разрыва длина его составляет около 3,7 км. С опущенного крыла взброса произошел срыв скальной пластины площадью до 200000 м² на склоне, имеющем угол наклона земной поверхности до 17°.

При таком же угле наклона фронтальная часть главного оползня-обвала (объем около 9 млн.м³) переместилась от 20-метровой стенки отрыва на расстояние до 1300 м, завалив местами долину р. Авичиквы. Тыловая трещина отрыва оползня-обвала разорвала долину притока р. Авичиквы, в связи с чем образовался водопад высотой до 20 м (рис.26).

Отмеченные факты, в совокупности с установленной двухфазностью формирования структуры Акибы и явной подготовленностью окружающих ее склонов к новым смещениям грунтов говорят о сейсмогравитационном генезисе отмеченных обвально-оползневых деформаций.

Главная стенка отрыва оползня-обвала на его западном фланге субпараллельна древней зоне дробления и милонитизации, падающей в направлении смещения скального массива, а на восточном — субпараллельна линии молодого взброса, рвущего туфогенную толщу (рис.25). Если эти разрывы мысленно соединить, то они пересекутся в тылу структуры Акибы и образуют такой же коленообразный изгиб, как и главная трещина отрыва оползня-обвала. Можно думать, что погребенная под обвалом центральная часть основного взброса-сброса структуры также наследует некоторые элементы указанных более древних разрывов.

Таким образом, местоположение структуры Акибы и форма тыловой трещины отрыва ее оползня-обвала были predeterminedены ранее существовавшей сеткой древних и молодых разломов. Достаточно было одному (или нескольким) из них активизироваться, о чем свидетельствуют разрывы русел ручьев и наклон ледниковой штриховки, чтобы произошел сейсмогравитационный оползень-обвал, формированию которого способствовала тектоническая трещиноватость скального массива туфогенных пород, смещенного по прослоям глинистых и углистых сланцев (рис.25).

Шемахинская палеосейсмодислокация расположена северо-западнее г. Шемахи на правом водоразделе ручья, протекающего у подножия возвышенности 1053 м.

Морфологически палеосейсмодислокация представлена рвом, особенно четко выраженным на водораздельном мысе и замытом на склоне. Ров заложен в известняках-ракушечниках понтического яруса и находится в зоне предполагаемого тектонического контакта этих известняков с отложениями коунской свиты. Однако возможность избирательной денудации по контакту здесь исключается, поскольку борта рва сложены известняками. Ров заложен вкрест простирания известняков (азимут падения $60-90^\circ$, угол $30-38^\circ$) и имеет ориентировку 300° . Длина наиболее сохранившейся части рва на водоразделе — около 200 м, ширина — до 20 м. Нагорный борт возвышается уступом над днищем рва и имеет высоту 25 м. Выше уступа на крутом склоне и усеченной вершине расположено несколько древних башен, сложенных из обломков известняка. Они частично или полностью разрушены. Высота подгорного борта рва около 4 м. У его подножия расположена цепочка воронок-провалов с совершенно свежими ровными бортами в известняках. Диаметр воронок 4–8 м, глубина — 2–4 м. Они завалены остроугольными обломками пород. Локализуясь на небольшой площади, воронки, несмотря на их свежесть и необычность геоморфологической позиции, не создают впечатления сейсмогенных образований, к которым относится в целом весь нагорный ров, имеющий также рваные борта в полускальных породах (известняках). Карстовое происхождение их также сомнительно.

Юго-восточнее рва на его простирании и практически в одной зоне тектонического контакта расположена целая полоса сближенных трещин отрыва в известняках, имеющих вид коротких рвов, воронок и уступов. Длина воронок и рвов 20–30 м, глубина — 6–8 м. Длина наиболее протяженных уступов составляет 200 м, высота — 4 м. Короткие оперяющие уступы длиной до 15 м, высотой до 6 м ориентированы по азимуту 130° (угол со "стволовым" разломом — 10°). Вся эта система рвов, воронок и уступов на склоне горного обрамления Дзоголовойчайской впадины находится в створе с описанной палеосейсмодислокацией. Эти деформации сконцентрированы в довольно узкой (первые сотни метров) полосе (азимут простирания $290-300^\circ$), вытянутой вдоль горного обрамления Дзоголовойчайской впадины. Не исключено, что перед нами результат расщепления палеосейсмодислокации по простиранию, ее своеобразного затухания и перехода в тыловые рвы и трещины отрыва сейсмогравитационных оползней и столбов отседания. Подобные переходы истинных сейсмодислокаций в сейсмогравитационные трещины наблюдались при Гоби-Алтайском XII-балльном землетрясении 4 декабря 1957 г. (Гоби..., 1963). В Прибайкалье наиболее ярко они выражены у Хамар-Дабанских сейсмодислокаций (Хромовских, 1965). Заметим, что в эту же полосу попадают и крупные оползни на северной окраине г. Шемахи. Они сформированы в глинах, известковистых песчаниках и алевролитах средней подсвиты коунской свиты зоцена. Оползневое поле протягивается от дороги на Чухурьюрт до подножия высоты 1053 и имеет ширину до 300 м.

В 300–400 м северо-западнее Шемахинской палеосейсмодислокации, но опять же на ее простирании расположен оползень в полускальных породах (известняках понтического яруса нижнего плиоцена), образование которого необъяснимо без вмешательства сейсмогравитационных сил. Опол-

зень находится на водоразделе. Известняки в стенке отрыва, высотой около 30 м, падают в глубь склона: азимут падения 180° , угол падения 50° . Наиболее крупные трещины отдельности в стенке отрыва имеют элементы залегания: I система — азимут падения 280° , угол падения 84° и II система — 180 и 84° соответственно.

На северо-западе, в районе с. Мейсары, на продолжении отмеченной полосы сейсмогравитационного расседания (включая Шемахинскую палеосейсмодислокацию) находится ряд оползней, сформировавшихся преимущественно в глинистых отложениях майкопской серии олигоцена. Нередко стенки отрыва (высотой до 25 м) оползней сложены песчаниками (азимут падения 164° , угол падения 28°) или мелкогалечными конгломератами. Ориентировка стенок отрыва совпадает с одной из систем трещин, имеющей азимут падения 170° , угол падения 58° . Наиболее крупный оползень в районе кладбища с. Мейсары имеет стенку отрыва (азимут простирания 100°) длиной до 250 м. Ширина оползневого поля — около 40 м. Самая крупная воронка имеет диаметр до 30 м и глубину до 8 м.

У с. Сагиян был обследован крупный оползень в прочных песчаниках конгломератах понтического яруса нижнего плиоцена. Оползневой амфитеатр (500x700 м) открыт на юг. Его фронтальная часть сложена глинами коунской свиты. В стенке отрыва высотой 80–100 м песчаники и конгломераты падают в глубь склона и имеют элементы залегания соответственно: азимут падения 30 – 32° и 40 – 42° , угол падения 10° и 12° . В верхней части стенки отрыва, наклоненной на юг под углом 50° , породы имеют угол падения 78° . В нескольких десятках метров от бровки отрыва сохранились остатки разрушенной церкви. Сместившийся блок полускальных пород был запрокинут в сторону стенки отрыва и у ее подножия сформировалась эллипсовидная западина шириной около 30–40 м, фронтальная часть которой наклонена к стенке отрыва под углом 4 – 5° .

Стенка отрыва удалена от контакта песчаников плиоцена с коунской свитой на несколько сот метров. Если представить себе формирование оползневого амфитеатра мелкими сплывами глинистого грунта на юг в сторону ручья, то формирование отмеченной западины с обратным уклоном объяснить сложно.

Наиболее приемлемое объяснение состоит в том, что здесь в момент землетрясения крупный блок песчаников и конгломератов (шириной до 200 м и длиной до 400 м) был оторван от коренного массива и смещен с запрокидыванием вниз по склону. Фронтальная часть этого блока сейчас вздыблена на 30 м над расположенной ниже частью оползневого амфитеатра, сформированного в глинистых отложениях. На западном и восточном продолжениях главной стенки отрыва имеются рвы в песчаниках, свидетельствующие о формировании новых оползней.

Палеосейсмодислокации разных генетических типов, очевидно, широко распространены в Шемахинском эпицентральной поле. Р.А. Агамирзов (1971) наблюдал сейсмогравитационные обвалы и оползни у селения Зарат на Пирсагатчае, вдоль Зангинского разлома, в долинах Гирдыманчая, на перевале Мыхтоян, у сс. Чухурьюрт и Дзержиновки. К северу от послед-

него селения имеется четко выраженная система трещин растяжения, а в районе с. Талыш-Нуру — небольшой грабен, ограниченный сбросами, сбросо-раздвигами и зияющими трещинами.

Шемахинская палеосейсмодислокация возникла в результате подвижки по разрыву, оперяющему Алагехаранский надвиг, входящий, по-видимому, в зону Зангинского разлома. Ориентировка описанного рва вкрест простираения понтических известняков, наличие муки трения в тектонических трещинах, рассекающих его борта, и рваные стенки отрыва последних — все это признаки одноактного образования палеосейсмодислокации. Ров, скорее всего, является сейсмогенным раздвигом с весьма небольшой сбросовой составляющей. Его линейность и зияние на горной вершине исключает любой генезис, кроме сейсмотектонического. Ниже этого рва при Шемахинском землетрясении 1902 г. возникла субпараллельная ему трещина длиной до 50 м, шириной более 10 см, имевшая амплитуду вертикального смещения до 25 см (Вебер, 1903).

Оползни и трещины в песчаниках и известняках понтического яруса нижнего плиоцена со стенками отрыва, нередко наклоненными в сторону, обратную падению пластов, являются, вероятнее всего, сейсмогравитационными. Как было показано на рис. 2, участки с такими оползнями соседствуют с Шемахинской палеосейсмодислокацией и нередко находятся на ее простираении. Широко развитые в этом районе оползни в отложениях коунской свиты эоцена и майкопской свиты олигоцена, сложенные преимущественно глинами, также могут быть сейсмогравитационными. Тем более, что многие из них возникли при Шемахинском землетрясении 1902 г. (Вебер, 1903; Богданович, 1903).

Весьма показательно, что в пределах рассматриваемой площади, северозападнее с. Мейсары, описанная полоса остаточных палеосейсмодифormаций заканчивается у с. Чаган трещиной, возникшей при землетрясении 1828 г. Таким образом, налицо потенциально сейсмоактивная линия (полоса), протягивающаяся на 14 км от г. Шемахи до с. Чаган. Ее приуроченность к горному обрамлению молодого Дзоголовайчайского прогиба очевидна.

Хотя при землетрясении 1828 г. сильно пострадал целый ряд населенных пунктов на значительной территории, эпицентр его следует искать в районе возникших сейсмодислокаций. Не исключено, что эпицентральная область землетрясения 1828 г. располагалась в центре треугольника, соединяющего Шемахинские, Чаганские и Сагианские сейсмодислокации и палеосейсмодислокации (см. рис.2). В этом случае она приходится на район северо-западного замыкания формирующегося Дзоголовайчайского кайнозойского прогиба, ограниченного двумя зонами "живых" сейсмоактивных разрывов, трассируемых известными историческими сейсмодислокациями и шемахинскими палеосейсмодифormациями.

Гравитационно-сейсмотектонические структуры

На изученной территории к этому генетическому типу относятся палеосейсмогенные структуры Лабскалди и Цери. Их основное отличие от сейсмотектонических структур заключается в наличии (помимо других палеосейсмодислокаций) гравитационно-сейсмотектонических клиньев приурочен-

ных к высокоподнятым частям хребтов-сводов. Иногда эти клинья представлены островерхими горными пиками, реже — плосковершинными участками водораздельных гребней. Клинья могут находиться внутри более обширных нагорных грабенов-провалов, возникающих в момент раскрытия полостей древних разломов и других ослабленных зон при сейсмогенной подвижке. Морфологически в момент землетрясения процесс образования гравитационно-сейсмотектонических клиньев выражается в погружении внутрь хребтов-сводов их приводораздельных частей и катастрофическом уменьшении абсолютных высот проваливающихся горных вершин.

Непосредственно в районе структур Цери и Лабскалди нет определений механизмов очагов землетрясений. Однако сюда протягивается субмеридиональная сейсмотектоническая полоса, выделяемая О.М. Маисурадзе (1973), в которой господствуют сбросовые подвижки в очагах землетрясений (рис.18). Для 13 и 16 очагов землетрясений, входящих в эту полосу, установлен сбросовый механизм, а сжимающие напряжения в очагах действуют в направлении, близком к вертикальному (углы с вертикалью менее 25°). Наоборот, оси растягивающих напряжений, ориентированные субширотно, образуют с вертикалью углы $> 65^\circ$ и действуют в направлении близком к горизонтальному. В подобной сейсмотектонической обстановке создаются наиболее благоприятные условия для возникновения субмеридиональных разрывов сбросового типа и образования грабенов.

Структура Лабскалди. Разрывы структуры приурочены к узлу пересечения Лахамула-Гомского разлома с глубинным разломом, выделяемым Ш.Х. Гегучадзе и Л.С. Гвинерия в междуречье рек Ингури и Цхенис-Цкали по гравиметрическим данным. В целом структура представлена нагорным грабеном, ограниченным серией ступенчатых сбросов, рвущих вкрест простирания аспидные и кровельные сланцы лейаса (рис. 27, см. вкладку). Отдельные сбросы, рассекая русла временных водотоков, образуют в их тальвегах тектонические дамбы (рис. 28). В днищах сбросовых рвов и в центральной части грабена многочисленны зияющие трещины и бессточные воронки-поноры, поглощающие обломочный материал. Эти факты, а также отсутствие в районе структуры следов ледниковой экзарации указывают на сейсмогенность установленных остаточных деформаций земной коры. На поднятых крыльях разрывов, ограничивающих грабен, хорошо сохранились зеркала со штрихами и бороздами скольжения, имеющими встречное падение и указывающими на погружение внутрь хребта-свода грабенового блока. В его южной части установлен гравитационно-сейсмотектонический клин, выраженный в рельефе островерхой горной вершиной, спясанной сбросами и опущенной на 12–15 м в полость раскрывшегося разлома (рис. 29). Геометрические построения по встречным зеркалам скольжения показывают, что глубина проникновения разрывов, вырезающих гравитационно-сейсмотектонический клин, не превышает 100–150 м. Это значит, что в отличие от других элементов структуры Лабскалди гравитационно-сейсмотектонический клин не имеет глубинного заложения, а является приповерхностным образованием.

Структура Цери расположена на водоразделе рек Цери и Чалабури, в 12–15 км на юго-восток от с. Местиа. Водораздел, к которому при-

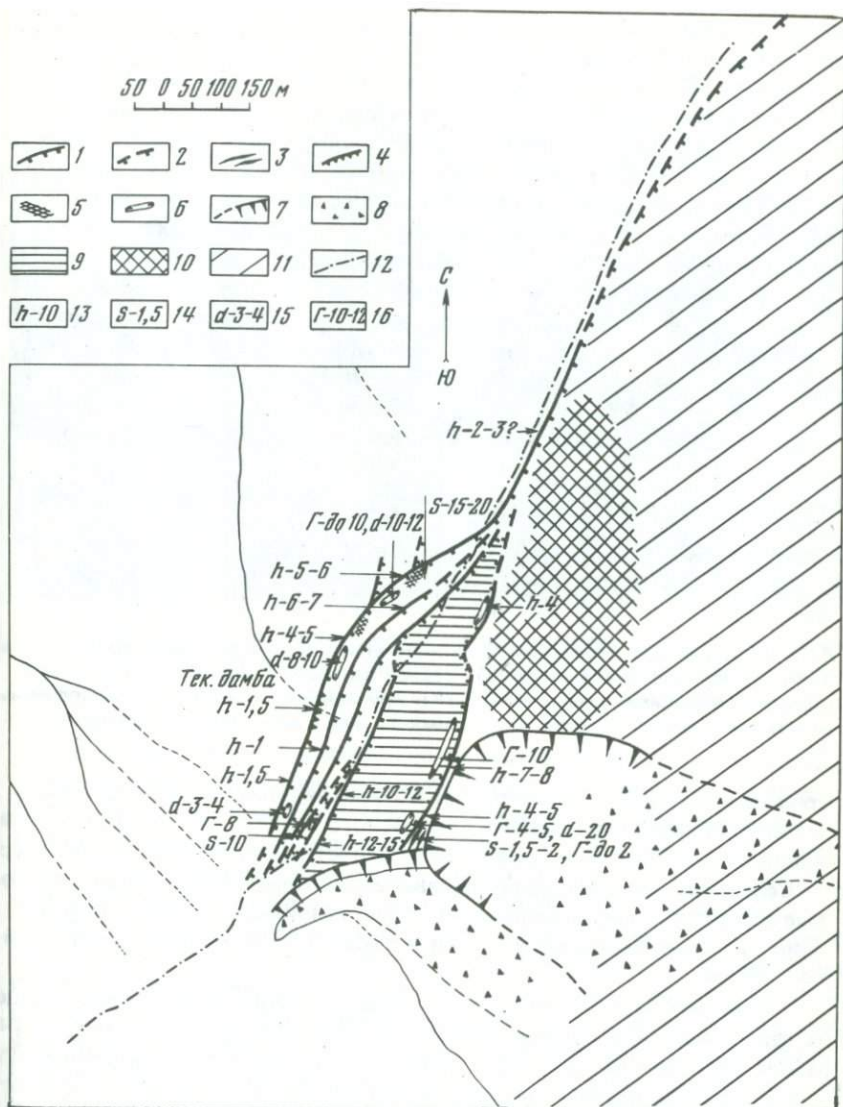


Рис. 28. Морфометрическая схема сейсмогенной структуры Лабаскалди. Составил В. Жилкин

1 — сейсмогенные сбросы (бергштрихи в сторону опущенного крыла); 2 — то же, по предположению; 3 — зияющие трещины отрыва; 4 — тектонические дамбы в эрозионных ложбинах; 5 — участки заклинивания отдельных мелких блоков в сбросовые трещины; 6 — сейсмогенные воронки-поноры; 7 — тыловые стенки отрыва обвалов и оползней; 8 — обвальный и осыпной материал; 9 — внутренняя часть грабена с блоковым строением и вало-западным рельефом; 10 — приводораздельные участки склона, испытывавшие сейсмогравитационное перемещение (срывы, оползание); 11 — участки склона со слабо выраженными сейсмогравитационными смещениями грунтов; 12 — линия водораздела; 13 — видимые амплитуды вертикального смещения сбросов; 14 — ширина зияния трещин отрыва; 15 — диаметр бессточных воронок-поноров; 16 — глубина воронок и зияющих трещин (м)



Рис. 29. Структура Лабскалди. Отчетливо виден южный фрагмент грабена-провала. Часть заклиненной (просевшей) горной вершины находится между двумя сбросами, секущими пласты аспидных и кровельных сланцев, отпрепарированных денудацией (правая верхняя часть снимка). Вид с юга. Фото В. Солоненко

урочена структура, протягивается в субмеридиональном направлении и является северным отрогом Сванетского хребта. Абсолютная высота водораздела 2 982 м в южной части и постепенно понижается к северу.

Сейсмогенная структура разрывает вкрест простираения верхнелейасовые песчано-сланцевые отложения и сечет различные элементы рельефа (рис. 27). Протяженность структуры около 3,5 км, максимальная ширина — 200 м.

В северной части структуры по серии сейсмогенных сбросов опущена вершинная часть хребта. Амплитуда вертикального смещения по разрывам достигает 25 м. Сбросы имеют северо-восточную ориентировку и крутые углы падения на восток-юго-восток. В рельефе они образуют отвесные уступы, у основания которых располагаются довольно широкие (до 10 м по верху) рвы, поглощающие обломочный материал. На стенках уступов часто видны зеркала скольжения с азимутами падения $90-110^{\circ}$ и углами падения от 45 до 85° . Западнее структуры, на склоне водораздела прослеживается серия трещин растяжения, оперяющих главный сброс. Раскрытие трещин достигает 1,5 м, протяженность — 100—150 м, глубина — 6—7 м. Стенки их вертикальны.

Южная часть структуры представлена грабеном. В отличие от структуры Лабскалди, где внутри хребта заклинена островерхая вершина, здесь в опускание по сбросам втянут участок плосковершинной поверхности в водораздельной части горного массива. Максимальная ширина

грабена около 200 м, протяженность — около 1,5 км. Сбросы, ограничивающие грабен, субмеридиональны и имеют встречное падение, образуя в рельефе крутые уступы (высота восточного до 12, западного — до 18 м). На плоскостях сместителей многочисленны зеркала скольжения. На сместителе западного сброса у зеркал следующие элементы залегания: азимут падения $90-110^{\circ}$, угол падения $50-90^{\circ}$.

Опущенная часть грабена имеет блоковое строение. Крупные блоки коренных пород разделены широкими зияющими трещинами, рвами, воронками-понорами, большинство из которых интенсивно "засасывают" обломочный материал. Северная часть грабена срезана мощным сейсмогравитационным оползнем-обвалом, движущимся вниз по склону к руслу р. Чалабури. Западнее грабена, как и в северной части структуры, располагается серия зияющих трещин, сопряженных с основным сбросом.

В районе структуры, в верховьях р. Арширы, отмечены гигантские скальные оползни, вероятно, сейсмогравитационного происхождения.

Сейсмогравитационные структуры

К этой группе относятся структуры Гоби и Амткел. В механизме их образования есть много общего, поскольку все они представлены крупными обвалами или оползнями. Отличие этих структур от обычных гравитационных склоновых смещений заключается прежде всего в их динамике, больших объемах скальных пород, перемещенных на значительные расстояния, и соседстве или сочетании с сеймотектоническими дислокациями.

Структура Гоби Располагается на левом водоразделе долины р. Цхенис-Цкали и находится в зоне Лахамула-Гомского глубинного разлома. Непосредственно поле структуры слагают верхнелейасские глинистые сланцы, собранные в синклинальную складку, ось которой проходит по северному склону Лечхумского хребта. Только на восточном замыкании структуры наблюдаются выходы сланцевой свиты доггера.

Структура Гоби представлена серией кулисообразно смыкающихся гигантских оползневых цирков, которые вытягиваются в полосу субширотного простирания. Длина этой полосы достигает почти 7 км, ширина около 1,5 км. Наиболее крупным является западный цирк. Он протягивается вниз по склону Лечхумского хребта, спускаясь к реке Цхенис-Цкали. Ширина его местами превышает 2 км, а длина достигает 3 км. Оползень захватывает не только северный склон хребта, но и его водораздельную часть, переходя на южный склон. Здесь тыловые стенки отрыва оползня не столь грандиозны, как на северном. Одна из них состоит из нескольких заколов высотой около 15–20 м. Судя по их свежести, морфологической выраженности и сохранности, образование оползней происходило одновременно, в одну стадию. Около каждого закола наблюдаются западины, образованные за счет запрокидывания поверхности оползающего блока. Длинная ось некоторых западин достигает 400–500 м. Глубина их, как правило, не превышает 10–15 м. Высота боковых стенок отрыва гораздо больше тыловых — 50–70 м. Особенно велики они в северной части оползня. В этих частях вдоль

стенки отрыва воронок нет. Дно цирка, особенно в его верхней части, имеет типичный обвально-оползневой рельеф с буграми вспучивания и компенсационными воронками. В северной части цирка, ближе к центру, наблюдается выровненная площадка шириной около 150–200 м.

Остальные оползневые цирки структуры Гоби аналогичны описанному, только имеют меньшие размеры. Высота их тыловых стенок отрыва от 8 до 40 м, а глубина эллипсовидных воронок, вытянутых вдоль надоползневых уступов, достигает 6 м. Общий объем перемещенных обвально-оползневых масс структуры Гоби составляет 100–125 млн. м³.

Хотя смещение пакетов глинистых сланцев, слагающих район структуры Гоби, происходило преимущественно по напластованию пород, нельзя считать, что перед нами обычный оползневой амфитеатр. Его генерализованная тыловая стенка отрыва длиной около 7 км по простиранию совпадает с ориентировкой мощной сбросовой трещины, разрывающей кар в верховьях долины р. Цхенис-Цкали (рис. 30). Поднятое (северное) крыло сброса образовало эскарп высотой в несколько метров, перед которым возникло подпруженное озеро. Значительная часть гигантских оползней структуры Гоби могла возникнуть при образовании отмеченной сбросовой трещины.

Структура Амткел находится в 25–27 км на северо-восток от г. Сухуми и представлена крупным обвалом (объем около 100 млн. куб. м). Обвал подпрудил р. Амткел и создал горное озеро (Мачавариани, 1891). Превышение уровня озера Амткел над местом выхода реки из-под завала — 160 м. Такой перепад высот происходит на расстоянии около 4 км. До образования обвала река протекала в глубоком ущелье с почти отвесными стенками, сложенными доломитизированными известняками мелового возраста (Хромовских и др., 1977, рис. 3). Затем на левом склоне ее долины произошел сосредоточенный отрыв скального массива с образованием уступа длиной около 4 км и высотой 30–120 м. Эта вертикальная стенка отрыва почти прямолинейна, заложена под прямым углом к простиранию известняков и имеет северо-восточную ориентировку (рис. 31). Вдоль ее подножия протягивается прерывистый ров, сменяющийся гигантскими воронками: до 350 м в диаметре и глубиной от 20 до 100 м. Максимальная ширина оползневого поля достигает 700 м.

На левобережье долины, над озером Амткел, возвышаются обвальные субпараллельные валы шириной до 200–300 м и высотой до 100–150 м. Здесь же вблизи тыловой стенки отрыва обвала хорошо видны гигантские блоки 400 м в поперечнике и высотой 20–30 м. Они сместились в сторону озера вместе с растущим на них лесом. Из-под обвала на берегу оз. Амткел выходят коренные известняки, возможно сорванные со своего скального основания. Этот факт, а также удивительная параллельность на значительном расстоянии (до 1,5 км) обвальных валов в гигантоглыбовой массе, дает основание предполагать происшедшее здесь отсоединение стенки отрыва крупного скального массива (1,0 × 1,5 км). При перемещении в сторону озера этот массив ступеннеобразно расчленился по трещинам тектонической отдельности, а засыпавшая его сверху обвальная масса создала параллельные валы. Глы-



Р и с. 30. Район структуры Гоби. Сбросовый уступ пересекает кар в верховьях долины р. Цхенис-Цкали и уходит за водораздел. Сброс подчеркнут снежниками. Светлое пятно правее снежников в центре снимка — дно спущенного озера, возникшего за счет подпруживания водотока поднятым крылом сброса, на простирации которого находятся тыловые трещины отрыва оползней структуры Гоби. Фото В. Солоненко



Рис. 31. Структура Амткел. Общий вид обвала. Фото В. Хромовских

бы, слагающие эту часть обвала, достигают 5–6 м по длинной оси, но нередко имеют размеры 10 x 15 x 20 м. В южной части обвала обнаружена глыба длиной 100, высотой 20 м, отошедшая от стенки отрыва на 50 м. Северная часть обвала возвышается над южным уступом высотой до 30 м. Они разделены самой крупной из встреченных воронок (глубиной до 100 м). Глыбы в бортах воронки имеют высоту до 20 м и ширину по основанию до 10–15 м. Несколько юго-западнее этой воронки обнаружена полоса (200 x 500 м) расщеления на сравнительно ровном участке. Она протягивается от южного замыкания оз. Амткел в юго-восточном направлении. Здесь блоки известняков разбиты на полигоны диаметром до 10–15 м. Разделяющие их трещины имеют вид колодцев с видимой глубиной до 15 м. Встречаются расселины длиной до 50–100, шириной до 20–30 и глубиной до 10 м. Они вытянуты в направлении заваленного русла р. Амткел. Этот процесс расщепления, сосредоточенный на сравнительно узком участке, явился, по-видимому, результатом дробления одной из крупных плит известняка, сорвавшейся с левого борта ущелья Амткела и перекрывшей обвальную массу.

В юго-западной части структуры из-под обвальной массы выступает вытянутый в северо-западном направлении уступ, высотой от 10–15 до 40 м. Продолжением его на западном берегу озера в обрывистом (но не обвальном) склоне является четко выраженный куэстовый уступ в известняках, возвышающийся над обвальной массой. На уступе-остатке правобережного борта долины р. Амткел лежит фронтальная часть обвала с максимальной высотой крупноглыбового вала до 80–100 м. Глы-

бы в поперечнике достигают здесь 7—8 м. Параллельно уступу в глыбовой массе прослеживается протяженная (до нескольких сот метров) эллипсоидная западина, почти подходящая к южной части оз. Амткел, ширина днища которой достигает 80—100 м. В ней встречаются глыбы высотой до 7 м и многочисленные мелкие воронки диаметром до 15 м и глубиной до 8 м. Таким образом, покрывающая юго-западный уступ крупноглыбовая масса имеет типичный обвальный рельеф и является частью обвала, сорвавшегося с левого борта бывшего ущелья р. Амткел и смещавшегося по диагонали. Пройдя путь в 1,2—1,5 км от 100-метровой стенки отрыва он круто изменил направление движения, и на повороте часть обвальной массы была с огромной силой выброшена, перелетела через ущелье шириной до 140 м и отложились на его правом плече 100-метровым валом. Перелет части обвала по воздуху на расстояние более 140 м стал возможен в месте, где наметился резкий поворот на пути следования обвальной массы. Подобное явление типично для крупных сейсмогравитационных склоновых смещений (Хайтский обвал, Гуаскаранская лавина) и уже описывалось (Солоненко, 1970, Plafker et al., 1971).

Юго-западный уступ клинообразно сочленяется на юге с главной тыловой стенкой отрыва Амткельского обвала, крившего здесь горловину ущелья. Высота обвальной дамбы-плотины, из-под которой вытекает р. Амткел, около 200 м. В тылу дамбы-плотины, там, где клиновидно сходятся стенка отрыва обвала и остаток западного борта ущелья р. Амткел, на обвальной массе сформировалась широкая (и тоже клиновидная) котловина с плоским дном, покрытым илистыми осадками. Это результат деятельности ручья, ниспадающего водопадом со стенки отрыва обвала и периодически создающего у ее подножия подпруженное озеро.

Накопление илистого осадка на крупноглыбовой обвальной массе с ее, казалось бы, значительной фильтрующей способностью указывает на уплотнение обвала, завалившего ущелье р. Амткел.

О возможности сильных землетрясений в бассейне р. Амткел, кроме толчка 1891 г., свидетельствует также наличие палеосейсмодислокации (обследована аэровизуально) на одноименном перевале. Она представлена коротким тектоническим уступом в гранитоидах, соседствующим с крупным обвалом. Кроме него, в районе озера Амткел установлен целый ряд аналогичных склоновых смещений, возможно, также стимулированных землетрясениями.

Структуры особого типа

Этот особый тип сейсмогравитационных структур распространен в полосе побережья Черного моря протяженностью более 200 км — от района г. Анапы до пос. Лазаревского. Впервые на имеющиеся здесь грандиозные остаточные деформации в толще мел-палеогенового флиша обратил внимание А.Б. Островский (1970). Он назвал их "палеосеймотектоническими дислокациями", созданными IX-балльными и более сильными землетрясениями. Действительно, по своим размерам эти дисло-

кации нередко соответствуют деформациям, возникающим при самых сильных землетрясениях.

Нами проведено дешифрирование аэрофотоснимков и детальное аэровизуальное обследование всей этой полосы и наземное изучение ее участка между Новороссийском и Анапой (полуостров Абрау).

Район мысов Малый и Большой Утриш на полуострове Абрау

Одним из наиболее интересных участков проявления сейсмогравитационных процессов на Черноморском побережье Кавказа является прибрежная зона полуострова Абрау, особенно ее отрезок между мысами Большой и Малый Утриш.

Этот район (рис. 32) сложен флишевой толщей верхнего мела, представленной кадошской и эгойской свитами, сложенными часто переслаивающимися песчаниками, аргиллитами, алевролитами, доломитизированными и глинистыми мергелями, и нижнепалеогеновой свитой цице, в составе которой преобладают черные и зеленые известковистые разновидности аргиллитов с частыми прослоями желтых песчаников. Рыхлые отложения представлены современными пролювиально-делювиально-аллювиальными и пляжными образованиями.

Наиболее интенсивно процесс расседания земной коры проявляется в районе мыса Большой Утриш, где им захвачена широкая (до 3 км в глубину материкового склона, не считая подводной части) полоса длиной около 5 км. Деформации выражены здесь в виде мощных рвов, замкнутых воронок и котловин, разделенных валами и крутыми уступами, а также обвалами, оползнями, сейсмоотторженцами (по терминологии А.Б. Островского, 1970_{1,2}). В указанных работах А.Б. Островский дает описание многих подобных явлений. Тем не менее представляется целесообразным дополнить или уточнить морфологию и морфометрию этих своеобразных остаточных деформаций, обследованных нами в 1970—1971 гг.

Наиболее интересной из них является гигантский Утришский ров (рис. 33). Ширина его достигает 100—150 м. Крутые (80—90°) стенки имеют высоту 60—80 м. Длина наиболее выраженной части рва 500—600 м, а глубина не менее 90 м. По сообщению А.Б. Островского, Утришский ров прослежен геофизическими методами под обвальной массой на глубину до 90 м. Таким образом, общая глубина его около 200 м. Общее простирание рва субмеридиональное, параллельное береговой линии. Он отчленяет от коренного материкового склона монолитный блок, достигающий в поперечнике 400—500 м. Восточная стенка этого блока представлена вертикальным двуступенчатым уступом общей высотой около 50—60 м. С остальных трех сторон склоны блока пологие, имеют углы наклона не более 25—20°. Восточный борт рва протягивается более чем на 2—2,5 км. На севере он проходит по фронтальной части блока, запирающего щель Кабанью, а на юге переходит в абразионный уступ, прослеживающийся на многие километры вдоль берега моря.

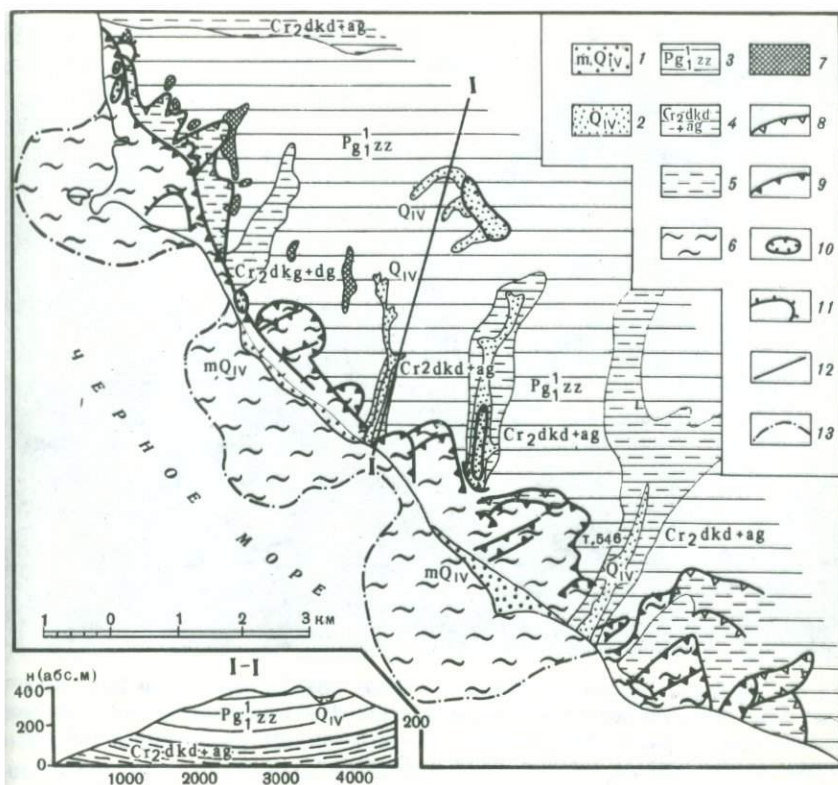


Рис. 32. Геологическая схема района мысов Малого и Большого Утришей. Составили В. Солоненко, В. Хромовских, П. Зеленков

1 — современные пляжные отложения; 2 — современные пролювиально-делювиально-аллювиальные отложения; 3 — нижний палеоген — свита щиге (известковые аргиллиты с прослоями желтых песчаников); 4 — верхний мел, кадошская и эгойская свиты (песчаники, аргиллиты, алевролиты, доломитизированные и глинистые мергели); 5 — площади, захваченные расседанием и оползневыми смещениями первой фазы; 6 — то же первой и второй фаз с развитием обвально-оползневого рельефа; 7 — остатки неогеновой поверхности выравнивания; 8 — сейсмогенно-вибрационные уступы первой фазы смещения (расседания) оползней; 9 — то же для второй фазы; 10 — замкнутые воронки и котловины; 11 — отторженцы; 12 — линия разреза; 13 — границы площадей обвально-оползневого рельефа под водой

Блок, отчлененный главным Утришским рвом от коренного массива, при отседании развернулся против часовой стрелки. Этот разворот хорошо виден при сравнении диаграмм и роз трещиноватости, построенных по замерам элементов залегания трещин в стенке отрыва и отсевшем блоке. То же самое видно и по развороту древних зеркал скольжения. Почти на всем протяжении стенок отрыва главного рва на Большом Утрише в породах, слагающих смещенные блоки и их стенки отрыва, встречаются две четко выраженные системы многочисленных зеркал скольжения, генерализованная ориентировка которых видна на диа-



Рис. 33. Утришский ров. В левой стенке отрыва породы под углами $2-6^{\circ}$ падают в глубину склона, в правой (сместившийся блок) — в противоположном направлении (в сторону моря) под углами до 5° . Отседание блока происходило с разворотом против часовой стрелки. Фото В. Солоненко

грамме (рис. 34, см. вкладку). Эти зеркала не входят в единую зону дробления или повышенной трещиноватости, которую можно было бы отождествлять с зоной разлома. Они встречаются в узкой полосе на разобщенных участках, вдоль бортов главного Утришского рва и далее на северо-запад, вдоль уступа второй фазы смещения (расседания) блоков. При этом одна система зеркал падает под углами $28-45^{\circ}$ в южном направлении ($198-230^{\circ}$ в сторону моря), другая — в северном ($20-23^{\circ}$ под углом 30° — в глубину коренного массива). Локализация зеркал скольжения в узкой полосе интенсивно трещиноватого массива, где, как и вообще на полуострове Абрау, отсутствуют древние и молодые разломы, может указывать на оползневой генезис этих зеркал. В таком случае налицо многостадийность формирования блочных оползней, о чем говорят прежде всего пересекающиеся (иногда круговые) штрихи и борозды скольжения на кальцитовых примазках. Если бы зеркала скольжения были производными тектонических подвижек по трещинам во флишевой толще, то они имели бы широкое распространение, чего в действительности не наблюдается.

Кроме главного рва, в районе Большого Утриша отмечается большое количество замкнутых воронок и котловин, разделенных валами. Простирание их, как правило, субширотное или субмеридиональное. Наиболее крупные из них достигают значительных размеров. Ширина их около

до 70–80, длина до 200–300, глубина — до 20–30 м. Чаще встречаются более мелкие воронки. Наличие большого количества подобных форм придает рельефу ярко выраженный обвално-оползневой характер.

На участке мыса Большой Утриш и в прилегающих к нему районах наблюдаются значительные по высоте и протяженности уступы, вдоль которых происходило отседание и смещение огромных масс пород. Нами выделены две фазы таких подвижек.

Нарушая последовательность в описании, отметим, что к уступам второй, более поздней фазы нами отнесены восточная стенка главного Утришского рва и ее продолжение на север и на юг. Сюда же относится закол, начинающийся в районе горы Солдатской, где он примыкает к абразионному уступу. Южнее горы Солдатской уступ протягивается в меридиональном направлении вдоль дороги, соединяющей пос. Сукко с Большим Утришем. Не доходя до небольшого залива, который когда-то представлял замкнутую воронку, впоследствии затопленную морем, он изгибается к юго-востоку и постепенно перекрывается осыпями. Этот уступ является, вероятнее всего, продолжением уступа-стенки главного Утришского рва. Высота его достигает 100–120 м.

Один из уступов первой, более ранней фазы начинается южнее горы Солдатской, где он оборван северо-западным продолжением главного Утришского рва. Далее, плавно изгибаясь, он идет на юг, приурочиваясь к борту распадка, формированию которого, вероятно, способствовал. Этот уступ покрыт густой растительностью и трассируется не очень ясно. На юге он обрывается уступом, отнесенным нами также к первой фазе, но выраженным в рельефе гораздо лучше. В плане он имеет извилистую форму и образует ряд коленообразных изгибов. В наиболее удаленных от моря изгибах высота уступа уменьшается до 2–4 м, при приближении к морю она возрастает до 15–25 м. Так, например, в центральной части среднего изгиба высота стенки уступа равна 1,5–2 м, а в верховьях щели Кабаньей не превышает 4 м, при приближении к морю — увеличивается до 20–25 м.

На территории, захваченной расседанием и оползневыми смещениями первой фазы, встречаются блоки пород, похожие по форме на блок, отторгнутый главным Утришским рвом, но гораздо меньших размеров. Один из них, самый миниатюрный, находится в центральной изгибе уступа первой фазы. Блок, размером около 70 м в поперечнике, имеет в плане округлую форму. С трех сторон он ограничен крутыми (40–42°) уступами, обращенными в сторону материка; склон блока, обращенный к морю, более пологий. Максимальная высота уступов этого отторженца — 10–12 м. Два подобных отторженца расположены в приустьевой части щели Кабаньей. Меньший из них по размерам примерно равен описанному выше, только имеет большую высоту уступов (около 20 м), рядом с ним находится другой отторженец, большего размера: 300–400 м в поперечнике. Высота уступа, обращенного на северо-восток, — 30 м. Перед уступом со стороны Кабаньей щели находится небольшой вал, отделенный от отторженцев неглубокой (1,5–2 м) замкнутой воронкой, в плане повторяющей северо-восточный контур отторженца.

Все описанные отторженцы имеют крутонаклонные (40–45°) северо-восточные борта. Борта отторженцев, обращенные к морю, пологие.

Определенный интерес представляет котловина, расположенная в левом борту щели Водопадной. Она вытянута вдоль берега моря и отделяется от него блоком пород высотой около 25 м, при ширине не более 30–35 м. Глубина этой котловины 10–15, ширина по верху 40–50, длина около 300 м. Это один из примеров, демонстрирующий расседание (расщеление) в толще флиша прибрежной зоны.

Оползание и отседание больших блоков пород, сопровождающиеся образованием замкнутых воронок и котловин, наблюдается почти вдоль всего побережья от бухты Сукко до мыса Малый Утриш и далее на юго-восток. В районе Малого Утриша расположено одно из наиболее значительных по размерам полей гигантских воронок и уступов, подобных описанным выше. От горы Медведь до щели Лобановой и далее вдоль побережья протягивается широкая полоса оползней, обвалов и трещин отседания.

Хорошо выражен процесс расседания флишевой толщи в долине (щели), расположенной между щелями Широкой и Лобановой, непосредственно напротив мыса Малый Утриш (рис. 32). Дно ее слабо расчленено и, будучи осложнено лишь обвально-оползневыми воронками и валами выпучивания, имеет угол наклона в сторону моря (около 10–15°). Это ровная площадка размером 1,5 × 1,5 км², ограниченная крутыми уступами с трех сторон и открытая в сторону моря, днище которой осложнено узкой грабенообразной депрессией шириной около 100 м с высотой бортов 3–5 м. Провал прослеживается почти по всему дну площадки щели в восток-северо-восточном направлении и упирается в склон горы с отметкой 434,0 м. Депрессия могла возникнуть только за счет опускания линейной полосы в толще флиша.

Борта, ограничивающие площадку, крутые (40–45°) и усеяны обломочным материалом. В северо-восточной части площадки, у подножия возвышенности Казенный бугор высота бортов всего около 1,5 м, но к морю она увеличивается до 100–150 м. Северное ограничение площадки представлено двойным уступом. Первый из них (высотой 25–30 м) — тыловая стенка отрыва оползня, от которой в сторону моря следует поверхность оползшего блока шириной около 20–25 м, слабо наклоненная в глубь склона и имеющая ярко выраженный обвально-оползневой рельеф. На месте стыка с тыловым уступом находится замкнутая воронка, глубиной 0,7–0,8 м, шириной около 8 м и длиной около 20 м.

Второй уступ высотой 70–80 м — фронтальная часть оползшего блока — круто обрывается к днищу описанной щели с грабенообразным провалом.

При приближении к морю на всех описанных бортах-уступах наблюдается оползание небольших блоков пород, сопровождающееся образованием небольших по величине замкнутых воронок.

Наиболее детально изучен оползень в приустьевой части Лобановой щели. Он представляет собой блок флишевых мергелей и песчаников шириной 200 м, высотой около 30 м, надвинутый на рыхлые делюви-

альные отложения. В коренных породах, в местах контакта с рыхлыми, при смещении блока образовались зеркала и борозды скольжения, показывающие, что движение блока шло к морю по полого-наклонной плоскости ($5-8^\circ$), под острым углом к залеганию пород.

Длина оползшего блока около 150 м. Высота стенки отрыва достигает 100 м, а угол наклона -40° (в сторону моря). Песчаники и мергели в стенке отрыва падают по азимуту 170° под углом 12° . Таким образом, поверхность отрыва блочного оползня несет напластование пород. Блок сместился от стенки отрыва в сторону моря на 350–400 м. При этом, несмотря на многочисленные зоны дробления и трещиноватости, он не распался на отдельные мелкие блоки, а сполз как единый скальный массив, несущий к тому же на вершине 10–15-метровую "шапку" рыхлых отложений. Отметим, что этот блок оползал как бы в лотке борта и, вероятно, днище которого сложены коренными несмещенными породами. Современный наклон бортов этой своеобразной оползневой лотковой ложбины достигает 80° . Днище ее, возможно совпадающее с динамической поверхностью оползания указанного блока, наклонено к морю под углами не более $10-15^\circ$. Есть признаки разворота оползшего блока против часовой стрелки. Аналогичный разворот наблюдался при смещении блоков на Большом Утрише.

Аналогичные скальные оползни в районе мыса Мал. Утриш наблюдаются на склонах Базовой щели и в верховьях Широкой щели, в результате чего образовалась котловина Сухого Лимана (см. рис. 32). Устьевая часть котловины Сухого Лимана перегорожена дамбой, образовавшейся в результате смещения с южного склона Навагирского хребта крупного оползня-обвала. Высота дамбы над днищем котловины — 10–20 м, к руслу Широкой щели она обрывается 150–170-метровым уступом, имеющим углы наклона до 45° . С поверхности дамба сложена глыбами палеоценового флиша, в которых имеются зеркала скольжения.

Далее на восток от Лобановой щели отмечаются гигантские оползневые амфитеатры, включающие сползшие блоки до 400 м в поперечнике. Высота блоков достигает 60 м. Нередко они запрокинуты в сторону водораздельной части хребта, где флишевые породы падают по азимутам $178, 190, 193^\circ$, под углами $22, 32, 30^\circ$ соответственно. Наклон пород в сторону моря predetermined смещение целого ряда блоков по напластованию пород.

На самом водораздельном гребне Навагирского хребта установлена четко выраженная линейная западина длиной до 500 м, ориентированная по азимуту 70° . Ширина западины достигает 30 м поверху и 10 м — по низу, глубина ее до 4–5 м, углы наклона — $10-20^\circ$. Эта западина заложена в коренных породах вкрест их простираения. Ниже ее следует устойчивый склон, представляющий в свою очередь поверхность оползания блоков, сместившихся далеко вниз в прибрежную зону. Отмеченная приводораздельная западина не может быть трещиной отрыва очередного оползня, поскольку никаких следов оползания (и выполнения) ниже ее на склоне нет. По-видимому, перед нами начальная стадия расседания флишевой толщи. Не исключено, что трещина расседа-

ния в этом случае наследует простираение одной из систем тектонических трещин, падающих под крутыми углами на северо-запад.

Связующим звеном обвално-оползневых полей Большого и Малого Утришей является оползневой амфитеатр ($1,5 \times 2 \text{ км}^2$) между Водопадной и Базовой щелями (рис. 32). Этот амфитеатр с относительным превышением бортов над днищем около 500 м в прошлом, видимо, был одной из долин, запертой сейчас со стороны моря частью сместившегося водораздельного массива. В центре амфитеатра, так же как и в районе Малого Утриша, наблюдается четко выраженное грабенообразное понижение (провал) северо-восточной ориентировки, созданное за счет раздвигания по трещине, заложенной вкрест простираения пород блоков песчаников с прослоями аргиллитов, имеющих элементы залегания: азимут падения 242° , угол падения 6° .

Важно отметить, что в блоке, отошедшем на юго-восток (в сторону моря), породы имеют следующие элементы залегания: азимут падения 210° , угол падения 14° . Таким образом, очевиден разворот смещенного блока против часовой стрелки, что установлено и для смещенных блоков в районе Малого и Большого Утришей.

В северо-западном направлении от мыса Большой Утриш обвално-оползневое поле протягивается вдоль побережья до района г. Анапы. Несколько северо-западнее устья р. Сукко один из оползневых амфитеатров имеет протяженность около 1,5 км и ширину более 300 м. В отличие от рвов расседания в районе Большого Утриша здесь основной блок высотой до 100 м, отчленившийся от коренного массива при оползании в сторону моря, сместился по вертикали относительно своей тыловой стенки отрыва на несколько метров. Доломитизированные известняки в стенке отрыва имеют угол падения 15° по азимуту 335° а в оползшем блоке — 15° и 220° .

Оползневая поверхность сечет напластование пород. Очевиден разворот оползшего блока против часовой стрелки.

В 300 м на северо-запад от описанного оползня на водораздельном гребне берегового обрыва обнаружен типичный ров отседания (расседания) длиной около 200 м, глубиной 3—4 м и шириной по верху до 15 м. Углы наклона его бортов $26\text{--}28^\circ$, азимут простираения 330° . Стенки трещин, превращенных в ров, разошлись без вертикального смещения. При этом "морской" блок отклонился от стенки отрыва, в связи с чем породы, падавшие в глубь склона, оказались наклоненными в сторону моря.

Фронтальные части обвално-оползневых полей мысов Малого и Большого Утришей погружены под уровень моря. Сами мысы представляют фрагменты наиболее крупных оползней. В 1—1,5 км от берега видны подводные обвално-оползневые валы, вершины которых близко подходят к поверхности моря.

Район озера Абрау является по-существу юго-восточным продолжением Утришского обвално-оползневого поля, возникновение которого связано с процессом расседания верхних частей флишевой толщи (рис. 35).

Озеро Абрау вытянуто по меридиану на 2,6 км при максимальной ширине около 600 м. Его южная часть удалена от берега Черного моря

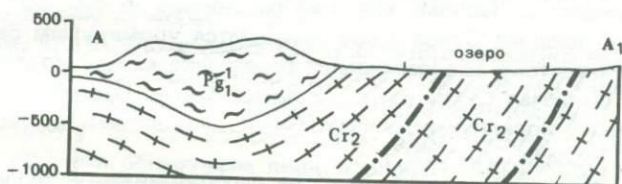
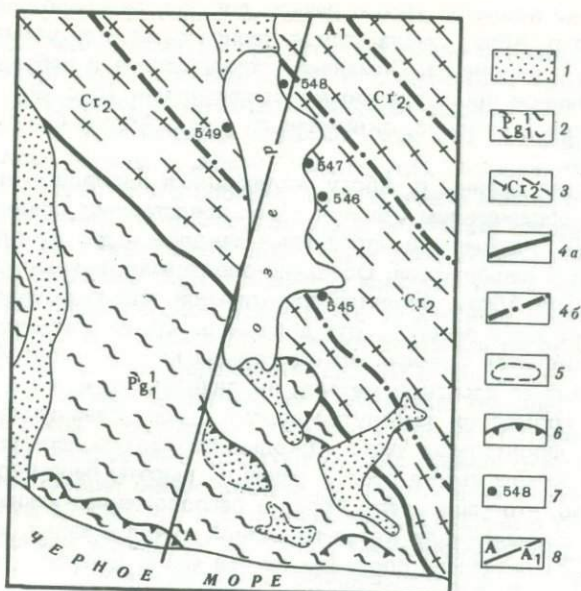


Рис. 35. Геологическая схема района оз. Абрау

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоцен (свита циде): аргиллиты, песчаники, алевролиты; 3 — меловая система (свиты кадош, агой, супсех, мысхако, куниковская): аргиллиты, песчаники, мергели, известняки, глины; 4 — литологические контакты: а — между мелом и палеоценом, б — между свитами в меловых отложениях; 5 — предполагаемые контуры; 6 — стенки отрыва оползней; 7 — участки замеров элементов залегания трещин; 8 — линия разреза

на 1700 м и отделена от него гребневидным береговым массивом, обрывающимся к морю крутым (до 52°) уступом высотой около 400 м.

В геологическом строении района принимают участие верхнемеловые и нижнетретичные флишевые образования, представленные мергелями, известняками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами и глинами, собранными в ряд основных и мелких вторичных складок. Крупная антиклинальная складка проходит вдоль побережья Черного моря и образует береговой хребет, в центральной части которого породы падают на северо-восток (азимут падения $65-66^\circ$) под углами $50-65^\circ$. Здесь же встречаются зеркала скольжения с белыми кальцитовыми примазками, подобные тем, что были обнаружены в бортах главного Утришского рва. Азимут падения зеркал скольжения юго-запад 250° угол падения 88° .

Озеро Абрау является частью речной долины, перегороженной оползнем. Когда-то р. Абрау имела сток в Черное море и ее устьевая часть располагалась в районе оз. Лиманчик, находящегося в небольшой впадине, выполненной пролювиальными отложениями (рис. 35). При обследовании горных склонов, окружающих озеро Абрау, было установлено следующее.

Правый берег долины р. Абрау, являющийся одновременно западным горным обрамлением озерной чаши, представляет ровный крутой склон ($38-40^\circ$), лишенный оползневых заколов и других признаков гравитационных деформаций. Обвальное-оползневая перемычка, запирающая с юга озеро Абрау, является фронтальной частью крупного оползня, сместившегося с левого борта долины р. Абрау. Именно здесь отчетливо фиксируется тыловая стенка отрыва длиной около 400 м, высотой в несколько десятков метров, являющаяся одновременно восточным бортом громадной замкнутой воронки, образовавшейся в тылу оползня. Его фронтальная часть несколькими валами перегородила р. Абрау и закрыла выход реке к морю. С высоты берегового хребта хорошо видно, что чаша озера Абрау и расположенная южнее впадина Сухое озеро принадлежали когда-то единой озерной ванне, которая впоследствии была разделена оползнем на две части. Поэтому можно предполагать, что озеро Абрау в прошлом имело более значительные размеры, приближаясь к Черному морю на расстояние до 400–500 м. С южной стороны впадина Сухое озеро замыкается упомянутым береговым хребтом. На востоке водораздельная перемычка между котловиной оз. Абрау (включая Сухое озеро) и падью Южная Озерейка сложена несмещенными коренными песчаниками и аргиллитами, стоящими на "головах" (простираение 330°).

На рис. 35 показано, что породы на рассматриваемой территории собраны в синклинальную складку и непосредственно у южной оконечности озера Абрау падают на юго-запад. Здесь же во фронтальной части оползня, перегородившего долину р. Абрау и возвышающегося 40-метровым валом над котловиной Сухого озера, породы имеют падение по азимуту $44-50^\circ$ под углами $38-42^\circ$.

Обратное первоначальному падению пород в смещенном блоке можно объяснить только его запрокидыванием в сторону тыловой стенки обрыва, что явилось к тому же причиной для формирования здесь глубокой воронки.

На схеме, составленной А.Б. Островским (1970₁), долина р. Абрау перегорожена гигантским скальным оползнем, представляющим весь правобережный водораздельный гребень (гриву) долины озера Абрау. Однако, как уже указывалось, следов гравитационного смещения на правобережном склоне нами обнаружено не было.

Нельзя предположить также, что весь водораздельный мыс между долиной Абрау и падью Лиманчик был перемещен на восток-северо-восток. В этом случае единственно возможной тыловой стенкой отрыва и одновременно фрагментом динамической поверхности оползания может быть только правый борт пади Лиманчик. Он тщательно обследован нами. Никаких следов перемещения гигантских масс, указанных А.Б. Островским (1970₂), (более 200 млн. м³) здесь не обнаружено.

Правый борт пади Лиманчик представляет собой ровный, крутой эрозионный склон (угол наклона $38-40^\circ$), у основания которого на значительном расстоянии отмечается неширокая выровненная площадка. Точно такой же угол наклона — $38-40^\circ$, как уже указывалось, имеет и правый борт долины р. Абрау, хотя по А.Б. Островскому, это фронтальная часть гигантского оползня. Если и имело место перегораживание пади Лиманчик, то произошло оно в результате оползания и обрушения частей ее левого борта. Возникшие здесь оползни-обвалы в трех местах перегораживают падь Лиманчик. Иногда удается наблюдать, что сместившаяся обвальнo-оползневая масса не достигла противоположного (правого) борта и падь в этих местах оказалась перекрытой не полностью. Эти оползни по морфологии сходны с оползнем, перегородившим долину р. Абрау, но размер их значительно меньше.

В районе озера Абрау нами проведено изучение тектонической трещиноватости. На построенных структурных диаграммах отчетливо видно преобладание трещин северо-восточного простирания с пологими углами падения на юго-восток и на северо-запад. Оползни в своем развитии использовали некоторые из систем тектонических трещин. Именно благоприятное сочетание залегания флишевых пород и тектонической трещиноватости обусловило смещение левобережного оползня, перегородившего долину р. Абрау.

Добавим, что в районе озера Абрау отсутствуют резко выраженные протяженные уступы и рвы, подобные тем, которые мы наблюдали на Малом и Большом Утришах. В верховьях пади Лиманчик, там, где А.Б. Островским (1970₁) показан выход к озеру Абрау мощного "сейсмогенного" уступа, нами обнаружена лишь площадка диаметром около 80 м.

В береговых массивах вдоль берега Черного моря наблюдаются блочные оползни длиной вверх по склону до 400 м, шириной до 350 м и мощностью до 40—50 м (объем 7 млн. м³). Смещение блоков происходит в сторону моря (на юг) по поверхностям с наклоном около 18° вкрест простирания флишевых пород (песчаников, аргиллитов), имеющих здесь азимут падения северо-восток 65° , угол падения 20° .

Общей характерной чертой всех оползневых смещений в районе озера Абрау и пади Лиманчик является значительное расстояние (до нескольких сотен метров), на которое перемещаются обвальнo-оползневые массы от своих тыловых стенок отрыва, имеющих высоту не более нескольких десятков метров.

Принципиально важным представляется уточнение генетических особенностей описанных сейсмогравитационных смещений и механизма их образования. А.Б. Островский (1970₂) зачисляет их в разряд палеосейсмoтeктонических дислокаций, возникших при сильнейших землетрясениях с подразделением на тектонические, сейсмoтeктонические и сейсмогравитационные. Действительно, тектоническими дислокациями могут считаться многие из неотектонически обновленных разломов района, подчас хорошо выраженные в рельефе. Однако вряд ли сейчас можно однозначно доказать сейсмогенное обновление этих разломов, особенно если иметь в виду "ранние эпохи плиоцен—антропогена" (Островский, 1970₂, стр. 48). Зачисление остаточных деформаций во флишевой

толще полуострова Абрау и, в частности, на мысе Большой Утриш в разряд палеосейсмостектонических (Островский, 1970), вызывает возражения, изложенные в следующих выводах.

1. Наши полевые исследования¹ не подтвердили наличие Утришского сброса, выделенного А.Б. Островским. Вертикальные уступы, прослеживающиеся от устья р. Сукко до мыса Утриш в прибрежной полосе Черного моря являются тыловыми стенками отрыва блочных оползней или стенками гигантских трещин расседания во флишевой толще (рис. 33). Утришский сброс не выделяется на современных геологических и неотектонических схемах Кавказа. Полуостров Абрау вообще, по-видимому, не испытал хрупких неотектонических деформаций. Участок Черноморской впадины, прилегающий к полуострову Абрау, до глубины 2000 м, также лишен разрывных нарушений (Гончаров и др., 1966).

2. На мысе Большой Утриш флишевые породы в одной из самых крупных стенок отрыва падают в глубину склона. Породы в смещенном блоке, отделенном от стенки отрыва мощным (см. выше) рвом, падают в сторону моря. Вертикальная составляющая смещения в данном случае минимальная, видимо, вообще отсутствует, поскольку едва уловимая разница в отметках бровки смещенного блока и места ее отрыва вполне объяснима отседанием приморского блока от нагорной стенки отрыва. Отошедший блок не раздроблен, как на то указывает А.Б. Островский (1970₂). Он лишь осложнен во фронтальной части поверхностными оползнями. Если этот блок действительно является опущенным (активным) крылом Утришского сброса, то он должен был испытать значительные хрупкие деформации. Интенсивное дробление активных крыльев сейсмогенных разломов подтверждается обследованием многих землетрясений.

3. В районе мыса Малый Утриш блочный оползень, несущий на своей усеченной конической вершине шапку рыхлых делювиальных супесей, удален от стенки отрыва на 300—400 м. Он разбит многочисленными трещинами. При перемещении блока на 400 м по склону в момент IX-балльного или более сильного землетрясения было бы невозможно сохранение не только шапки рыхлых несвязных грунтов на вершине этого блока, но и самого блока, который, безусловно, был бы превращен в обвальную массу.

По формуле А.Е. Шейдеггера (Scheidegger, 1973, с.232—236), один из оползней объемом (V) около 1 млн. м³ и превышением (h) верхней точки отрыва над фронтальной частью оползня около 100 м, мог пройти путь (x), равный 200 м, а фактически он прошел 800—1000 м ($x = h/f_i$; f — коэффициент трения; $\log f = a \log V + b$; $a = -0,15666$; $b = 0,62419$).

Уход обвально-оползневых масс на 1—4 км от тыловых стенок отрыва высотой 100—200 м нельзя объяснить иначе, как сейсмовибрацион-

¹ Особенно детально было обследовано юго-восточное замыкание структуры, где сплошные скальные обнажения высотой до 300 м позволяют уверенно решить вопрос о наличии или отсутствии разлома.

ным эффектом при длительных землетрясениях умеренной интенсивности.

4. Расседание (расщепление) верхних горизонтов земной коры в рассматриваемом районе составляет суть первичной деформации флишевой толщи, за которой следует расчленение массивов на блоки и их сползание в сторону Черного моря. На примере блочных оползней Большого Утриша видно, что высота их тыловых стенок отрыва увеличивается по мере приближения к береговой линии моря. В этом же направлении возрастают и размеры блоков-отторженцев. В удалении от моря процесс расседания — оползания во флишевой толще затухает. Таким образом, налицо влияние формирования геосинклинального прогиба на процесс тектонического расседания. Формирование всей структуры Большой Утриш представляется в следующем виде.

В ходе прогибания геосинклинальной ванны Черного моря, сопровождаемого землетрясениями умеренной интенсивности в прибрежной части высокого абразионного уступа по одной из систем тектонических трещин, ориентированных на северо-запад (рис. 34), началось расседание берегового массива, сопровождаемого отходом (отторжением) крупных блоков. Однако первоначально блоки только отклонялись в сторону моря, но не сползали¹, в противном случае мы бы имели запрокидывание их голов в сторону тыловых стенок отрыва, чего в действительности не наблюдается. Смещение же блоков по напластованию (без запрокидывания) здесь абсолютно исключается, так как породы падают в глубь склона, а пологие трещины с падением в сторону моря отсутствуют (рис. 34).

Одновременно началось проседание по системе клинообразно сходящихся трещин северо-восточного простирания. Они ориентированы почти под прямым углом к береговой линии моря, поэтому, естественно, растяжение (расседание) по ним не достигает таких величин, как по трещинам, ориентированными параллельно контуру разрастающейся геосинклинальной ванны Черного моря. Обращает на себя внимание устойчиво повторяющийся разворот отседающих и сползающих блоков против часовой стрелки, что хорошо подтверждается диаграммами трещиноватости и зеркал скольжения (рис. 34). Это может быть еще одним свидетельством их сейсмогенной природы. При сильных землетрясениях вращательные деформации имеют выдержанные направления по всей плейстоценовой области (например, при Гоби-Алтайском землетрясении — против часовой, при Среднебайкальском — по часовой стрелке — Солоненко, 1962₂). Выдержанность поворота блоков на различных структурах полуострова Абрау может быть показателем их генетического единства, хотя возникновение этих структур, возможно, обусловлено различными по времени землетрясениями из очаговой зоны с одинаковым механизмом.

Загадочное озеро Абрау и ряд замкнутых котловин одноименного полуострова давно привлекали внимание исследователей и вызывали дискус-

¹ Оползни в прибрежной зоне являются вторичными образованиями, маскирующими региональный процесс расседания флишевой толщи.

сии по поводу их возникновения (Ивченко, 1923; Водяницкий, 1930; Мордухой-Болтовский, 1960; Олюнин, 1953; Болдырев, 1957; Островский, 1970₁).

Наши исследования подтвердили мнение А.Б. Островского о перекрытии долины Абрау сейсмогравитационными образованиями.

Детальное изучение тектонической трещиноватости районов Утришей и озера Абрау показало их резкое отличие. Если в первом случае в скальных массивах развиты только крутопадающие системы трещин с углами наклонов до $80-90^\circ$, то в районе озера Абрау преобладают трещины с углами наклонов $20-40^\circ$ (рис. 35). В районе озера мы не видели крупных трещин — рвов расседания во флишевой толще, подобных изученным на Большом Утрише. Весьма малое развитие крутопадающих трещин в районе озера Абрау затрудняет процесс расседания верхних частей флишевой толщи и здесь по полого-наклонным системам трещин формируются преимущественно сейсмогравитационные оползни.

ПСЕВДОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ

В альпийской складчатой зоне Большого Кавказа с широко развитыми здесь стратифицированными, пластичными толщами мезозойско-кайнозойских отложений и интенсивно идущей денудацией имеются благоприятные условия для возникновения форм рельефа, морфологически сходных с сейсмодислокациями. Контакты различных по прочности пород и древние зоны дробления, препарированные линейной эрозией и ледниковой экзарацией, нередко создают полный эффект сейсмогенных рвов и уступов. Широко распространены здесь нивальные рвы, протягивающиеся на многие километры вдоль центральных частей водоразделов. Только наземное сейсмогеологическое обследование позволяет подчас исключить их из разряда истинных сейсмодислокаций, поскольку последние во многих случаях занимают аналогичную геоморфологическую позицию.

В отличие от сейсмогенных разрывов, псевдосейсмогенные рвы и уступы никогда не создают четко выраженных тектонических дамб, перегораживающих долины разорванных водотоков. В районах псевдосейсмодислокаций отсутствуют крупные сейсмогравитационные склоновые смещения, борта рвов лишены зеркал скольжения, а в днищах — воронки-поныры, поглощающие глыбовый материал.

Выделение истинных сейсмодислокаций из комплекса сходных с ними асейсмогенных форм рельефа имеет принципиальное значение, поэтому опыт таких исследований, проведенных на Кавказе, представляет определенный интерес.

Псевдосейсмодислокация Текали находится на левом водоразделе долины р. Цхенис-Цкали (юго-западный склон Лечхумского хребта).

Район псевдосейсмодислокации сложен в основном метаморфизованными сланцами, песчаниками, кварцитами и мраморами дизской свиты, которая надвинута на сланцевую свиту нижнего и среднего лейаса, сложенную глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами. Изредка встречаются дайки диабазов, кварцевых диоритов, порфиритов и альбитофиров.

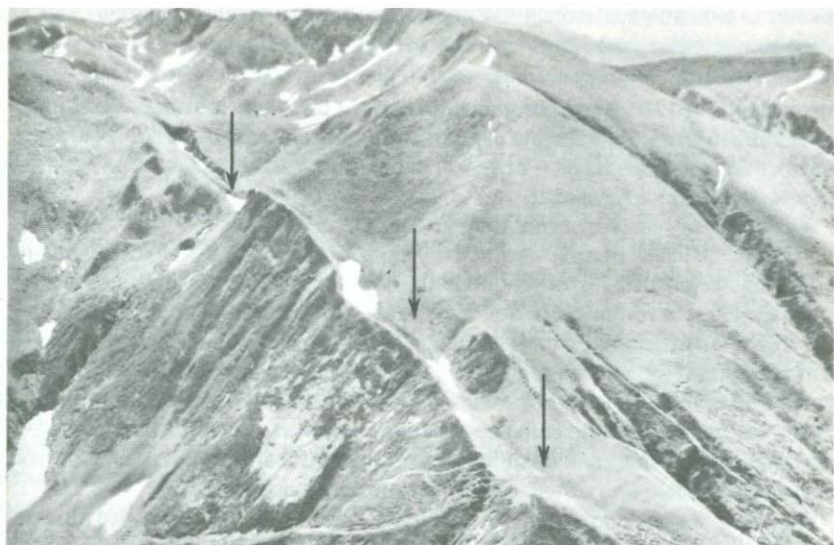


Рис. 36. Псевдосейсмодислокация Текали. Отчетливо прослеживается ров (отмечен стрелками), возникший в результате избирательной денудации в зоне древнего разлома. На переднем плане — центральный участок рва, созданный ледниковой экскавацией и нивальными процессами, на заднем — восточное окончание рва эрозионного происхождения (ручей врезается в зону разлома). Фото В. Хромовских

Из разрывных нарушений здесь выделяется довольно крупный разлом, являющийся тектоническим контактом между отмеченными свитами. Грузинские геологи считают этот разлом надвигом. Плоскость разрыва круто, под углом $70-80^\circ$ падает на север и поэтому его скорее всего можно классифицировать как взброс. На участке псевдосейсмодислокации амплитуда взброса настолько незначительна, что надвинутые отложения дизъюнктивной свиты не перекрывают даже низов отложений нижнего лейаса. К зоне одного из сопутствующих разрывов и приурочена псевдосейсмодислокация Текали, представленная хорошо выдержанным по простиранию ровом, который прослеживается вдоль зоны дочернего взброса на протяжении почти 3,5 км (рис. 36) и хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. В западной части ров прерывист и сохранился только на водораздельных мысах, а в долинах временных водотоков он полностью сnivelирован. Исключение составляет одна из дамб, образованная подгорным бортом рва и сохранившаяся в русле ручья. Эта дамба представлена слабо наклоненной вглубь склона площадкой шириной 10–12 м при длине 35–40 м. Далее к западу эта площадка переходит в ров с пологими бортами и небольшой глубиной.

В восточной части ров выражен гораздо лучше, здесь он глубже и выдержанней по простиранию. Ров проходит по левому борту р. Имидари, один из истоков которой приурочен как раз к зоне разлома (см. рис. 36). Здесь долина этого ручья имеет форму каньона, по бортам которого об-

нажаются сильно раздробленные сланцы, разбитые трещинами, с отдельными зеркалами скольжения. Такие же зеркала наблюдаются и в обнажениях в западной части рва. Выделяются две системы зеркал с азимутами падения 340° и 170° и углами падения 80° и 65° соответственно. Сильное дробление пород, наличие зеркал скольжения, резкий тектонический контакт между породами — все это говорит о наличии здесь зоны древнего тектонического нарушения.

Рассмотрим генезис псевдосейсмодислокации Текали.

Все рвы сеймотектонических структур, описанных выше, образованные в ходе сейсмогенного обновления разрывов, несут многочисленные следы сеймотектонических подвижек, как то: зияющие полости разрывов, которые продолжают поглощать крупноглыбовый обломочный материал, мощные тектонические дамбы, подпруживающие водотоки, разрушение пород в зоне сейсмогенных подвижек с образованием зеркал скольжения, секущих древние зоны дробления, наконец, гигантские по объемам сейсмогравитационные обвалы и оползни-обвалы. Образование этих структур невозможно объяснить экзогенными процессами.

Псевдосейсмодислокация Текали имеет лишь два признака, которые могут быть истолкованы в пользу ее возможного тектонического происхождения: 1) приуроченность к зоне разлома, по которому в недавнее время могли возобновиться подвижки; 2) наличие на западном ее замыкании дамбы, которая, вероятно, подпруживает временный водоток, тем более, что выше по склону и на водоразделе Лечхумского хребта параллельно главному рву следует ряд коротких замкнутых денудационных ложбин. Но зона разлома, в свою очередь, может свидетельствовать в пользу возникновения рва за счет денудации, что мы и имеем в случае псевдосейсмодислокации Текали. Здесь мы не видим проявления новейших подвижек по разлому; дамба, прослеживаемая по простиранию псевдосейсмодислокации, является не тектонической, а экзогенной. Эрозионное углубление, которое она перекрывает, имеет небольшую протяженность и быстро исчезает на склоне хребта. Оно не может собрать достаточное количество влаги, необходимое для размыва дамбы. К тому же вся эта влага, видимо, просачивается в зону разлома. Наклон дамбы — площадки в глубь склона мог сформироваться за счет суффозионного вымыва в полость разлома рыхлых тектонитов.

Восточная часть псевдосейсмодислокации создана эрозионной деятельностью ручья, который врезался в зону разлома почти на 10 м глубже, чем расположенные в этом районе водотоки. Такому бурному развитию вреза долины способствовало наличие зоны ослабленных пород. Это позволяет убедиться в отсутствии вертикального смещения бортов рва, что подтверждается аэрофотоснимками и фотографиями (рис. 36). Таким образом, в пределах псевдосейсмодислокации Текали выделяются зоны влияния отдельных экзогенных процессов, сформировавших ров в ослабленной зоне разлома. На восточном замыкании псевдосейсмодислокации — это эрозионная деятельность ручья, на западном — процессы выветривания и, возможно, суффозионного вымыва. В средней части ров создан ледниковой экзарацией в зоне разлома и нивальными процессами. В своей центральной части ров Текали мог бы возникнуть и в результате взбросовой подвижки

по существующему разлому. Однако в таком случае на северном активном крыле неизбежно сформировался бы шлейф осыпей и сейсмогенных обвалов, чего мы не наблюдаем в действительности не только здесь, но и вообще в этом районе.

Восточнее псевдосейсмодислокации Текали в бассейне р. Цхенис-Цкали обнаружен ряд псевдосейсмогенных форм рельефа, созданных различными физико-геологическими процессами.

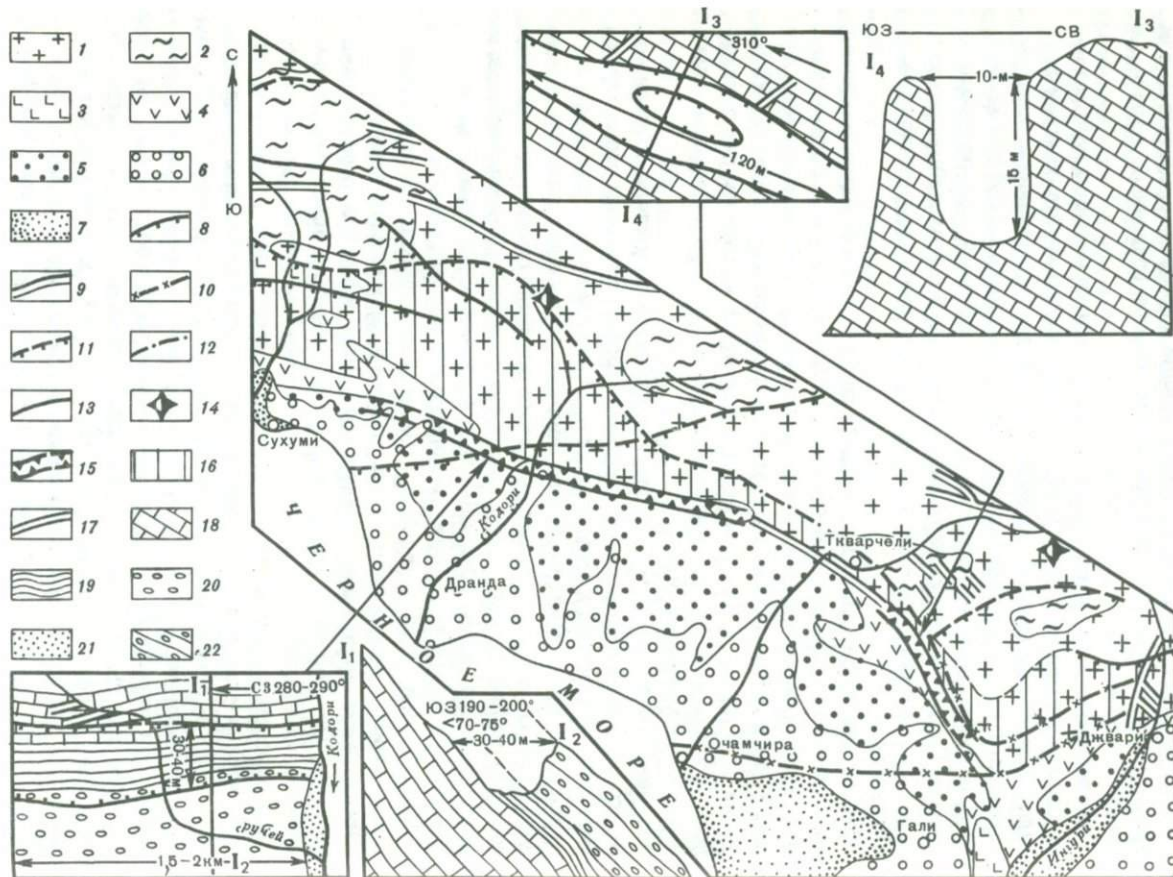
Псевдосейсмогенная структура Сакени находится на левом водоразделе р. Сакени, на северо-западном склоне Кодорского хребта. Участки с псевдосейсмодислокациями сложены в основном образованиями порфиритовой свиты байоса и кристаллическими породами дизской свиты. Из разрывных нарушений выделяются три зоны дробления, приуроченные к разрывам Главного Кавказского надвига, который в этом районе разделяется на три линеамента. К двум из них приурочены северо-восточные рвы структуры.

Южный ров находится на водоразделе рек Хвараш и Бардгви-Накравар, левых притоков р. Сакени. Ров полностью сформирован в туфогенных породах байоса и четко прослеживается вдоль всего гребня водораздела. Длина рва 3—4 км. Ширина по верху в отдельных местах превышает 20—25 м, глубина от 5 до 10 м. В одном месте в замкнутой котловине рва образовалось небольшое озеро. По своей морфологии этот ров напоминает рвы типичных сейсмогенных структур.

Основным его отличием от последних является отсутствие полости новейшего разрыва в днище рва. Вследствие этого отсутствуют столь характерное для сейсмогенных структур поглощение каменного материала и другие следы сеймотектонического обновления древнего разлома, оперяющего Главный надвиг. Образование этого рва было обусловлено литологическими особенностями пород. Борты рва сложены дайками диабазов, а в днище выходят сильно раздробленные вулканогенные образования.

Несколько северо-восточнее описанного рва расположены еще две линейные западины (рвы) длиной до 1 км каждая. Они созданы избирательной денудацией и приурочены к зоне Главного Кавказского надвига.

Псевдосейсмодислокации междуречья Кодори и Ингури распространены в узкой (длиной до 70 км) полосе, приуроченной к области сочленения южного склона Большого Кавказа с Колхидской низменностью. В структурном отношении они находятся в Ткварчельской флексурной зоне, неотектоническая и современная подвижность которой доказывается целым рядом геолого-геоморфологических признаков (Милановский, 1968). Комплекс псевдосейсмодислокаций представлен четко выраженными в рельефе мощными зияющими рвами с нанизанными на них оползнями, обвалами и столбами отседания в скальных породах. Особенно ярко эти остаточные деформации выражены в районе сел Техи, Гвада-Ахуца и Бедиа. Нет сомнений в том, что возникновение отмеченных рвов и обвалов могло быть стимулировано землетрясениями, происходящими в Ткварчельской флексурной зоне. Например, участок с псевдосейсмодислокациями Гвада-Ахуца находится вблизи эпицентральной зоны Ачигварского VII-балльного землетрясения 5.VII 1958 г. ($M=5$). Поэтому в данном случае перед нами сложный тип остаточных деформаций, которые, однако, не могут быть от-



несены к разряду истинных сейсмодислокаций, поскольку существующая здесь геологическая ситуация дает возможность объяснить их происхождение избирательной денудацией и гравитационными склоновыми смещениями.

В геологическом строении поля псевдосейсмодислокаций и прилегающей к нему территории принимает участие довольно широкий комплекс молодых толщ, начиная от современных аллювиальных отложений рек Кодори, Дуабе, Галидзги, Моквы, Окуми и Ингури до нижнеюрских вулканогенно-осадочных образований (рис. 37). Непосредственно в области сочленения двух разнотипных морфоструктур — Большого Кавказа и Колхидской низменности обнажаются палеогеновые слои, выходящие на земную поверхность в бортах мощного V-образного рва-расщелины глубиной 20—50 и шириной 40—60 м (зарисовки 1 и 2 на рис. 37). Палеоген-неогеновые образования мы описываем по данным С.Г. Букия, Е.М. Абамелика (1970, 1971) и др. Палеогеновые толщи подразделены ими на палеоценовые, нижне-, средне- и верхнеэоценовые и олигоценовые.

Палеоцен представлен мергелистыми известняками мощностью 25—40 м.

Толщи эоценовых отложений сложены преимущественно слоистыми известняками, мергелями и мергелистыми известняками.

Олигоценовые отложения представлены хадумским горизонтом карбонатных глин и майкопской свитой глин. Отложения майкопской свиты слабо дислоцированы. Характерной особенностью свиты является широкое развитие в ее поле обвално-оползневых процессов. Обвалы и оползни объемом 2—3 тыс. м³ фиксировались в полосе развития псевдосейсмодислокаций на протяжении более 100 км.

К относительно молодым разрывным дислокациям в зоне псевдосейсморвов относятся Квезанский сброс, Оторонджианский надвиг и ряд более мелких разрывов. Квезанский сброс нанизывает основную часть зоны псевдосейсмодислокаций и протягивается более чем на 20 км, проходя через район селений Адзхыры, Квезани, Аджампадры. Он хорошо прослежи-

←
Рис. 37. Геологическая схема района псевдосейсмодислокаций в междуречье рр. Кодори и Ингури

1 — гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты, мраморы, роговики, известняки, мергели, гранитоиды, основные породы, а также лавы и другие вулканогенные производные всех возрастов; 2 — юрские глинистые и аспидные сланцы с прослоями песчаников, кварцитов, аргиллитов, пластов угля, дислоцированные; 3 — верхнеюрские и нижнемеловые массивные, доломитизированные, брекчиевидные, рифовые известняки, реже мергели и песчаники, дислоцированные; 4 — субаргиллиты, содержащие гипс и пирит, с редкими прослоями аркозово-граувакковых песчаников (майкоп); 5 — неогеновые песчаники, глины, мергели, конгломераты, микроконгломераты; 6 — четвертичные галечники с супесчаным и песчаным заполнителем; 7 — чередование торфяных и глеевых грунтов. Современные галечники и пески. 8 — надвиги; 9 — сбросы и взбросы; 10 — глубинные разломы; 11 — флексуры; 12 — тектонические контакты, трассируемые по зонам дисгармоничной складчатости; 13 — неклассифицированные разрывные нарушения; 14 — сейсмогенные структуры; 15 — зона концентрации псевдосейсмодислокаций (знак немасштабный); 16 — области развития карстовых процессов; 17 — зияющие трещины отрыва шириной до 10 м; 18 — известняки, мергели; 19 — глинистые сланцы; 20 — конгломераты; 21 — современный аллювий; 22 — конгломераты (древний аллювий)

вается в долинах рек Моквы, Геджиры, Галидзги. Общая ориентировка сброса — северо-западная. По этому разлому несогласно контактируют конгломераты мзотиса, мергели и песчаники зоцена. Амплитуда сброса местами превышает 100 м. Сброшено его северное крыло. Плоскость сместителя падает на северо-восток под углом 80° . Возраст разлома — роданско-валахский. Оторонджинский надвиг прослеживается от пос. Оторонджа до Ахуцы на расстоянии до 7 км. Надвиг имеет субширотную ориентировку. Возраст его послесарматский, так как отложения сарматского яруса надвинуты на палеоценовые образования.

Такова общая геолого-тектоническая характеристика всей зоны псевдосейсмодислокаций. Отметим некоторые из них.

Ров Техи расположен в правом борту долины реки Кодори на выходе ее из хребта вблизи пос. Техи (рис. 37, зарисовка 1,2). Почти от самого русла реки вдоль подножия склона на запад ($270\text{--}280^\circ$) на протяжении 1,5–2 км прослеживается V-образная прерывистая расщелина, местами переходящая в сбросовый уступ. Высота уступа колеблется от 5 до 15 м. Сам ров, обрамленный крутыми, почти отвесными стенками, имеет ширину до 30–40 (в основании до 20 м) и глубину — 10–15 м. Дно рва слабоогнуто и в нем довольно отчетливо наблюдаются литологические разности пород с четкими согласными контактами. Весь крутой коренной склон (северная стенка рва) сложен доломитизированными мергелистыми палеоценовыми известняками с элементами залегания: азимут падения $190\text{--}200^\circ$, угол падения $70\text{--}75^\circ$, днище рва — мергелистыми и глинистыми сланцами, мощность 15–20 м. Выше по разрезу, обнажаясь по всей южной стенке рва, залегают крупногалечниковые конгломераты. В ряде мест, в участках интенсивной трещиноватости коренного субстрата ров резко расширяется. Система мелких зияющих трещин отрыва приурочена главным образом к известнякам и ориентирована строго параллельно простиранию рва. Ширина зияния трещин колеблется от нескольких сантиметров до 5–10 м. Длина трещин на обследованном участке 30–50 м.

Как видно на рис. 37, оба борта рва Техи сложены наиболее крепкими, трудноразмываемыми породами, а в его днище выходят глинисто-мергелистые сланцы, обладающие повышенной размываемостью. Размыв глинистых пород происходит прежде всего за счет поверхностных, а также грунтовых вод.

Псевдосейсмодислокация Гвада-Ахуца (зарисовка 3 на рис. 37), расположенная юго-восточнее г. Ткварчели, во многом подобна только что описанному рву Техи. Однако главный ров Гвады-Ахуцы целиком сформирован в мергелях и известняках, поэтому в отличие от рва Техи он не является производным приконтактной избирательной денудации. Ров Гвады-Ахуцы заложен по простиранию карбонатных пород, падающих в глубь склона. Нагорный борт рва несет прекрасно сохранившиеся зеркала скольжения, возможно являющиеся производными молодых подвижек в Ткварчельской флексурной зоне. Ров создан преимущественно процессами карстообразования и отседания склонов в линейной тектонической зоне, чему способствовала геоморфологическая обстановка на участке Гвада-Ахуца. Здесь вдоль хребта по его предгорьям тянется участок древней долины, заполненной аллювием. Ущелья современных рек пересекают эту долину.

В результате созданся гравитационно-неустойчивый ячеистый рельеф. В сочетании с геологическими условиями он благоприятствует развитию трещин отседания на горном склоне древнего ущелья и движению отсевавших блоков вдоль них в ущелья современных рек.

Несколько загадочным остается происхождение обвала на юго-восточном продолжении рва Гвады-Ахуцы. Этот обвал сформирован в мергелях и имеет стенку отрыва высотой 40–50 м. Угол наклона поверхности, по которой перемещалась обвальная масса, не превышает 10° . Тем не менее, обвал ушел от подножия склона на 350 м, что в 7 раз превышает высоту его стенки отрыва. Подобные обвалы мы наблюдали только в районе распространения сейсмогенно-вибрационных структур на полуострове Абрау.

Таким образом, в междуречье Кодори и Ингури мы встретились с комплексом экзогенных остаточных деформаций, весьма напоминающих сейсмогенные рвы и уступы. Однако приуроченность отмеченных полых форм рельефа к литологическим контактам толщ, различных по прочностным свойствам (глины, глинистые сланцы, известняки, мергели) и незалеженным зонам молодых тектонических нарушений (Квезанский сброс), полное отсутствие признаков сбросовых, сдвиговых или иных подвижек в обследованных псевдосейсморвах дает основание считать их производными избирательной денудации, карстовых и гравитационных склоновых процессов. Этому способствуют обильные атмосферные осадки: рвы периодически превращаются в нагорные дренажные канавы, поглощающие поверхностный сток. Избирательная эрозия особенно интенсивна на контактах рыхлых разнородных песчаников и слабосцементированных конгломератов с глинистыми горизонтами.

Вместе с тем нельзя с уверенностью отрицать возможность образования здесь структур смешанных генетических типов: сейсмогравитационных и экзогенно-гравитационных, чисто сейсмогравитационных, гравитационно-сеймотектонических и даже сеймотектонических. На это указывает приуроченность поля псевдосейсмодислокаций к зоне флексур и разрывов в полосе сочленения Колхидской низменности (Рионской впадины) и Главного Кавказского хребта (рис.37). Довольно высокий сейсмический потенциал зоны подтверждается тяготением к ней Мегрело-Сванского (7.XI. 1930 г., $M = 5,5$, $I_0 = VIII$ баллов) и Ачигварского (5. VII 1958 г., $M = 5$, $I_0 = VII$ баллов) землетрясений. На вмешательство здесь сейсмогенных сил может указывать и упомянутый выше обвал на юго-восточном продолжении рва Гвада-Ахуца. Учитывая сказанное, а также положение всей зоны вблизи густо заселенных площадей и выход ее в район г. Сухуми, считаем, что она требует незамедлительной постановки специальных детальных комплексных сейсмогеологических исследований (сеть временных сейсмических станций должна обеспечить точность определения эпицентров не ниже класса "а").

ВОЗРАСТ СЕЙСМОГЕННЫХ СТРУКТУР. ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯМ

ШКАЛА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА СЕЙСМОГЕННЫХ СТРУКТУР

Определение интенсивности и возраста прошлых землетрясений по сохранившимся фрагментам сейсмодислокаций в эпицентральных (или плейстоценовых) зонах представляют одну из труднейших задач сейсмогеологии. В литературе этот вопрос освещен недостаточно.

Для установления интенсивности прошлых землетрясений по палеосейсмодислокациям мы имеем надежные критерии — современные сейсмодислокации. Определение же абсолютного возраста остаточных сейсмогенных деформаций требует скрупулезных и дорогостоящих исследований с применением горных выработок.

Для определения возраста могут быть использованы следующие методы и приемы: археологический, дендрохронологический, радиоуглеродный, палеонтологический, геоморфологический, структурно-фациальный (преимущественно для "ископаемых" землетрясений), экзодинамический (по величине денудационного метра и скоростям накопления осадков в сейсмогенных рвах). Эти методы предполагают хорошую стратификацию разрезов, достаточно уверенную датировку возрастов поверхностей выравнивания и других форм рельефа, что невозможно без проведения большого объема биостратиграфических исследований. Между тем для решения поставленных нами задач точная датировка возраста палеосейсмодислокаций хотя и желательна, но не так важна, как это кажется: главное, необходимо знать, следует ли учитывать ту или иную сейсмогенную структуру при оценке сейсмического потенциала территории. Поскольку при сейсмическом районировании (прогнозе сильных землетрясений) по возможности учитываются землетрясения за последние несколько тысяч лет, то и мы можем пользоваться этим и достаточно широкими возрастными интервалами при определении времени возникновения палеосейсмодислокаций. С изложенных позиций нас интересуют, в первую очередь, голоценовые сейсмодислокации с возможной наиболее дробной возрастной дифференциацией структур в этом временном диапазоне.

Любые неровности земной поверхности, в том числе сбросовые уступы, противоестественные пластике рельефа, нивелируются денудацией. В альпийской складчатой зоне этот процесс протекает наиболее интенсивно по причине малой устойчивости слабо метаморфизованных, пластичных пород к денудации. Отметим основные факторы, обуславливающие срезание морфологический выраженных уступов, в изученном регионе.

Физическое выветривание

На Кавказе под действием температурных колебаний наиболее интенсивно разрушаются флишевые породы, представленные мергелями, и другими близкими к ним по составу доломитизированными образованиями ("трескуны"). По наблюдениям А.Коншина (Кавтарадзе и др., 1902), "трескуны" в районе Гагра-Туапсе разрушаются настолько быстро, что обрывающаяся при этом древесина в 2–3 дня засыпает вырытые вдоль дороги водоотводные каналы.

Химическое выветривание

Современная химическая денудация в Западной Грузии и ближайшем к ней Сочинском районе РСФСР составляет по одним данным 121,2 мм/1000 лет (Кочетов, 1971), а по другим — достигает 140 мм/1000 лет (для высокогорных территорий 40–138 м³/км²/г — Пулина, 1971).

Денудация: линейная, плоскостная, инфильтрационная, гравитационная

В нивелировке сбросовых уступов и рвов, наряду с постоянным поверхностным смывом, участвуют периодически возникающие обвалы, оползни, сели, снежные лавины и медленные перемещения грунтов на склонах. В высокогорной части Большого Кавказа к этому ряду агентов денудации относятся солифлюкция, движение осыпей и курумов.

На Кавказе гравитационное движение грунтов на любых склонах наблюдается уже при уклонах в 2–5° (Габриелян, 1965), в районах же сейсмогенных структур эти уклоны нередко достигают 45°. Периодически рождающиеся селевые потоки¹ содержат до 25% продуктов разрушения горных пород (Атлас ГССР, 1964).

Для климатической зоны южного склона Большого Кавказа установлен следующий ряд пород по степени возрастания устойчивости к денудации: граниты, гранодиориты, дациты, гранитогнейсы, доломиты, песчано-глинистые сланцы, слюдяные сланцы, базальты, андезиты, известняки (Ананьев, 1975).

Подробное рассмотрение долевого участия всех агентов денудации в нивелировке сбросовых уступов представляет самостоятельную задачу. Суммарный же эффект воздействия перечисленных агентов денудации на земную поверхность отражается в величине денудационного метра.

На рассматриваемой нами территории величина годичного слоя суммарной денудации, по данным Г.К.Габриеляна (1971), 0,5 мм — 1,0 мм (денудационный метр — 2000–1000 лет). По новейшим данным, денудационный метр для центральной части Большого Кавказа 714–575 лет, а в горных районах Азербайджанской ССР — 2000 лет (Ахундов, 1974).

Все остаточные деформации — сейсмогенные разрывы, создающие выраженные в рельефе эскарпы, зияющие сбросовые рвы и стенки отрыва сейс-

¹ Район сейсмоструктурных структур относится к территории, занимающей второе место в Грузии по интенсивности и частоте селевых потоков (Атлас ГССР, 1964).

Таблица 13

Шкала для определения приблизительного возраста сейсмогенных структур Большого Кавказа (при указанных в тексте скоростях денудации)

Подразделение	Признаки, по которым определяется возраст структур	Возраст и его индекс
I	<p>1. Разорванный почвенно-растительный слой на крыльях сейсмогенных трещин. Разорванные кумулы и солифлюкционные потоки. Просеки с вырванными деревьями вдоль сейсмогенных разрывов</p> <p>2. Тектонические дамбы в разорванных руслах водотоков (в том числе временных). Рассеченные конусы выноса</p> <p>3. Зияющие воронки-поноры, поглощающие глыбовый материал в днищах рвов</p> <p>4. Остроугольные (равные) края эскарпов, отсутствие следов выветривания и растительности на обломках и глыбах в сейсмогенных рвах</p>	Последние десятки — первые сотни лет (АБ)
II	Сохраняются все возрастные признаки, указанные в I подразделении, кроме перечисленных в п. 1	Сотни лет (Б)
III	Отсутствуют возрастные признаки, указанные в п. 1, 2. Края эскарпов сглажены. На бортах и в днищах сейсмогенных рвов развит почвенно-растительный слой. Способность к поглощению глыб сохраняют отдельные воронки-поноры	Последние сотни — первая тысяча лет (БВ)
IV	Сейсмогенные эскарпы значительно сnivelированы и сохраняются преимущественно на водораздельных мысах. Рвы потеряли способность засасывать осыпи и заполнены рыхлыми продуктами выветривания. На участках днищ, примыкающих к местам прорыва тектонических дамб, сохраняются озерные осадки. Во рвах сформирован почвенный слой и развита растительность	Первые тысячи лет (В)

могравитационных обвалов — раз возникнув, немедленно подвергаются денудации. Учитывая скорость последней, видимые размеры и сохранность сейсмогенных разрывов, можно предложить шкалу для определения приблизительного возраста сейсмогенных структур (табл. 13).

ШКАЛА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ (МАГНИТУД) ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Морфометрические характеристики разрывов, возникших в эпицентральных зонах исторических и современных землетрясений (гл.4), дают нам представление о размерах сейсмодислокаций, образующихся при землетрясениях разной интенсивности. При одинаковых очаговых характеристиках сейсмических толчков параметры сейсмодислокаций в значительной

мере зависят от структурно-геологической обстановки конкретного региона (так же, как и интенсивность землетрясений). В связи с чем при подборе эталонных сейсмодислокаций необходимо пользоваться данными по регионам с наиболее близкой историей геологического развития, особенно в мезозое и кайнозое. Поэтому за эталоны при составлении шкалы для определения интенсивности (магнитуд) древних землетрясений по размерам и генетическим типам палеосейсмодислокаций (табл. 14) были взяты реальные сейсмодислокации, возникавшие в эпицентральных зонах землетрясений альпийского пояса Тетиса и его составной части — Кавказа.

В ходе определения интенсивности (магнитуд) древних землетрясений по палеосейсмодислокациям нами приняты следующие допущения.

Палеосейсмодислокации, сосредоточенные на участках длиной до нескольких километров и обладающие одинаковой сохранностью, фиксировали эпицентральную зону одного землетрясения. Опыт показывает, что для накопления упругой энергии в объеме, который недавно локализовал очаг сильного землетрясения, требуется весьма длительное время. По расчетам Э.А. Джигладзе и Ю.В. Ризниченко (1973), повторяемость IX-балльных землетрясений на всей территории Западной Грузии составляет 1 раз в 1000—5000 лет в разных районах. Хотя эта цифра в целом для региона представляется нам заниженной, но она отражает общую закономерность: землетрясения, сопровождающиеся образованием сейсмодислокаций, не могут повторяться слишком часто на одном и том же участке.

Каждая из изученных нами сейсмотектонических структур возникла при одноактном вскрытии или образовании сейсмогенных разломов. Разрывы, составляющие разновозрастную сейсмогенную структуру, не наращивались постепенно в ходе серии подвижек, разделенных во времени¹, поскольку разрывы, выходящие на земную поверхность, не могли генерировать землетрясения слабее IX баллов ($M \geq 6,5$). Такие землетрясения в одном и том же месте происходят очень редко, что неизбежно отражается на сохранности разновозрастных фрагментов сейсмодислокаций. Вместе с тем нельзя думать, что различные сейсмогенные структуры могут представлять собой сохранившиеся фрагменты очень крупных структур, связанных с более сильными, чем предполагаемые, землетрясениями. Этому противоречит прежде всего значительная разобщенность в пространстве сейсмоструктур (десятки километров), тем более, что условия денудации как в поле самих структур, так и на разделяющих их участках одинаковы. К тому же соседние сейсмогенные структуры имеют, как правило, явно различный возраст.

Принималось, что очаги древних и сильных современных землетрясений лежат на одинаковых глубинах.

По современным представлениям, магнитуда и интенсивность землетрясений зависят от протяженности, амплитуд сейсмодислокаций и типов сейсмогенных структур. В свою очередь, интенсивность землетрясений и площади плейстосейстовых областей находятся в зависимости

¹ Возможно, за исключением подвижек, связанных с наиболее сильными афтершоками.

Таблица 14

Шкала для приблизительного определения магнитуд и интенсивности землетрясений дислокаций

Сейсмическая зона	Пределы длин основных сейсмогенных разрывов, фиксируемых на поверхности Земли (L , км)	Пределы значений амплитуд		Преобладающий генетический тип разрывов	Пределы значений магнитуд землетрясений (M)
		(h) вертикальная	(l) горизонтальная		
Монголо-Байкальский сейсмический пояс	2,5–5 ~20	0,2–1,0 до 8		Сбросы Сбросы	6,5–6,75 7 3/4
	≥45	~ 5,0	~ 2,5	Сдвиго-взбросы	7,75
	15–30	6	1,0–1,2	Сдвиго-сбросы	7,0–7,9
	115–350	2,0–10,7	2,5–8,85	Сдвиго-взбросы и взбросо-сдвиги	8,0–8,7
Средиземно-морско-Азиатский сейсмический пояс (включая Кавказ)	0,5–2,5	до 1,5		Сбросы, раздвиги	6,5
	10–80	0,6–2,5	1,0–4,5	Сдвиги и сбросо-сдвиги с преобладанием сдвиговой составляющей	6,75–7,3
	190–350	0,76–2,0	0,5–3,7	То же и один случай сброса	7,6–8,0

При составлении шкалы использованы данные по 126 землетрясениям (Рихтер, 1963; Davison, 1936; Tocher, 1958; 1960; Allen et al., 1965; Ambraseys, 1970; Ambraseys et al., 1969, 1970, 1971; Tchalenko, 1974, 1975; Tchalenko et al., 1974; Gianella, 1957; Hansen, 1966; Miller, 1960; Nowroosi, 1971; Plafker et al., 1971; Tarr, Martin, 1912; Та-

с очагами в верхней части земной коры по размерам и генетическим типам сейсмо-

I_0 (MSK = 64)	Значения M , соответствующие указанным I_0 по данным различных исследователей				Примечание
	По Карнику и др. (1957)	По Н.В. Шибалину (1961)	По Ч.Ф. Рихтеру (1963)	По В.П. Солоненко (1968)	
IX	6 3/4	6,3–6,75	7,0	6 1/2–7	В рифтовой зоне опускание блоков площадью до 260 км ²
X	6 3/4	7–7 3/4	7,0	7–7 3/4	
X	6 3/4	7–7,4	7	7–7 3/4	Обвалы и оползни рыхлых и скальных грунтов на площади до 150 тыс. км ²
X–XI	6 3/4–7 1/2	7–8,0	7–8,0	7–8 1/4	
XI–XII	7 1/2–8,0	8–8,7	8–8,9	7 3/4–8 1/4	Образование гравитационно-сейсмотектонических клиньев с h до 328 м
IX	6,0	6,3–6,75	7,0	6 1/2–7	Обвалы и оползни рыхлых и скальных грунтов на площади от 80 до 1000 км ²
IX–X	6,0–6 1/2	6,75–7,4	7,0	6 1/2–7 3/4	
X–XI	6 1/2–7 1/4	7,4–8,0	7,0–8,0	7 3/4–8 1/4	

zieff, 1960^{1,2}; Schepherd et al., 1970; Buchstein et al., 1967; Тресков, Флоренсов, 1962; Лукьянов, 1965; Фитингоф, 1865; Нацаг-Юм и др., 1971; Гоби..., 1963; Солоненко и др., 1966).

от механизмов очагов: наибольшие при сдвигах и взбросо-сдвигах, наименьшие — при сбросах (Солоненко, 1962_{1,2}, 1973₁, 1975 г).

Вместе с тем можно предполагать, что амплитуда вертикального смещения крыльев сейсмогенных разрывов не может возрастать бес-предельно, соответственно не увеличивая интенсивность землетрясения, являющегося в конечном итоге лишь следствием такой подвижки. С увеличением вертикальных амплитуд обычные сейсмотектонические разрывы, очевидно, приближаются по уровню разрядки упругих напряжений к гравитационно-сейсмотектоническим клиньям — показателям максимальной интенсивности землетрясений (Солоненко, 1962_{1,2}, 1975; Гоби..., 1963).

В соответствии со шкалой (табл. 14), формулами, приведенными в гл. 4, и изложенными допущениями определены магнитуда и интенсивность землетрясений, сопровождавших формирование сейсмогенных структур Большого Кавказа.

ДРЕВНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Эпицентральные зоны древних землетрясений Большого Кавказа установлены по местоположению сейсмогенных структур (гл. 5, табл. 11). Определение интенсивности и возраста этих подземных толчков мы начнем со структуры Абакуры.

Сейсмодислокации структуры Абакуры заложены главным образом в габбро-пироксенитах и диоритах. Это прямое доказательство того, что верхняя часть области очага землетрясения сложена высокопрочными интрузивными породами.

В ближайшей к структуре эпицентральной зоне Чхалтинского IX-бального землетрясения ($M = 6,5$) длина сейсмодислокаций, рвущих коренные глинистые сланцы, не превышала 0,5 км, а видимая глубина трещин достигала 2 м (Соловьев, 1965). Размеры сейсмогенных разрывов Абакуры намного превосходят эти величины, а субстрат, в котором они сформированы, гораздо прочнее глинистых сланцев. Протяженность ее разрывов на 1,5–3,5 км превышает длину эталонных сейсмодислокаций в эпицентральных зонах землетрясений с $M = 6,5$.

Минимальные амплитуды вертикальных смещений сдвиго-сбросов устанавливаются здесь в разорванных эрозионных ложбинах, по высоте тектонических дамб (0,5–7 м), перегородивших тальвеги временных водотоков. По нашему мнению, можно констатировать, что амплитуда вертикального смещения главного сдвиго-сброса структуры Абакуры не могла быть менее 0,5–1 м, а на отдельных участках она увеличивалась до 7 м, что в 5 раз превышает амплитуду вертикального смещения сейсмодислокаций при землетрясениях с $M = 6,5$. Таким образом, по этим параметрам землетрясение, сопровождавшее образование структуры Абакуры, имело M более 6,5. Размеры эндогенных деформаций в эпицентральной зоне Абакурского землетрясения убеждают в том, что его магнитуда была больше, чем у Чхалтинского IX-бального землетрясения, даже если иметь в виду только зависимость M от длины раз-

рыва. Наличие же сдвиговой составляющей у плавного разрыва¹ и максимальная вертикальная амплитуда (20 м) сейсмогенных сбросов структуры свидетельствуют о том, что предельная магнитуда Абакурского землетрясения могла достигать 7 1/2.

Разрывы других сеймотектонических структур Западного Кавказа сопоставимы по длине и амплитудам смещений с палеосейсмодислокациями структуры Абакуры, а вместе с тем и с известными историческими сейсмодислокациями региона (см. гл. 4). В частности, структура Ненскра имеет почти полное сходство со структурой Абакуры по морфометрии разрывов, прочности субстрата, в котором они заложены, структурно-геологическим и неотектоническим особенностям деформированных участков.

Мелкофокусность землетрясений Западного Кавказа заставляет учитывать при оценке интенсивности палеоземлетрясений прочностные свойства эффузивно-сланцевой толщи юры, в которой сформированы сейсмогенные разрывы структур Цери, Лабскалди и Квиры. По расчетам Э.А. Джигладзе (1971₁), очаг землетрясения с $K = 13$ можно представить в виде сферы с радиусом 5600 м. Землетрясение Кавказа с $M = 6,5-7$ должно иметь очаг размером до 30–60 км и площадь подготовки $1,4 \cdot 10^4$ км². При $M = 7,5-8$ цифры возрастают соответственно до 100–200 км и $6,5 \cdot 10^4$ км² (Бунэ и др., 1966).

Очевидно, что при землетрясении с $M = 6,5$, а тем более с $M \sim 7,5$ и глубине гипоцентров 5–10 км верхняя часть очаговой зоны захватит и приповерхностные слои земной коры. В этом случае скорость накопления, величина и время наступления разрядки упругих напряжений, по-видимому, в значительной мере зависят от прочностных свойств верхних частей земной коры, которые должны определять и энергетические характеристики очага в момент возникновения сейсмогенных разрывов. Это подтверждается примерами зависимости длин зон сейсмодислокаций от степени консолидации субстрата, в котором они заложены. На необходимость учитывать степень консолидации и прочности пород земной коры при определении верхнего предела магнитуд землетрясений указывают И.Е. Губин (1974), З.Шенкова, В.Карник (1974) и др. Поэтому при прочих равных условиях для образования равноценных разрывов в эффузивно-сланцевой толще юры (структуры Квира, Цери, Лабскалди) требуется, по-видимому, несколько меньше упругой энергии, чем при возникновении разрывов в палеозойских гранитах, габброидах и кварцитах (структуры Ненскра, Абакура). У структур Квиры, Лабскалди и Цери амплитуды вертикального смещения достигают 9–18 м, а длина разрывов в 4–7 раз превышает длину сеймотектонической трещины, возникшей в ближайшей к ним эпицентральной зоне Чхалтинского землетрясения. Длина разрывов этих структур на 1,5–3 км, амплитуда в 6–12 раз больше, чем у эталонных сбросов,

¹ Амплитуда сдвига в 50 м установлена по разорванным и сдвинутым руслам водотоков. Она в 11 раз превышает эталонную амплитуду сдвигов для землетрясения с $M = 6,75-7,3$.

возникающих при землетрясениях с $M = 6,5$ (см. табл. 7). Структура Цери, кроме нормальных сбросов, имеет гравитационно-сейсмотектонический клин — показатель максимальной (для района) интенсивности подземных толчков (Гоби..., 1963; Солоненко, 1962_{1,2}, 1975). По этим признакам землетрясения, связанные с формированием структур Цери, Лабскалди и Квиры были, по-видимому, несколько слабее подземных толчков, сопровождавших образование Абакуры и Ненскры.

Главный сброс структуры Бзыбь рвет вулканогенно-осадочную толщу байоса и на значительном протяжении наследует контакт между ходжальской и сорской свитами, что дает основание предполагать его заложение по ослабленной зоне. В условиях сводового растяжения это должно существенно уменьшать и интенсивность землетрясения, генетически связанного с образованием структуры Бзыбь. Однако длина разрывов структуры в три раза, а видимая амплитуда более чем в 23 и 14 раз, превышают соответствующие эталонные величины разрывов, для землетрясений с $M = 6,5$ и $M = 6,75-7,3$ (табл.7). По этим показателям интенсивность землетрясения, сопровождавшего образование структуры Бзыбь, не могла быть меньше установленной для Абакуры и Ненскры ($M = 7-7,5$, $I_0 = X$ баллов). Подобных сейсмодислокаций в эпицентральных зонах землетрясений с $M = 6,5-7$ ($I_0 = IX$ баллов) на Кавказе не наблюдалось.

Наконец, Шемахинская, палеосейсмодислокация вполне сопоставима по размерам с сейсмотектоническим разрывом, возникшим при Чхалтинском землетрясении. Поэтому она, по-видимому, фиксирует эпицентральною зону древнего землетрясения с $M \approx 6,5$ и $I_0 \approx IX$ баллов, что для Шемахинской зоны является ординарным событием.

Отметим два важных обстоятельства.

Во-первых, при минимальных магнитудах землетрясений (6,5–7), в процессе которых могли возникнуть палеосейсмодислокации, эффект потрясения на поверхности в эпицентральной зоне не мог быть менее IX баллов. Лишь непосредственно в узких зонах остаточных деформаций земной коры сейсмический эффект был более IX баллов, поскольку эти деформации таковы, что они не укладываются в рамки IX-балльного потрясения, и в зонах сосредоточения разрывов разрушаются любые сооружения.

Во-вторых, при максимально возможных магнитудах землетрясений ($M = 7-7,5$) вблизи главного поля сейсмогенных трещин интенсивность сотрясения могла достигать X баллов. На участках же распространения остаточных деформаций эффект воздействия на земную поверхность в этом случае, безусловно, достигал, а возможно, и превышал X баллов.

Интенсивность подземных толчков, с которыми связаны сейсмогравитационные структуры Западного Кавказа, однозначно не определяется. Исключение составляет структура Акиба, у которой тыловые стенки отрыва блочных оползней переходят по простиранию в разновозрастные сейсмогенные сбросы или взбросы. Протяженность этих разрывов (сотни метров) меньше эталонной длины разрывов, связанных с

землетрясением с $M = 6,5$. Это свидетельствует о возможном возникновении структуры Акиба при землетрясении с $M \leq 6,5$ ($I_0 = VIII-IX$ баллов).

Нельзя считать окончательно исключенной возможность того, что тыловая зона отрыва структуры Акибы полностью предопределена сейсмотектоническим разрывом. В центральной части он может быть настолько основательно замаскирован нагромождениями скал и обвальных россыпей, что без специальных горных работ выявить его невозможно. В таком случае интенсивность землетрясения Акиба могла быть выше IX баллов.

Структуры Акиба и Гоби находятся в контурах VIII-балльных изосейст соответственно Мегрело-Сванского землетрясения 7.XI 1930 г. ($M = 5,5$, $I_0 = VIII$ баллов) и не менее сильных землетрясений, разрушивших храмы Святого Квирика и царицы Тамары в Сванетии. Поэтому можно предполагать, что для возникновения структур данного генетического типа (Гоби, Акиба, Амткел) минимальная интенсивность сотрясения не может быть ниже VIII баллов.

По объемам (до 100 млн.м³) локальных смещений скальных и полускальных грунтов сейсмогравитационные структуры уникальны для территории, охватывающей более 30000 км² и включающей различные физико-географические зоны: от высочайших вершин Главного Кавказа до его сочленения с Колхидской низменностью. В этом отношении на отмеченной площади с ними могут сравниться лишь структурные оползни и обвалы в устье р. Ларакваквы¹ и гигантские блочные оползни Рача-Лечхумской синклинали (Арешидзе и др., 1970), сейсмогравитационный генезис которых (например, в районе с. Лайлаши) весьма вероятен.

Если по наличию сейсмогравитационных склоновых смещений нельзя точно указать эпицентральною зону землетрясения, то все же они облегчают поиск сейсмотектонических дислокаций, дают представление о радиусе наибольшего потрясения, и, наконец, фиксируют участки, где наиболее вероятно повторение склоновых смещений грунтов при последующих землетрясениях.

Время возникновения сейсмогенных структур Западного Кавказа определялось по наличию у них признаков, перечисленных в шкале возраста сейсмодислокаций (см. табл. 13). Один из пределов возраста структуры Абакуры установлен по мощностям рыхлых отложений, накопившихся в ее главном сдвига-сбросовом рве.

На одном из самых переуглубленных участков главного сдвига-сбросового рва структуры Абакуры нами был пройден шурф, вскрывший максимальную мощность (1,70 м), рыхлых отложений, преимущественно супесей.

Анализ разреза показывает следующее. Снос обломочного материала в ров происходил только с его бортов, поскольку привнос чуждых

¹ Они находятся в 10–12 км восточнее структуры Акибы и приурочены к той же тектонической зоне. Один из этих оползней около 7000 лет назад перегородил р. Ингури, создав плотину высотой до 36 м.

участку пород не установлен, да к тому же он невозможен по геоморфологической ситуации. Ров никогда не превращался в русло временного водотока (супесь не слоиста, длинные оси обломков пород ориентированы поперек рва).

Определение верхнего предела возраста структуры Абакуры производилось следующим образом.

Было установлено, что снос рыхлых продуктов выветривания в воронку с мощностью осадков до 1,70 м происходил с площади около 22500 м² (150 x 150 м). Эта воронка, являясь замкнутым фрагментом главного сейсмогенного рва Абакуры, имеет размер в плане 100 x x 30 м. Таким образом, максимально возможный объем накопившихся в ней рыхлых осадков¹ составил около 5100 м³.

Учитывая, что снос осуществлялся с наклонных бортов сейсмогенного рва, а не с идеально ровной поверхности, которая по площади меньше фактической, мы тем не менее оставляем для расчетов площадь сноса в 22500 м², с которой ежегодно смывался 1 мм рыхлых продуктов (Габриелян, 1971), объем которых составлял 22,5 м³/год. Все эти рыхлые продукты локализовались в воронке и поэтому заполнение ее могло произойти за 230 лет. Эта цифра является верхним пределом возраста структуры Абакуры. Фактически она образовалась, конечно, раньше, так как до начала устойчивой седиментации на данном участке сейсмогенного рва происходило частичное поглощение обломочного материала. О сравнительной молодости структуры Абакуры говорит и сохранность сейсмотектонических дамб в разорванных руслах водотоков (рис. 37).

Структура Бзыбь приурочена к "живому" Ризинскому разлому. На него нанизан и громадный обвал, в результате которого 250 лет назад возникло озеро Рица (Когошвили, 1970). По сохранности сейсмодислокаций возраст структуры Бзыбь определяется в несколько сотен лет, т.е. ее возникновение, как и образование озера Рица, укладывается во временной интервал периода сейсмической активизации XVI—XVII вв. для всего Кавказа в целом (см. табл. 2).

Более древний возраст — сотни—первая тысяча лет — имеет структура Ненскра, поскольку здесь сейсмогенные рвы хотя и сохраняют фрагментарно способность к поглощению осыпей, но сейсмотектонические дамбы в руслах распадков давно сивелированы.

Возраст структуры Квиры определяется в первые тысячи лет. Сбросовые уступы здесь заметно денудированы, сейсмотектоническая дамба-подпруда размыта, и бывшее озеро спущено.

Самыми молодыми, не древнее первых сотен лет, являются гравитационно-сейсмотектонические структуры Лабскалди и Цери, поскольку здесь, помимо сейсмотектонических дамб, перегораживающих русла водотоков, на поднятых крыльях сбросов сохранился разорванный и не-

¹ Осадки, исчезнувшие в раскрывшейся полости сейсмогенного сброса, в расчет не принимаются, поскольку верхний предел возраста сейсмогенных трещин указанным способом можно определять только после полной кольматации их отдельных участков.

размытый почвенно-растительный слой. Как уже отмечалось, не исключено, что эти структуры фиксируют эпицентральные зоны землетрясений XVI в., разрушивших церковь Св.Квирика и крепость Тамары в Верхней Сванетии (табл.2). Если это так, то интенсивность их должна была превышать IX баллов ($M > 6,5$), поскольку разрушенные храмы находятся на расстоянии 10–20 км от вероятных эпицентров.

Структура Амткел возникла в 1891г. (Мачавариани, 1891).

Сейсмический потенциал Большого Кавказа, определенный по палеосейсмогеологическим данным, находится в соответствии с имеющимися макросейсмическими сведениями о сильнейших землетрясениях прошлого (см. табл. 2). Структуры Бзыбь, Абакура, Лабскалди, Цери, Гоби, Квира, Акиба, Шемахинская палеосейсмодислокация и описанные другими исследователями геологические следы землетрясений (Богданович, 1903; Вебер, 1903; Кириллова и др., 1960; Когошвили, 1970) находятся вблизи населенных пунктов, древних храмов, крепостей и других сооружений, неоднократно разрушавшихся сильными землетрясениями. Нельзя считать случайным, что возраст структур Абакуры, Бзыби, Цери и Лабскалди (не более нескольких сотен лет) совпадает с периодом сейсмической активизации, отмеченным серией сильнейших землетрясений Большого Кавказа XIV–XVII вв., до основания разрушавших храмы, монастыри, города и селения (гл. 3). Многие структуры могут иметь более молодой возраст, чем указан нами. Карты изосейст известных сильных землетрясений показывают, что для южного склона Большого Кавказа характерно чрезвычайно интенсивное затухание сейсмических колебаний. Поэтому все землетрясения, связанные с формированием сейсмоструктур, должны были иметь небольшие эпицентральные и плейстосейстовые области. Эти толчки могли лишь слабо ощущаться в густонаселенной Колхиде, где процветали города с высоким уровнем культуры. Мощной преградой на пути сейсмических волн в колхидском направлении вставали гигантские закарстованные массивы, протянувшиеся вдоль всего северного обрамления Рионской впадины. Они поглощали и без того уже ослабленные сейсмические колебания, генерированные в зоне Главного Кавказского надвига и его сателлитов, где сосредоточено большинство сейсмоструктур. Примеры аномального затухания потрясения на закарстованных массивах дают нам землетрясения Сибири и Монголии (Солоненко, 1960).

Структуры особого типа (сейсмогенно-вибрационные) в Анапско-Лазаревской прибрежной зоне генетически связаны с землетрясениями умеренной интенсивности. Возможность образования подобных структур в ходе умеренных землетрясений доказывается возникновением оползней при землетрясениях 4–12 декабря 1970 г. (67 толчков) в районе г. Сочи (Кочетов, 1974). Разница, однако, заключается в том, что описанные выше мощные блочные оползни и трещины расседания во флишевой толще Анапско-Лазаревского побережья заложены, как правило, под углом к падению и простиранию пород.

Оползни же, возникшие в районе Сочи (пос.Лоо, р. Малая Херота) под воздействием землетрясений в декабре 1970 г., сформировались в

рыхлых, обводненных четвертичных породах (оползни-потоки) или представляли незначительные по мощности (6–7 м) пакеты аргиллитов, соскользнувших по плоскостям напластования (Кочетов, 1974).

При современных VII-балльных землетрясениях в Анапско-Лазаревской зоне остаточные сейсмодетформации, подобные Абра-Утришским дислокациям, не возникали. Отсутствуют здесь и сеймотектонические дислокации, свидетельствующие о вскрытии разломов при минимальных в таких случаях по интенсивности землетрясениях с $M \approx 6,5$ ($I_0 \approx IX$ баллов). Тем не менее важно отметить, что за пределами части побережья Черного моря, насыщенной эпицентрами землетрясений с $M \geq 4 \frac{1}{4}$ такие деформации отсутствуют. В летописях сохранились сведения об активизации сейсмической деятельности на побережье Черного моря в 1 в. до н.э. — V в.н.э. Например, в 63 г. до н.э. при сильном землетрясении в Боспорском государстве разваливались горы, земли стали непригодными для земледелия, рушились города и крепости — Пантикапей (Керчь), Георгопия (Анапа), Фанагория (Тамань) и др. Наибольшему разрушению подвергся Пантикапей, где пришлось заново строить не только дома и крепость, но и террасы, сооружать подпорные стены и насыпи (Блаватский, 1957).

Восемь столетий на месте г. Сухуми существовал г. Диоскурия. В I в. н.э. страшное землетрясение разрушило город и он погрузился в море. Судя по ряду фактов, подобные катастрофы здесь повторялись неоднократно.

По мнению Л.Соловьева, две с половиной тысячи лет назад Сухумской бухты еще не существовало. На ее месте находилась общая дельта рек Келасури и Гумисты (Варшавский, 1975). Сейчас под водой на дне Сухумской бухты найдены остатки крепостного сооружения (одна из стен сохранилась на суше). Постройка, вероятнее всего, римской эпохи (Варшавский, 1975). Сооружений более древней (древнегреческой) культуры в прибрежной зоне не найдено. Поэтому логично полагать, что древняя Диоскурия покоится гораздо дальше от берега на дне Сухумского подводного каньона, вероятнее всего, на линии Гумистинский мыс — устье Маджарки (Варшавский, 1975). На месте Диоскурии римляне построили Себастополис, но и он в IV и VI вв. был разрушен. Развалины его почти полностью находятся на дне Сухумской бухты, что, однако, не объясняется медленными ("вековыми") движениями земной коры. Большая часть города погрузилась под уровень моря внезапно, в ходе быстрых сейсмических движений, о чем говорит значительный одинаковый наклон в глубь берега древней кладки и культурных слоев Себастополиса (Шервашидзе, Соловьев, 1960). "Вековые" же опускания побережья в этом районе менее 1 мм/год, а территория г. Сухуми даже воздымается со скоростью 2 мм/год (Либлинберг и др., 1972). Признаки крупных оползневых смещений в этом районе отсутствуют.

Около 417 г. в праздник Цереры на Боспоре землетрясениями был разрушен ряд городов и полей.

Возможно, что структуры на полуострове Абрау и являются частью остаточных деформаций земной поверхности, возникших при отмечен-

ных землетрясениях I в. до н.э. — V в.н.э. Следы разрушения землетрясениями древних сооружений Боспорского государства обнаружены археологами даже на могильных склепах и подземных подходах к ним — дромосах (Башкиров, 1948). Между тем общеизвестно, что подземные сооружения подвергаются гораздо меньшему воздействию при землетрясениях, чем наземные. Поэтому важное значение при оценке интенсивности древних землетрясений приобретает одна особенность в исторических сообщениях того времени: в ряде из них внимание акцентируется не столько на силе толчков, сколько на их длительности. Это как раз и могло способствовать ползучести горных масс.

Приведенные факты дают основание предполагать, что максимальная интенсивность древних землетрясений в Причерноморье превышала VII баллов с возможным вскрытием разломов в шельфовой зоне, о чем могут говорить, например, отсеченные и погруженные под уровень моря приустьевые части речных долин в районе Туапсе (Гончаров и др., 1972). Морфология же структур особого типа свидетельствует о длительности создавших их сейсмических сотрясений, интенсивность которых могла достигать VIII баллов. Отсутствие же такого важнейшего показателя IX-балльных и более сильных землетрясений, как площадная пораженность обвалами и оползнями (до 100 км² на Западном Кавказе) района развития сейсмоструктур особого типа, полная сохранность здесь горных вершин за пределами узкой прибрежной зоны — все это говорит о том, что интенсивность землетрясений в этом районе не достигала IX баллов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА ПО ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯМ ВЗБРОСОВОГО ТИПА

Ведущим генетическим типом разрывов палеосейсмогенных структур Бзыбь, Ненскра и Абакура являются взбросы.

Для Альпийского складчатого пояса невозможно установить региональную корреляционную зависимость между L зон сейсмогенных взбросов, их амплитудами и инструментально определенными магнитудами землетрясений.

Для решения поставленной задачи мы пользуемся общей формулой связи магнитуд землетрясений и длин зон разрывов, в том числе взбросов, наиболее обеспеченной фактическим материалом по двум родственным в геологическом отношении сейсмическим поясам — Альпийскому и Тихоокеанскому (формула M_{11} в табл. 10).

$$M_{11} = 0,8 \lg L + 6,0.$$

Вертикальные амплитуды взбросов в данном случае учитывались по формуле связи этого параметра с магнитудами землетрясений для активизированных платформ

$$M_4 = 0,44 \lg a + 8,0.$$

Иного подхода в настоящее время не существует. Конечно, формула M_4 может использоваться для условий Альпийского пояса только в исключительных случаях, когда соблюдается элементарное подобие геолого-тектонических условий в области очагов землетрясений и среды, включающей видимые сейсмогенные разрывы. Случаи возникновения сейсмогенных взбросов, использованные для выведения формулы M_4 , имели место преимущественно в условиях сжатия и кристаллического (гранито-гнейсового) фундамента активизированных платформ.

Взбросы палеосейсмогенных структур Ненскры и Абакуры возникли также в условиях регионального сжатия, а субстрат, в котором они заложены (гранитоиды, мигматиты, габбро-диориты), практически идентичен кристаллическому фундаменту активизированных платформ.

Взбросы структуры Бзыбь вблизи земной поверхности рвут порфириды, песчаники и глинистые сланцы, мощность которых в центральной части Большого Кавказа резко уменьшается. Поэтому можно предположить, что на глубине корневые и центральные части сейсмогенных разрывов структуры Бзыбь располагаются в гранитоидах и кристаллических сланцах, выходящих вблизи структуры на земную поверхность.

Этим обосновывается возможность применения формулы M_4 в рассматриваемых примерах.

В результате получаем следующие значения магнитуд землетрясений.

Для палеосейсмогенной структуры Бзыбь

$$M_{11} = 6,45, \quad M_4 = 8,1, \quad M_0 = 7,2.$$

Для Ненскры

$$M_{11} = 6,16, \quad M_4 = 8,2, \quad M_0 = 7,1.$$

Для Абакуры

$$M_{11} = 6,2, \quad M_4 = 8,2, \quad M_0 = 7,2.$$

Полученные средние магнитуды палеоземлетрясений позволяют предположить, что интенсивность их в эпицентрах достигала IX—X баллов (табл. 14).

Определение интенсивности землетрясений Большого Кавказа по палеосейсмодислокациям сбросового типа

Такие палеосейсмогенные структуры, как Квира, Лабскалди, Цери, возможно, Акиба и Шемахинская палеосейсмодислокация, имеют ведущий сбросовый генетический тип. Поэтому для определения M палеоземлетрясений, с которыми они связаны, можно было бы использовать формулу $M_6 = 6,3 + 0,53 \lg L$ (табл. 10), как наиболее подходящую в данном случае.

Кроме формулы M_6 , у нас имеются следующие формулы (табл. 10) :

$$M_{1,2} = (6,235 \pm 0,307) + (0,59 \pm 0,198) \lg L \quad \text{или}$$

$$M_{1,2} = 0,6 \lg L + 6,0;$$

$$M_7 = (6,97 \pm 0,15) + (0,53 \pm 0,39) \lg a \quad \text{или}$$

$$M_7 = 0,5 \lg a + 7,0.$$

Эти формулы предпочтительнее, поскольку они получены на материалах о землетрясениях двух родственных в геологическом отношении сейсмических поясов Альпийского (Средиземноморско-Азиатского) и Тихоокеанского. Формула же M_6 основана на ограниченных фактических данных о землетрясениях только Альпийского пояса Тетиса. Кроме того, формула $M_{1,2}$ дает наименьшую ошибку определения M ($\delta = 0,31$).

Для палеосейсмоструктуры Квиры получаем

$$M_7 = 7,2, \quad M_{1,2} = 6,12, \quad M_0 = 6,7.$$

Для Лабскалди

$$M_7 = 7,32, \quad M_{1,2} = 6,1, \quad M_0 = 6,7.$$

Для Цери

$$M_7 = 7,25, \quad M_{1,2} = 6,13, \quad M_0 = 6,7.$$

Для Акибы

$$M_7 = 7,25, \quad M_{1,2} = 6,14; \quad M_0 = 6,7.$$

В соответствии с предложенной шкалой (табл. 14), связывающей размеры сейсмодислокаций, магнитуды и балльность землетрясений, можно предположить, что интенсивность палеоземлетрясений, судя по их средним магнитудам, достигала IX баллов.

ПРЕДЕЛЫ ИНТЕНСИВНОСТИ И ПОВТОРЯЕМОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯМ

Один из главных вопросов при оценке сейсмичности регионов — определение верхнего предела интенсивности возможных землетрясений и расчет повторяемости сильных подземных толчков. Проанализируем с этих позиций палеосейсмогеологические данные. В табл. 15 учтены только сеймотектонические и гравитационно-сеймотектонические структуры с возрастом до 1000 лет, наиболее уверенно фиксирующие эпицентральные зоны землетрясений соответствующей интенсивности. Структура Квира (табл. 11) возникла, вероятнее всего, в 1 тысячелетии новой эры, в период сейсмической активизации (I в. до н.э. — V в. н.э.) в Причерноморье, поэтому она включена в табл. 15. Объединяя выбранные сейсмоструктуры 1000-летним возрастным интер-

Таблица 15

Сильные землетрясения Западного Кавказа по палеосейсмогеологическим данным (~ за 1000 лет)

Изученная площадь, км ²	Количество землетрясений разной интенсивности (в баллах)			
	$IX \leq I_0 < X$ $6,5 < M \leq 7$	X ($M = 7 - 7\ 3/4$)	XI ($M = 3\ 3/4 - 8\ 1/4$)	XII ($M > 8\ 1/4$)
50000	3	3	?	?

валом, мы значительно сглаживаем ошибки в определении их возраста, что чрезвычайно важно при расчете повторяемости землетрясений.

Несмотря на высокий уровень денудации и легкую размываемость мезозойско-кайнозойских пластичных пород на Кавказе, отсутствие следов более сильных, чем IX- и X-балльные, землетрясений означает близость к этим величинам предела сейсмического потенциала региона. Но может возникнуть вопрос: не являются ли отдельные кавказские сейсмоструктуры следами более сильных, чем X-балльные, землетрясений, особенно, если учесть амплитуды разрывов? Косвенный ответ на это дает планетарная сейсмостатистика.

С 1755 по 1970 гг. в Альпийском складчатом поясе Тетиса на площади более 9 млн. км² произошло не менее шести коровых землетрясений с $M = 8, -8,75$ ($I_0 \geq XI$ баллов). За исключением Лиссабонского землетрясения 1755 г., эпицентр которого находился в океане, при всех этих толчках наблюдались мощные сейсмогенные разрывы, хотя обследованными оказались лишь две эпицентральные зоны: землетрясения 26.XII 1939 г. в Турции ($M = 8$) и Ассамского ($M = 8,7$). В последнем случае разрывы не были прослежены полностью (Рихтер, 1963). Установленная протяженность разрывов, возникших при этих землетрясениях, от 20 до 350 км, а вертикальные амплитуды — от 2 до 10 м, при ширине трещины до 4 м (Рихтер, 1963; Nowroozi, 1971).

Сейсмоактивная зона Кавказа (S более 300000 км²)¹ составляет около 1/30 площади пояса Тетиса. Поэтому, если в этом поясе, по данным за неполные 200 лет, повторяемость толчков с $M \geq 8$ составит один раз в 33 года, то для Кавказа за это время увеличится почти до 1000 лет. Нет сомнений в том, что даже при минимальном значении денудационного метра (< 500 лет, Габриелян, 1971; Ахундов, 1975) разрывы с отмеченными параметрами должны были сохраниться в рельефе, чего пока не установлено. При значении же денудационного метра в отдельных районах Кавказа до 2000 лет (Ахундов, 1975) вероятность сохранения таких грандиозных деформаций еще более увеличивается. Можно предполагать, что подобную интенсивность ($M \geq 8, I_0 \geq XI$ баллов) имели два толчка: одно из землетрясений до новой эры и толчок

¹В пределах территории СССР.

20.VI 1840 г., потрясший всю горную систему Кавказа от Черного до Каспийского моря. Их возможные следы сохранились в виде гигантских трещин в долине Св. Якова или Аргури и на склоне Арарата (Абих, 1862; Степанян, 1942). В последнем случае сохранение фрагментов сейсмодислокации более чем 2000-летнего возраста вполне допустимо, так как денудационный метр в пределах Армянского нагорья достигает 20000 лет (Габриелян, 1965).

Поскольку значительных по протяженности (десятки, сотни километров) палеосейсмодислокаций на Большом Кавказе не установлено, то это можно считать одним из доказательств малой вероятности возникновения здесь землетрясений с $M \geq 8$ ($I_0 \geq XI$ баллов).

Для большей части сейсмоактивной территории Кавказа (~ 300000 км²) повторяемость IX-балльных землетрясений по сейсмостатистике составляет не менее одного в 60–70 лет (гл. 3). На Западном Кавказе (~ 50000 км²) по палеосейсмогеологическим данным за 1000 лет произошло три таких землетрясения. Значит, на всей территории Кавказа за тот же срок могло произойти не менее 18 IX-балльных толчков, т.е. одно землетрясение в 50–60 лет. В гл. 4 перечислены землетрясения, при которых возникали сейсмодислокации разных типов. Не все они обследованы и не для каждого землетрясения можно определить балльность по разрушениям сооружений. Но если принять во внимание, что сейсмодислокации могут свидетельствовать о IX-балльных толчках, то мы увидим, что за тысячу с небольшим лет (735–1975 гг.) только по сейсмодетонациям не менее 17 землетрясений Кавказа могут характеризоваться как IX-балльные. Налицо почти полное совпадение повторяемости IX-балльных землетрясений, определенной палеосейсмогеологическим и статистическим методами.

Некоторые исторические землетрясения Кавказа имели интенсивность не менее X баллов (полное уничтожение городов и селений на больших площадях), и если мы воздерживаемся от таких оценок, то только для обеспечения надежности количественных величин (балльность, число сильных толчков), вводимых в расчеты. Возможные возражения по поводу того, что уничтожение многих городов Кавказа было вызвано не столько силой, сколько длительностью землетрясений (как, например, в Анапско-Лазаревской зоне), не могут быть приняты: из 30–32 наиболее сильных толчков ($M \geq 6,5$; $I_0 \geq IX$ баллов) Кавказа лишь для землетрясений I в. до н.э. – V в. н.э. на Западном Кавказе и в 1088, 1613 гг. на остальной его территории можно допустить длительность (до одного года сотрясений – Бюс, 1948; Башкиров, 1948; Картлис Цховреба, 1959; Закарая, 1956). Для остальных же землетрясений доказательством их силы ($I_0 \geq IX$ баллов) служит не только макросейсмика, но и обнаруженные в ряде эпицентральных зон сейсмодислокации. Допустим, что все землетрясения, учтенные в табл. 8, произошли в последние 1500–2000 лет, как и около 30 известных наиболее сильных землетрясений Кавказа. Тогда для изученной площади (50000 км²) по палеосейсмодислокациям будем иметь шесть IX-балльных землетрясений (табл. 8), а для большей части сейсмоактивной территории Кав-

каза (300000 км^2) их должно быть в 6 раз больше, т.е. 36 — цифра, почти полностью совпадающая с количеством (~ 30) исторических землетрясений, происшедших в те же 1500—2000 лет и имевших приблизительно ту же интенсивность. То, что это совпадение отнюдь не случайность, убедительно доказывается почти постоянным соседством палеосейсмодислокаций и эпицентральных зон отмеченных исторических землетрясений, о чем уже говорилось выше. Но вместе с тем мы получаем доказательство применимости и надежности палеосейсмогеологического метода в изучении проявлений сейсмичности Альпийского складчатого пояса Тетиса и его составной части — Кавказа.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Сейсмо тектоника — наука о связях сейсмичности с комплексом тектонических факторов, обуславливающих возникновение землетрясений. Из всего многообразия задач, стоящих перед ней (Губин, 1950, 1960, 1964, 1966^{1,2}, 1971; Петрушевский, 1955, 1957, 1960, 1968; Флоренсов, 1960^{1,2}; Рубинштейн, 1956, 1960, 1964; Крестников, 1952; 1957; Гоби..., 1963; Солоненко и др., 1966, 1968; Горшков, 1960, 1961; Горшков, Шенкарева, 1970; Крестников, Симбирева, 1973; Allen et al., 1965; Nowroozi, 1971), мы рассмотрим три главных, позволяющих оценить сейсмическую опасность регионов: выявление прогнозных критериев сейсмичности по месту и силе ожидаемых подземных толчков, выделение сейсмогенных зон и установление их сейсмического потенциала.

Традиционный путь решения этих задач заключается в сопоставлении морфоструктур и зон разломов, активно развивающихся в современную эпоху и характеризующихся определенным глубинным строением, с эпицентральной полем максимальных землетрясений, в том числе установленным по палеосейсмодислокациям. Новизна нашего подхода — в более точной привязке эпицентральных и плейстоценовых областей сильнейших землетрясений к конкретным морфоструктурам и зонам разломов. Точность фиксации этих областей дает возможность проверить применимость для сейсмического прогноза места и силы подземных толчков таких геологических критериев сейсмичности, как зоны контрастных сочленений блоков земной коры с разной историей развития, амплитуды новейших поднятий и опусканий, скорости и градиенты скоростей вертикальных тектонических движений земной коры, столь широко рекомендуемых до сего времени (Методические..., 1974).

Важнейший вопрос об экстраполяции потенциальной сейсмичности в пределах одной морфоструктуры, зоны разлома или в пределах сходных по истории геологического развития тектонических элементов получил во многих случаях новое освещение в связи с нахождением следов более сильных землетрясений, чем те, которые были известны до сего времени по сейсмостатистике.

Решение поставленных задач для района Большого Кавказа все еще далеко от завершения. Это объясняется исключительной дробностью и малыми размерами сейсмоактивных морфоструктур Кавказа и их дифференциацией по типу сейсмогенных движений. Западнее Казбек-Цхин-

вальского глубинного разлома сильнейшие землетрясения Большого Кавказа связаны преимущественно с "ростом гор", а восточнее — с формированием молодых наложенных впадин. Вместе с тем существуют и другие причины, по которым не достигается достаточная методическая комплексность при решении поставленных выше задач. Богатейшие сведения о сейсмодислокациях Кавказа не используются при оценке сейсмичности региона. Общеизвестные положения (Медведев и др., 1961; Рекомендации..., 1971; Методические..., 1974) о наибольшей потенциальной сейсмоактивности зон глубинных разломов, узлов их пересечения, зон повышенных градиентов скорости неотектонических движений, инверсионных структур и т.д. являются бесспорными во многих случаях истинами, но не исчерпывают разнообразие сейсмогеологических связей. Как показывает опыт наших работ на Кавказе (Хромовских и др., 1972, 1974), эти связи гораздо сложнее, что объясняется прежде всего малыми глубинами очагов и чрезвычайной подвижностью земной коры, когда только что начавшая¹ свое формирование локальная морфоструктура может иметь наивысший сейсмический потенциал. Разве можно считать случайным тот факт, что разрывы (преимущественно сбросы) первых надпойменных террас р. Куры у с. Бебниси и р. Арагви в Нацхорском ущелье, фиксирующие формирование локальных морфоструктур (Мухранской впадины и молодого Игозтского поднятия), приурочены как раз к Горийской и Мцхетской эпицентральной зонам, где известны сильнейшие землетрясения Кавказа (табл.2). Причем в этом случае очевидно тектоническая природа отмеченных разрывов (Когошвили, 1970) и возможность отнесения их к палеосейсмодислокациям. Во Мцхетской зоне отмеченная палеосейсмодислокация может быть генетически связана с землетрясением 1318 г., разрушившим Мцхету. Сохранение при землетрясениях 1283 и 1318 гг. Джварского (Крестового) монастыря² в районе Мцхета объясняется двумя обстоятельствами: он возведен на скальных грунтах и в обоих случаях находился на несколько километров дальше от эпицентров, чем другие монастыри Мцхеты. На примере Мцхетской зоны видно, что здесь по историческим сведениям о сильных землетрясениях, сейсмодислокациям, рвущим одну из самых молодых форм рельефа³ и наличию активно растущей синклинали (с мощностью четвертичных осадков до 270 м — Когошвили, 1970) давно должна быть выделена высокоактивная зона, что подтверждается и сейсмологическими расчетами (Ризниченко, Джибладзе, 1972). Интенсивность максимальных подземных толчков во Мцхетской зоне не может быть ниже $6,5 + 7$ ($I_0 \geq IX$ баллов). Выделение здесь зоны возможных землетрясений с $4 \frac{3}{4} \leq M \leq 5 \frac{1}{2}$ и $I_0 =$

= VII по совокупности сейсмических и геологических данных (Бунз и

¹ В позднеорогенную стадию развития региона.

² Это иногда считают доказательством меньшей, чем IX баллов интенсивности указанных землетрясений и, следовательно, невозможности возникновения сейсмодислокаций.

³ Отмеченные сейсмогенные сбросы, рвущие I террасы рек Куры и Арагви, скорее всего, деформировали и пойму, но, естественно, здесь они не могли долго сохраняться.

др., 1971) надо считать недоразумением, так как очевидно, что те и другие данные учтены не полностью. Аналогичные деформации (с возрастом в 3—5 тыс. лет) в скальных породах установлены Н.Н. Леоновым (1970₂) в эпицентральной зоне землетрясения 9.VI 1968 г. и других районах Кавказа (Агамирзоев и др., 1973).

Можно утверждать, что на Кавказе, с его многообразием локальных сейсмоактивных морфоструктур только точная привязка макросейсмических и инструментальных эпицентров сильных землетрясений (или их плейстосейстовых областей и сейсмодислокаций) к конкретным тектоническим элементам приведет нас на путь обоснованного сейсмического прогноза. Пока перспективными в этом отношении представляются исследования по определению максимально возможных землетрясений (Ризниченко, Джигладзе, 1972). Однако они страдают отсутствием геологического обоснования. В указанной работе, видимо, безупречной по постановке и сейсмологическому решению вопроса об истинной интенсивности максимальных ожидаемых землетрясений Кавказа, имеются серьезные расхождения в проведении контуров K_{\max} с границами существующих неотектонических и современных морфоструктур (Милановский, 1968; Астахов, 1971, 1973). В контуры с одними значениями K_{\max} падают различные морфоструктуры, сейсмический потенциал которых, безусловно, неодинаков. Этого противоречия можно было бы избежать даже в масштабе сравниваемых карт (Милановский, 1968; Ризниченко, Джигладзе, 1972), если бы привязка анализируемых сильнейших землетрясений Кавказа и сравнение их энергетических величин со средней сейсмической активностью выполнялись для конкретных, геологически обоснованных морфоструктур (Солоненко и др., 1971), а не для областей, "...окружающих эпицентры больших землетрясений" (Ризниченко, Джигладзе, 1972, с. 47).

Подводя итог сказанному, констатируем, что сейсмодислокации обеспечивают наиболее точную привязку эпицентральных и плейстосейстовых зон землетрясений к конкретным тектоническим элементам, а значит, и наиболее уверенное выделение сейсмоактивных морфоструктур.

При установлении эпицентральных и плейстосейстовых зон землетрясений необходимо иметь в виду следующее. Большинство разломов на рассматриваемой части территории Кавказа имеет наклонное залегание сместителей. Это значит, что в подавляющем большинстве случаев при сильных землетрясениях эпицентральные и плейстосейстовые зоны могут не совпадать друг с другом. Имеющийся у нас опыт обследования ряда сильных землетрясений позволяет уверенно говорить о том, что при коровых землетрясениях наибольшие сейсмические эффекты наблюдаются в области выхода на земную поверхность сейсмогенного разлома, и как правило, приурочены к его активному крылу. Эпицентральные и плейстосейстовые области землетрясений могут находиться на значительном расстоянии друг от друга, а совпадение эпицентров этих землетрясений с трассами установленных разрывов не всегда свидетельствует об активности последних (Солоненко, 1970₁).

Имеющиеся в нашем распоряжении карты сейсмической активности и K_{\max} могут быть использованы для оценки сейсмического потенциала отдельных морфоструктурных элементов только в совокупности с другими данными. Преимущество комплексного подхода к изучению сейсмичности хорошо демонстрируется результатами наших работ на Кавказе: многие эпицентральные области сильнейших землетрясений, обнаруженные с помощью палеосейсмогеологического метода, легли как раз в разрыв между фрагментами высокосейсмичных областей, выделенных другими исследователями (Ризниченко, Джибладзе, 1972; Ананьин и др., 1969; Бунэ и др., 1971), на что мы обращали внимание ранее (Солоненко, 1973_{1,2}; Солоненко, Хромовских, 1974). Была доказана необходимость слияния этих разрозненных фрагментов в единую высокосейсмичную зону, продольно рассекающую морфоструктуру Большого Кавказа на отрезке оз. Рица — г. Шемаха.

Оценке сейсмического потенциала области альпийской складчатости Большого Кавказа мы предпошлим рассмотрение вопросов о связи сейсмичности с вертикальными движениями земной коры и полями тектонических напряжений. Это делает понятной нашу позицию при выделении сейсмоактивных морфоструктур, не всегда совпадающую с установленными и общепринятыми представлениями о взаимосвязи отмеченных явлений на Кавказе (Ананьин и др., 1969; Бунэ и др., 1971; Медведев и др., 1962; Методические..., 1974).

Вертикальные тектонические движения земной коры в связи с сейсмичностью

Одним из первых, обративших внимание на взаимосвязь вертикальных неотектонических движений и сейсмичности, был Монтессю-де-Баллор, выдвинувший положение: "...там, где рельеф контрастен, ожидай активных разломов и высокой сейсмичности" (Рихтер, 1963, с. 161). Однако высоким сейсмическим потенциалом обладают и районы с неконтрастным рельефом: эпицентральной область Краснодарского землетрясения 1895 г. (Петрушевский, 1955), Северо-Монгольская сейсмогенная зона (Солоненко, 1968) и другие.

Для установления пространственных связей сейсмичности и вертикальных неотектонических движений земной коры использовались схемы скоростей и градиентов скоростей этих движений (Милановский, 1968, рис. 8) с нанесением на них сейсмогенных структур, наиболее точно фиксирующих эпицентральные и плейстосейстовые области сильнейших землетрясений Кавказа. Скорости неотектонических деформаций в районах этих сейсмоструктур легко вычисляются путем деления амплитуд поднятий и опусканий на 10 млн. лет — длительность орогенного этапа развития региона (Милановский, 1968).

Как уже указывалось (гл. 2), рассматриваемая территория вышла из-под уровня моря в олигоцене и на протяжении всего неотектонического этапа развития сохраняла тенденцию к поднятию (Кириллова и др., 1960; Милановский, 1968). Поэтому в основу составленной нами карты градиентов скоростей вертикальных тектонических движений

(рис. 38) легла карта деформации олигоценовой поверхности выравнивания, отметки которой в настоящее время приблизительно совпадают с отметками современных вершинных поверхностей Западного Кавказа (Милановский, 1968; с. 74). Таким образом, время деформирования этой поверхности около 30 млн. лет — цифра, принятая в подобных расчетах и другими исследователями (Гзовский, 1963₁; Горшков, Шенкарева, 1970; Гзовский, Никонов, 1973).

Сейсмотектонические структуры Большого Кавказа приурочены главным образом к Абхазо-Сванетской неотектонической ступени, испытавшей за орогенный этап развития региона поднятие до 3,5—4 км. Средняя скорость вертикальных движений за новейший этап достигла в этом районе 0,35—0,4 мм/год, а средние градиенты скорости за тот же период от $5 \cdot 10^{-9}$ до $2 \cdot 10^{-8}$ км/км-год (Милановский, 1968, рис. 8). В настоящее время скорость поднятия в этом районе достигает 8—14 мм/год и более (Лилиенберг и др., 1972). Формирование современных сводовых морфоструктур, активизирующих отдельные отрезки Главного Кавказского надвига и его сателлитов, — вот тот региональный фон, который обусловил высокую сейсмичность данного района.

В районе развития структур особого типа амплитуда поднятия (за период с верхнего сармата до голоцена (за новейший этап) составила всего 0,5 км. Средние градиенты скорости вертикальных движений не превысили здесь $5 \cdot 10^{-9}$ км/км-год (Милановский, 1968, рис. 8). За это же время часть горного сооружения, существовавшего в прибрежной полосе от г. Сочи до г. Анапы, была опущена под уровень Черного моря (Милановский, 1968). О недавнем погружении полосы побережья со структурами особого типа свидетельствует целый ряд затопленных речных долин и минимальная мощность (первые метры) новейших отложений в шельфовой зоне (Соловьев и др., 1971). Это подтверждает мнение об общем опускании юго-западного крыла Новороссийского синклиория, в том числе совсем недавно по "хрупкому разлому" (Соловьев и др., 1971, с. 66) и разрастании впадины Черного моря за счет горного сооружения Большого Кавказа (Милановский, 1968; Благоволин, Победоносцев, 1973). Характерно, что юго-восточнее полосы развития структур особого типа мощность молодых отложений на шельфе резко возрастает (Соловьев и др., 1971, с. 66). На полуострове Абрау, где процесс тектонического расседания во флишевой толще выражен наиболее ярко, скорость погружения, видимо, значительно возросла уже в историческое время. Обвальнo-оползневые смещения, относимые нами к структурам особого типа, на участке побережья от Геленджика до Лазаревского, имеют плейстоценовый возраст, а на полуострове Абрау формирование их завершилось в начале первого тысячелетия нашей эры (Островский, 1970₁). Предположение об увеличении скорости погружения прибрежной части Абрауского района в историческое время имеет подтверждение и в возникновении здесь редких сильных землетрясений: разрушительного в 63 г. н.э. и Анапского 12. VII 1966 г. ($M = 5 \frac{1}{4} + 5 \frac{1}{2}$; I_0 — VII баллов). Таким образом, вряд ли можно сомневаться в том, что региональной причиной формирования структур обвальнo-оползневого типа и общего

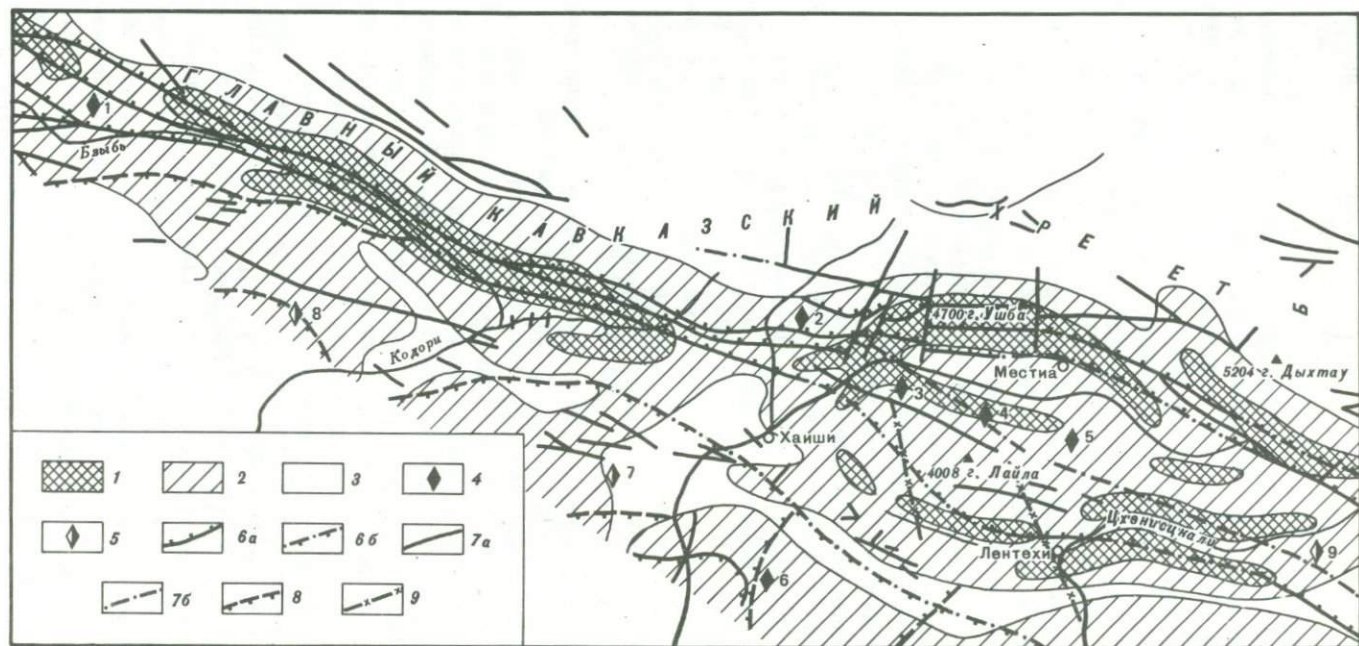


Рис. 38. Положение сейсмогенных структур Западного Кавказа на схеме средних градиентов скоростей вертикальных тектонических движений за 30 млн. лет (олигоцен-антропоген). Составили П. Зеленков, В. Хромовских

1-3 — зоны с различными значениями градиентов (см/см-год): 1 — более $0,83 \cdot 10^{-8}$; 2 — от $0,5 \cdot 10^{-8}$ до $0,83 \cdot 10^{-8}$; 3 — менее $0,5 \cdot 10^{-8}$; 4 — сеймотектонические структуры; 5 — сейсмогравитационные структуры; 6 — надвиги и взбросо-надвиги (а — достоверные, б — предполагаемые); 7 — сбросы и взбросы (а — достоверные, б — предполагаемые); 8 — флексуры; 9 — глубинные разломы по геофизическим данным

процесса тектонического расщепления флишевой толщи в рассматриваемом районе является углубление и разрастание геосинклинального прогиба Черного моря, имеющего скорости современного погружения дна на участке Анапа-Сочи — 0,51–0,69 мм/год (Благоволитин, Победоносцев, 1973). Умеренная сейсмичность является не только следствием этого процесса, но и обуславливает возникновение описанных ранее (Островский, 1970^{1,2}) и изученных нами структур особого типа.

Главная группа Шемахинских сейсмодислокаций приурочена к району, испытывавшему в позднеорогенную стадию развития поднятие до 1 км (северо-восточная часть Шемахинской ступени), в то время как южнее амплитуда вертикальных движений (прогиба) за ту же стадию достигла 4 км, а скорости — соответственно — 0,1 мм/год и 0,4 мм/год (Милановский, 1968). Средние градиенты скорости этих движений гораздо выше в южной части Шемахинской зоны (от $2 \cdot 10^{-8}$ до $5 \cdot 10^{-8}$ км/км-год), чем в районе развития сейсмодислокаций (от $1 \cdot 10^{-8}$ до 2×10^{-8} км/км-год). Правда, ограничивающий Шемахинскую зону с юга Аджичайский надвиг также несет признаки кайнозойского (возможно сейсмогенного) обновления (Милановский, 1968). Но это лишь подтверждает мнение о сложности и неоднозначности связей сейсмичности со скоростями и градиентами скоростей неотектонических движений.

На более крупномасштабной схеме средних градиентов скорости неотектонических движений (рис. 38), составленной нами с применением общеизвестных методик (Гзовский и др., 1959; Рейснер, 1960), видно соответствие максимальных значений градиентов (более $0,83 \cdot 10^{-8}$ см/см-год) величинам (до $1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹), полученным М.В. Гзовским и А.А. Никоновым (1973). Рассматривая эту схему и карту Е.Е. Милановского (1968, рис. 8), можно констатировать следующее.

1. Большинство сейсмогенных структур Большого Кавказа, свидетельствующих о землетрясениях максимальной (для региона) интенсивности, хотя и тяготеет к зонам с повышенными градиентами скоростей неотектонических движений, но находятся вне областей с их максимальными значениями.

2. Шемахинская эпицентральная зона является юго-восточным продолжением Нуха-Закатальской сейсмической зоны, приуроченной к северному борту молодого Алазанского прогиба. Именно с этими зонами связаны наиболее значительные для этого района землетрясения XIX–XX столетий (Кулиев и др., 1968; Милановский, 1968). Однако максимальная амплитуда Алазанского прогиба не более 500 м, поднятия в этих зонах за позднеорогенный этап достигли лишь 0,5–2 км, а средние градиенты скорости вертикальных движений $1 \cdot 10^{-8}$ — $2 \cdot 10^{-8}$ км/км-год. Граничащая с ними на юге весьма значительная по площади Ширакско-Аджиноурская складчатая система характеризуется амплитудами новейших погружений (прогибов) до 4–6 км, а на отдельных участках — до 14 км¹ и максимальными для Кавказа средними значе-

¹Бесспорное доказательство продолжающейся деформации субстрата на уровне очагов землетрясений этой зоны.

ниями градиентов скорости вертикальных движений — $2 \cdot 10^{-8}$ — $5 \cdot 10^{-8}$ км/км-год.

По отношению к Алазанскому и Среднекуринскому прогибам, Ширакско-Аджиноурская система является обращенным антиклинорием, возникшим в результате инверсии вертикальных движений в конце плиоцена-антропогена (Милановский, 1968; Кулиев и др., 1968). В четвертичный период произошло общее дифференцированное поднятие этой инверсионной структуры. Если учесть еще тот факт, что Ширакско-Аджиноурская система располагается на погружении более древних тектонических зон, резко отличающихся по строению, развитию и разделенных целым рядом сближенных глубинных разломов, то вслед за Е.Е. Милановским (1968) можно констатировать, что налицо исключительно подвижный в кайнозое участок земной коры, сейсмичность которого по всем показателям (Медведев и др., 1961; Методические..., 1974) должна быть очень высокой. На самом деле Ширакско-Аджиноурская складчатая система обладает минимальной сейсмичностью, несравненно более низкой, чем Шемахинская и Нуху-Закатальская зоны (Бунэ и др., 1971; Милановский, 1968; Кулиев и др., 1968). По существу в эпицентральной поле Ширакско-Аджиноурская система является "белым пятном", в пределах которого разбросаны лишь отдельные эпицентры землетрясений с $M \leq 4,9$.

Очаги сильных землетрясений Кавказа зарождаются на глубинах, сопоставимых с величинами прогибов, выполненных мезозойско-кайнозойскими пластичными толщами. При деформации последних, несмотря на возможный поверхностный тип складчатости, должно сказываться влияние градиентов, как показателей сейсмичности. Поэтому деление полос градиентов на "бескорневые" и отражающие движения в толще фундамента" (Бунэ и др., 1971, стр. 9, 10; Методические..., 1974) при малых глубинах очагов вряд ли необходимо, ибо в этом случае разрывы, генерирующие землетрясения, формируются как в фундаменте, так и в толще молодых отложений и при $M \geq 6,5$ выходят на поверхность Земли (см. о сейсмогенных разрывах Чхалтинской и Шемахинской эпицентральных зон в гл. 4).

3. На неотектонических и сеймотектонических картах Кавказа, составленных различными исследователями, в том числе для целей обоснования сейсмичности этого региона (Милановский, 1968; Ананьин и др., 1969; Бунэ и др., 1971), видно, что зоны максимальных градиентов скоростей вертикальных тектонических движений и зоны повышенной очаговой сейсмичности совпадают отнюдь не всегда.

Таким образом, даже самый полный набор структурно-неотектонических признаков сейсмичности для конкретных районов альпийской складчатой зоны Большого Кавказа может не свидетельствовать о их истинном сейсмическом потенциале. Поэтому мы выделяем сейсмоактивные морфоструктуры только по приуроченности к ним эпицентральных или плейстостойтовых зон землетрясений максимальной интенсивности, установленные по инструментальным, макросейсмическим и палеосейсмогеологическим данным.

Экстраполяция максимальной сейсмогенности производилась на ограниченных по площади участках в пределах единой морфоструктуры, с фрагментом которой мог быть связан очаг того или иного сильного землетрясения.

ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

В ходе полевой документации палеосейсмодислокаций Большого Кавказа нами была изучена тектоническая трещиноватость районов палеосейсмогенных структур. Анализ трещиноватости позволил установить локальные поля тектонических напряжений, действовавших в процессе формирования трещин, и сравнить их с современными полями, устанавливаемыми по сейсмологическим (Гоцадзе, 1957²; Широкова, 1957; Балакина и др., 1972; Маисурадзе, 1962, 1973) и сейсмогеологическими данным. Кроме того, был рассмотрен вопрос о соотношении палеосейсмодислокаций с выделенными системами тектонических трещин. Результаты этих исследований опубликованы (Семенов, Хромовских, 1973).

Для реконструкции осей напряжений использовался графический способ М.В. Гзовского (1954). В своих построениях мы не выносили на сетку элементы залегания каждой отдельной трещины, а брали данные о координатах максимумов сопряженных систем трещин с уже построенных структурных диаграмм.

Основной сброс палеосейсмоструктуры Цери четко наследует субмеридиональную систему трещин, падающую под крутыми (82°) углами на юго-восток. Графические построения, выполненные с целью реконструкции поля напряжения, позволяют определить направление главного сжимающего напряжения, ось которого под углом 25° к горизонту наклонена на северо-восток (20°). Растягивающее напряжение действует в субмеридиональном направлении под крутым (65°) углом (ось наклонена на юг). Ось промежуточных напряжений горизонтальна и простирается на северо-запад (рис. 39, см. вкладку).

В сходной геологической обстановке и непосредственной близости от палеосейсмоструктуры Цери сформирована структура Лабскалди. Из анализа поля напряжений установлено, что ось максимального сжатия под углом 22° наклонена на северо-восток (10°), в то время как растягивающее напряжение действует под более крутым углом (55°) и падает на юго-запад по азимуту 240° . Ось промежуточных напряжений, как и в первом случае, субгоризонтальна.

Ориентировка главного взброса палеосейсмоструктуры Абакуры на разных отрезках близка к простираению некоторых из установленных здесь систем трещин, хотя четкой приуроченности к какой-либо одной системе не наблюдается.

Сейсмогенные рвы палеосейсмоструктуры Ненскры довольно четко наследуют систему трещин, падающую под углами $60-65^\circ$ на север-северо-восток.

Ориентировка осей растяжения для обеих палеосейсмоструктур характеризуется малыми углами наклона. Для района структуры Абакуры угол падения ее равен 20° по азимуту 35° , а для Ненскры она субгоризонтальна и ориентирована в юго-западном направлении. Более круто в этих двух районах располагаются оси сжатия. Для района Ненскры она наклонена на северо-запад (335°) под углом (25°), а для Абакуры — на юго-восток (130°) под углом 42° . Еще более крутыми углами падения характеризуются оси промежуточных напряжений. Для Абакуры он равен 46° с падением на северо-запад, а для Ненскры — 60° с падением на юго-восток (рис. 39).

Разрывы палеосейсмоструктуры Квиры наследуют простираение второстепенных систем трещин. Для района структуры характерна субгоризонтальная ориентировка как сжимающих, так и растягивающих напряжений, в то время как ось промежуточных напряжений — субвертикальна (рис. 39).

Тыловые стенки отрыва палеосейсмоструктуры Акибы использовали крутые трещины северо-западного простираения. Поле напряжений характеризуется крутым падением (60°) оси σ_3 на запад и пологим наклоном (18°) оси промежуточного напряжения на северо-восток. Ось растягивающих напряжений под углом 20° наклонена на юго-восток (см. рис. 39).

Таким образом, намечаются некоторые различия древних полей напряжений в районах рассмотренных палеосейсмогенных структур. Замечены трещиноватости производились в породах различного возраста и, соответственно, возраст трещин неодинаков. Следовательно, поле напряжений, при котором возникли разновозрастные трещины, могло быть различным. Даже в течение одного тектонического цикла внутри одной и той же структурно-тектонической зоны могли, по-видимому, существовать локальные районы с преобладанием тех или иных напряжений в земной коре, на что уже обращалось внимание (Милановский, 1968, с. 373), и что наглядно демонстрируется современным полем тектонических напряжений Западного Кавказа (рис. 39).

По данным Е. И. Широковой №1957, 1972), для большинства исследованных ею землетрясений Кавказа оси сжимающих напряжений субгоризонтальны и ориентированы поперек поверхностных структур. В ориентировке напряжений растяжения преобладают вертикально направленные оси, а для осей промежуточного напряжения характерна субгоризонтальная ориентация.

По более детальным определениям О. М. Маисурадзе (1962, 1973) в рассматриваемом районе оси напряжений сжатия и растяжения ориентированы самым различным образом. Хотя в целом ортогональное субгоризонтальное расположение осей сжатия по отношению к поверхностной геологической структуре сохраняется, имеются крупные участки, где поперек структур ориентированы оси растяжения. Наклоны осей сжатия и растяжения колеблются в широких пределах от 0° до 90° (рис. 39).

Рассмотренный выше механизм формирования и генетические типы палеосейсмогенных структур хорошо согласуются с ориентацией осей напряжения сжатия и растяжения в ближайших к палеосейсмоструктурам очагах землетрясений (см. рис. 39). Например, ориентировка осей сжатия и растяжения в очагах современных землетрясений в районе палеосейсмоструктуры Абакуры полностью соответствует левобокковому взбросо-сдвиговому смещению по ее главному разрыву.

Таким образом, не существует никакого противоречия между полем современных тектонических напряжений по сейсмологическим материалам, механизмом образования и генетическими типами палеосейсмоструктур. Более того, как показали определения О.М. Маисурадзе (1962, 1973), такое поле напряжения с различно ориентированными осями сжатия и растяжения по отношению к поверхностной геологической структуре наблюдается на всей территории Большого Кавказа. Поэтому здесь возможны сейсмогенные разрывы практически любых генетических типов. Это подтверждается всей новейшей историей геологического развития Кавказа. Крупные региональные и локальные сбросы, взбросы и надвиги соседствуют друг с другом и длительно развиваются на протяжении целых геологических эпох (гл. 4).

Нельзя не отметить почти полного соответствия в простирации осей напряжения сжатия и растяжения, восстановленных по тектонической трещиноватости и подвижкам в очагах землетрясений зоны Главного Кавказского надвига.

Вывод из этого однозначен — поле тектонических напряжений на этом участке стабильно уже на протяжении многих миллионов лет и вряд ли изменится в ближайшем будущем.

Правомерность сопоставления ориентировки палеосейсмоструктур с разрывами, возникающими в очагах землетрясений, оправдана прежде всего неглубоким (5–10 км) залеганием фокальных зон на рассматриваемой территории (Цхакая, 1963, 1965; Бунэ и др., 1971; Мурусидзе, 1976). Подобное сопоставление хорошо согласовывалось со всем комплексом изученных сейсмотектонических явлений в эпицентральной зоне Гоби-Алтайского XII-балльного землетрясения 1957 г., имевшего очаг на гораздо большей глубине — до 25 км (Гоби..., 1963) и сейчас является общепринятой (Балакина и др., 1972). На Западном Кавказе взбросо-надвиговая природа Гагринского краевого разлома подтверждена скважиной на глубине 3 км ниже уровня моря (Милановский, 1968, с. 346), т.е. на уровне верхних частей очаговых зон местных землетрясений. Но именно взбросо-надвиговый тип движения в очагах характерен для этого района (Широкова, 1972; Маисурадзе, 1962, 1973). Аналогичное приповерхностному наклонное положение некоторых глубинных разломов Кавказа в пределах всей земной коры и даже верхов мантии установлено ГСЗ (Милановский, 1968, с. 370). Поэтому принципиальная возможность сопоставления палеосейсмогеологических и сейсмологических данных о сейсмогенных разрывах в верхней части земной коры кажется очевидной. С целью определения положения одной из составляющей поля напряжения — оси растяжения — были проанализированы палеосейсмогеологические данные.

Ориентировка осей наибольшего растяжения по параметрам палеосейсмогенных структур выполнена графическим способом, в результате которого установлено, что оси главных растягивающих напряжений для большинства палеосейсмоструктур имеют субгоризонтальное залегание. Углы их наклона к горизонту не превышают 30° . В ориентировке осей растяжения преобладают субширотные (структуры Цери, Лабскалди, Квира) и субмеридиональные (структуры Абакура, Ненскра) направления, что не противоречит положению осей растягивающих напряжений в очагах отдельных землетрясений в районе Главного надвига и Ткварчельской флексуры (рис. 39).

Положения осей растяжения по палеосейсмодислокациям и разрывам в очагах не являются принципиально противоречивыми. Некоторая разница заключается лишь в наклонах этих осей: по сейсмологическим данным они преимущественно субвертикальны (Маисурадзе, 1962, 1973), а по палеосейсмогеологическим — субгоризонтальным (рис. 39).

Таким образом, данные по тектонической трещиноватости, палеосейсмогеологические и сейсмологические материалы, характеризующие разные отрезки времени, говорят о длительном сохранении, на протяжении многих миллионов лет, пространственной ориентировки в земной коре осей сжимающих и растягивающих напряжений, обуславливающих возникновение генетически разнотипных разрывов.

На первый взгляд, сбросовый тип отдельных палеосейсмоструктур (Лабскалди, Цери) противоречит общему региональному полю тектонических напряжений сжатия и преобладающему взбросо-надвиговому механизму подвижек в очагах землетрясений Большого Кавказа. Для западной части Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса, включающего Кавказ, сбросовые подвижки в очагах землетрясений проявляются в той же степени, что и взбросовые и сдвиговые (Балакина и др., 1972). На карте ориентации напряжений растяжения непосредственно Кавказа (Балакина и др., 1972, стр. 143, рис. 78) из 11 землетрясений четыре имеют горизонтально ориентированные оси растяжения, расположенные вкрест или под углом к простиранию поверхностных структур. Это благоприятствует образованию сбросов и раздвигов, протяженностью в десятки километров, что отражено на картах новейшей тектоники Кавказа Е.Е. Милановского (1968) и подтверждено изучением палеосейсмогенных структур.

Сейсмичность и некоторые геофизические характеристики региона

Точность фиксации сейсмодислокациями и палеосейсмодислокациями эпицентральных и плейстоценовых зон землетрясений делает целесообразным их сопоставление с геофизическими характеристиками регионов с целью выявления прогнозных критериев сейсмичности. Решению данного вопроса на основе геофизических показателей посвящены многие работы (Артемов и др., 1972; Борисов, Шенкарева, 1972; Методические..., 1974 и др.). Результаты этих исследований показывают, что даже корреляция практически всех геофизических данных о глубинном

строении региона с сейсмичностью не приводит к выделению ее достаточно надежных критериев (Борисов, Шенкарева, 1972; Методические..., 1974, с.75).

У различных авторов (Балавадзе, 1957, 1975; Балавадзе, Шенгелая, 1961; Сорский, 1962; Авдулов, 1963; Брюсов, 1964; Резанов, Шевченко, 1970; Резанов, 1971) имеются большие расхождения в оценке глубинного строения Кавказа, как по мощности земной коры в целом, так и по мощностям гранитного и базальтового слоев.

Наиболее вероятная глубина залегания поверхности Мохоровичича 42–46 км (достигая, возможно, 55 км – Балавадзе, 1975) для района сеймотектонических и сейсмогравитационных структур и 34–36 км – для района структур особого типа (Авдулов, 1963) при мощности гранитного слоя в 20–27 км (Балавадзе, 1975) и 10–15 км для первого и второго районов соответственно (Брюсов, 1964; Сорский, 1962)¹.

Район сеймотектонических структур Большого Кавказа, за исключением Шемахинской, не характеризуется повышенными значениями изостатических аномалий (Методические..., 1974), в чем можно усматривать однозначность данного критерия максимальной сейсмичности. Но не исключено, что это частный случай. В целом же наблюдается хорошее совпадение областей максимальной потенциальной сейсмичности, выделенных по значениям изостатических аномалий на территории Большого Кавказа (Методические..., 1974, рис. 19), преимущественно в районах новейших поднятий, характеризующихся повышенными значениями мощностей земной коры и наличием высокосейсмичных наложенных впадин. Это подтверждается и палеосейсмогеологическими данными.

Геологические критерии выделения сейсмогенных зон

Несмотря на многообразие подходов к решению этой важнейшей проблемы сеймотектоники, до настоящего времени не существует достаточно четких критериев выделения сейсмогенных зон и определения их сейсмического потенциала. Приведенная в новых "Методических рекомендациях..." (1974) библиография по данной проблеме делает излишним перечисление работ, посвященных выявлению геологических критериев сейсмичности. Только комплексность геолого-геофизических исследований может обеспечить наиболее надежную оценку сейсмичности регионов. Какие бы методы не применялись для дифференциации территорий по степени сейсмической опасности в пространственно-временном аспекте, все они в конечном итоге направлены на решение следующих задач:

1. Выделение сейсмогенных (очаговых) зон;

¹ По данным Б.К. Балавадзе и Г.Ш. Шенгелая (1961), мощность земной коры в районе структур особого типа 44–46 км. Однако относительно она все равно остается меньше значений мощностей коры для района сеймотектонических и сейсмогравитационных структур, где, по данным тех же исследователей, эти значения колеблются в пределах 48–60 км.

2. Установление размеров площадей транзитного сотрясения различной балльности для определенных типов грунтов;

3. Определение повторяемости деятельности очагов землетрясений с различными магнитудами и максимальных сотрясений различной балльности за определенные промежутки времени.

При решении первой задачи необходимо доказать:

а) действительную максимальность известного землетрясения, очаг которого мог быть связан с конкретной новейшей структурой (зоной разлома);

б) возможность генерации аналогичного по интенсивности (магнитуде) землетрясения теми частями конкретной структуры или зоны разлома, на которые экстраполируется установленная для смежной ее части потенциальная сейсмогенность. Такое доказательство тем более необходимо, если максимальная сейсмичность экстраполируется на идентичные новейшие структуры, значительно удаленные от эталонной.

До сего времени считалось, что основные сейсмоактивные зоны Кавказа связаны главным образом с глубинными разломами и особенно с узлами их пересечения (Ананьин и др., 1969; Бунз и др., 1971; Методические..., 1974). Большой фактический материал свидетельствует о том, что не менее сейсмически опасными могут быть разновозрастные разломы неглубокого заложения, даже не испытывавшие кайнозойского обновления. Все дело в том, какое положение занимают эти разрывы в той или иной развивающейся морфоструктуре. Ярким примером служит выделяемая Н.Е. Астаховым (1971) морфоструктура Сванетского антиклинорного хребта, именуемая Е.Е. Милановским (1968) Верхнесванетским поднятием. Есть все основания считать, что именно интенсивный рост этой морфоструктуры в позднеорогенную и современную стадии (Лилиенберг и др., 1972) обусловил сейсмогенное вскрытие как глубинных разломов типа Лахамула-Гомского, выделяемого Ш.Х. Гегучадзе и Л.С. Гвинерия, так и более мелких разрывов, включая их слепые сателлиты (Сомин, 1971). Яркие следы этого вскрытия запечатлены в сейсмогенных остаточных деформациях земной коры.

Громадное количество фактов свидетельствует о формировании морфоструктур (особенно антиподальных) в ходе движений (в том числе сейсмогенных), по их разломным ограничениям (Фитингоф, 1865; Гоби..., 1963; Солоненко и др., 1966).

Вместе с тем имеются доказательства обратной связи, когда рост положительных и прогибание отрицательных морфоструктур вызывает оживление насыщающих и ограничивающих их древних и молодых разломов¹. В периферических частях целые пучки древних разломов выводятся из пассивного состояния, генерируя сильнейшие землетрясения с $M \sim 7^{3/4}$, $I_0 = X$ баллов (Китайская зона разломов, Солоненко, Хромовских и др., 1975). То же происходит и в приапикальных частях высокоподнятых хребтов, подвергнутых сейсмогенному блоковому распа-

¹Для Прибайкалья и Забайкалья эта закономерность была установлена Н.А. Флоренсовым (1954, 1960).

ду (Приморский, Хамар-Дабан, Святой Нос в Прибайкалье; Бзыбский, Бакылд и др. на Кавказе). Здесь разломы, ограничивающие гравитационно-сейсмотектонические клинья и грабены-провалы, возникают под действием сводового растяжения в первично целостном субстрате или по старым разрывам. Зоны глубинных разломов также активизируются в ходе новейших поднятий или прогибаний участков земной коры. Например, высокая сейсмичность Главного Кавказского надвига обусловлена современным интенсивным ростом морфоструктуры Большого Кавказа.

Отрицательные морфоструктуры, подчас слабо выраженные в рельефе, в ходе прогибания также активизируют разломы, "накатываясь" — (на Кавказе — Милановский, 1968) или дробя (в Прибайкалье) периферические части горных поднятий (Флоренсов, 1954, 1960; Солоненко и др., 1966). Этот процесс высокосейсмичен.

В связи с установленным многообразием соотношений сейсмичности со всеми ее геолого-геофизическими показателями мы уже обращали внимание на следующие особенности (Солоненко и др., 1968; Хромовских и др., 1971; Солоненко, Хромовских и др., 1971).

1. Сейсмоактивные разломы, даже если каждый из них на всем протяжении характеризуется единой историей геологического и неотектонического развития, на разных отрезках нередко обладают различным сейсмическим потенциалом (Главный Саянский и Обручевский разломы, Главный Кавказский надвиг и др.). Ранее такая закономерность была установлена для Средней Азии (Гзовский, Крестников и др., 1958, 1960).

2. Глубинные разломы, активизированные в кайнозое, несмотря на близкое (до пересечения) расположение, могут иметь различную степень потенциальной сейсмичности, что нередко обуславливается различием их структурно-неотектонического положения и истории новейшего развития. В узлах пересечения таких разломов не обязательно "удваивается" или "утраивается" возможность возникновения сильного землетрясения (Бунэ и др., 1971; Методические..., 1974).

3. Высокая потенциальная сейсмичность отдельных отрезков глубинных разломов и морфоструктур не везде связана с контрастностью неотектонических движений.

4. Древние разломы могут быть потенциально высокосейсмичными, поскольку они обновляются в ходе современных поднятий и опусканий, сопровождающихся изгибовыми деформациями земной коры. Именно такое коробление литосферы выводит древние разломы из пассивного состояния и обуславливает смещение их крыльев. При этом необязательная приуроченность активизированных разломов к шовным зонам антиподальных морфоструктур.

В итоге акцентируем внимание на тех критериях сейсмичности, которые учитывались нами.

1. История докайнозойского развития рассмотренной территории дала информацию о двух важных условиях, влияющих на современную сейсмичность:

а) докайнозойской подвижности земной коры и степени консолидации геологического субстрата на уровне очаговых зон землетрясений;

б) генетических типах докайнозойских разломов, развитых в пределах современных активных морфоструктур.

2. Повышенная, а в некоторых случаях и максимальная для регионов потенциальная сейсмичность долгоживущих разрывов с длительной историей вертикальных смещений по ним подтверждается нашими наблюдениями. Аналогичная потенциальная сейсмичность может быть присуща максимально поднятым или опущенным за неотектонический этап участкам земной коры, обладавшим повышенными скоростями вертикальных перемещений вплоть до современности. Градиенты скоростей неотектонических движений в этом случае могут быть минимальными.

3. Одним из наиболее важных признаков для включения фрагмента какой-либо морфоструктуры или разлома в конкретную сейсмогенную зону являлся охват этого структурного элемента изосейстой максимальной балльности известного землетрясения или наличие в его пределах палеосейсмодислокаций.

4. При использовании K_{\max} считалось, что максимально возможные землетрясения в пределах площадей, охваченных изолиниями с различными значениями K_{\max} , возможны не в любой точке, а только в пределах морфоструктур, входящих в эту площадь и имеющих достаточно веские геологические признаки сейсмогенности. На Кавказе круговые или эллиптические изолинии K_{\max} охватывают большие площади (Ризниченко, Джигладзе, 1972). Например, на Западном Кавказе изолиния $K_{\max} = 16$ в виде круга диаметром около 125 км охватывает территорию, включающую побережье Черного моря, южный и северный склоны Большого Кавказа. В этом круге ни у одной морфоструктуры или разлома, кроме Главного надвига и его сателлитов, нет абсолютно никаких признаков возникновения в их пределах землетрясений с $K \geq 16$. Поэтому остальным неотектоническим элементам, входящим в указанный круг $K=16$, но не имеющим соответствующего подтверждения такой потенциальной сейсмичности по сейсмостатистике и палеосейсмодислокациям, приписывается более низкий сейсмический потенциал, чем это следует из расчетов K_{\max} .

5. Потенциальная сейсмичность конкретной сейсмогенной зоны определялась по наиболее сильному из известных в ее пределах землетрясений и по палеосейсмодислокациям. Возраст палеосейсмодислокаций и интенсивность (магнитуды) землетрясений, сопровождавших их образование, определялись по приведенным шкалам (гл. 6).

6. Линейно-вытянутые вдоль разломов площади с массовым развитием скальных обвалов и оползней являлись наиболее характерным для Западного Кавказа признаком возможного сейсмогенного обновления этих разломов, особенно если гирлянды обвалов располагались между участками с сейсмотектоническими дислокациями.

Сейсмогенные зоны

Изучению сейсмичности и сейсмотектоники Кавказа посвящено большое количество работ. Достоинством обобщающих работ последних лет (Ананьин и др., 1969; Бунэ и др., 1971), на наш взгляд, следует счи-

тать выделение очаговых зон сильных землетрясений, продольно пересекающих Большой Кавказ и идущих на сближение в районе верховий рек Ингури и Риони. Та же закономерность была подмечена Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джигладзе (1972) при расчете максимально возможных землетрясений Кавказа. Однако только после проведения палеосейсмогеологических исследований оказалось возможным связать воедино указанные высокосейсмичные зоны, одновременно существенно уточнив их сейсмический потенциал (Солоненко, 1973₁; Солоненко, Хромовских, 1974).

Этот факт еще раз доказывает необходимость комплексного подхода к решению задач, поставленных в настоящей главе. Одновременно он демонстрирует возможности палеосейсмогеологического метода: в зоне, где по всем геологическим показателям сейсмичности не было оснований ожидать возникновения сильных землетрясений, а по сейсмологическим расчетам были возможны лишь толчки с M не более $5\frac{1}{2}$, нами обнаружено пять эпицентральных зон землетрясений, интенсивность которых достигала IX баллов и более ($6,5 \leq M \leq 7,5$).

В соответствии с изложенными принципами на территории Западного Кавказа выделен ряд сейсмогенных зон с различным уровнем потенциальной сейсмичности¹.

Зона с потенциальной сейсмичностью IX–X баллов ($IX < I_0 \leq X$; $6,5 < M \leq 7,5$)

В эту зону включается юго-восточная часть Главного Кавказского надвига с его многочисленными сателлитами на отрезке от озера Рица до верховьев Риони. Все разрывы на схеме сеймотектоники взяты с новейших геологических карт. Так как подавляющее число разрывных нарушений относится к крутым надвигам и взбросам, то эпицентры мелкофокусных землетрясений², генетически связанных с этими разрывами, должны отстоять до 3–5 км от трасс разломов, выходящих на поверхность. Поэтому, например, северная граница высокосейсмичной зоны Главного Кавказского надвига проводится несколько севернее его основной трассы (1 на рис. 40, см. вкладку) и трассы параллельных ему разрывов. Выделяемая высокосейсмичная зона имеет морфоструктурное обоснование и является фрагментом наиболее высокоподнятой Срединной области Центрального Кавказа. На северо-западе высокосейсмичная зона замыкается в районе озера Рица и инверсионной впадины Псху, где нами обнаружена крайняя на северо-западе рассматриваемой территории эпицентральная область землетрясения с $I_0 = X$ баллов ($M = 7-7,5$), фиксируемая сейсмодислокациями структуры Бзыбь. Эта область демонстрирует недавнее сейсмогенное вскрытие "живого" Рицинского

¹ Геологической основой для их выделения послужили геолого-геофизические материалы, опубликованные в многочисленных статьях, монографиях и других источниках информации, полный список которых привести не представляется возможным.

² С глубинами очагов 5–10 км.

сброса (Когошвили, 1970), входящего в зону существующих здесь крупных разломов — Лакорози-Отау и Дзышра. Два последних сформировались в аттическую фазу складчатости на границе миоцена и плиоцена и имеют значительные (до 2–3 км) амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений. Они пересекаются в районе молодой развивающейся впадины Псху. Структура Бзыбь демонстрирует повышенный сейсмический потенциал районов подобных узлов пересечений крупных разрывов. Надвиг Лакорози-Отау на северо-западе нанизывает крупный Ричинский обвал, сейсмогравитационное происхождение которого не исключается. В районе озера Рица проходит граница области возникновения очагов землетрясений с $K = 16$ ($I_0 = IX$ баллов), выделенной Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джигладзе (1972). Здесь кончается Срединная зона Центрального Кавказа, испытывавшая за новейший этап поднятия до 3 км. Северо-западнее ее расположена Лазаревская ступень с амплитудами воздымания за тот же период, не превышающими 1250–1450 м. Отмеченные положительные морфоструктуры разделены Пшехско-Адлерской поперечной зоной разломов глубинного заложения, имеющих признаки недавнего обновления.

Нам представляется, что по перечисленным морфоструктурным, сейсмологическим (структура Бзыбь) и сейсмологическим (K_{\max}) признакам северо-западная граница выделяемой нами высокосейсмичной зоны отбивается достаточно четко. Эта граница обусловлена прежде всего резкой сменой в амплитудах поднятий положительных морфоструктур, определяющих наивысший сейсмический потенциал части Кавказа. Пока не найдены коэффициенты, позволяющие количественно связать сейсмичность, амплитуды и скорости поднятий, но бесспорным остается факт снижения уровня современной и потенциальной сейсмичности рассматриваемой территории в северо-западном направлении по мере снижения относительных высот и амплитуд поднятий различных участков земной коры за орогенный этап развития Большого Кавказа. Этот общий вывод подтверждается эпицентрами, макросейсмикой, изолиниями K_{\max} и положением сейсмогенных структур, подавляющее большинство которых расположено в высокогорной части рассматриваемой территории.

Северо-западнее озера Рица не зафиксировано ни одного землетрясения с $I_0 \geq IX$ баллов¹, не найдено здесь и сеймотектонических дислокаций. Такое снижение очаговой сейсмичности, возможно, обусловлено утонением земной коры в северо-западном направлении, главным образом за счет уменьшения толщины гранитного слоя, что, несмотря на большие расхождения в количественных оценках, устанавливается большинством исследователей (Балавадзе, Шенгелая, 1961; Сорский, 1962; Авдулов, 1963; Брюсов, 1964; Резанов, 1971; Балавадзе, 1975; Винник, Леонартович, 1976).

¹ Исключение может составить лишь сильное землетрясение 63 г. до н.э., эпицентр которого мог быть расположен за пределами рассматриваемой территории и приурочен к Керченско-Таманской области поперечного погружения.

Юго-восточнее озера Рица высокосейсмичная зона, протягиваясь вдоль Главного Кавказского надвига, включает эпицентральной область Чхалтинского землетрясения. Плейстосейстовая область этого землетрясения, которая в данном случае лишь частично могла совпадать с эпицентральной, несомненно расположена в районе выхода на поверхность сместителя Главного надвига и параллельных ему разрывов — Чхалтинско-Авадхарского и Хецквара, ограничивающих описываемую высокосейсмичную зону с юго-запада (рис. 40). Это фиксируется как расположением населенных пунктов, испытавших наибольшее потрясение (IX баллов), так и максимальными сейсмогравитационными эффектами. Юго-восточнее бассейна р. Чхалты высокосейсмичная зона включает эпицентральной области сильнейших землетрясений (до X баллов, M порядка 7–7,5). Следы этих землетрясений, происшедших в первые сотни-первую тысячу лет, сохранились в виде остаточных деформаций земной коры (сейсмогенные структуры Ненскра, Абакура, Лабскалди и Цери). Эпицентральной области землетрясений, имевших I_0 до IX баллов (M до 6,5) и разрушивших церковь Святого Квирика и крепость Тамары (XVI в.), могли также быть приурочены к зоне Главного Кавказского надвига, что подтверждается кругами точности определения эпицентров этих землетрясений (рис. 40), рассчитанных по максимальным размерам IX-балльных изосейст современных землетрясений Кавказа. Данный район характеризуется аномально интенсивным затуханием сейсмических волн. Максимальный радиус IX-балльного потрясения, при котором только и могли разрушиться отмеченные сооружения, 4–5 км (гл. 6), а расстояние же между ними превышает 10 км. Эпицентр землетрясения не мог находиться в центре между сооружениями, так как здесь отсутствуют признаки сейсмогенного обновления разломов. Круги точности определения эпицентров этих землетрясений на юге близко подходят к зоне Лахамула-Гомского глубинного разлома, выделяемого Ш.Х. Гегучадзе и Л.С. Гвинерия. Поэтому не исключено, что их очаги были связаны с этим глубинным разломом, ограничивающим здесь выделяемую нами высокосейсмичную зону. Часть ее, расположенная в междуречье рек Гумисты и Ингури, входит в область, характеризующуюся высокой сейсмической активностью ($A_{10} = 0,3-1$). Контур $K_{\max} = 16$, выделяемый по данным Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джибладзе (1972), также включает этот отрезок высокосейсмичной зоны (рис. 71). Именно в зоне Главного надвига наиболее вероятны очаги землетрясений с K_{\max} , рассчитанным указанными исследователями.

Таким образом, максимальный уровень потенциальной сейсмичности зоны Главного Кавказского надвига и сопровождающих его разрывов определяется, с одной стороны, интенсивностью Чхалтинского землетрясения ($I_0 = IX$ баллов, $M = 6,5$) и землетрясений XVI в. в Верхней Сванетии ($I_0 \geq IX$ баллов), а с другой — размерами и генетическими особенностями палеосейсмодислокаций, приуроченных к разломам, насыщающим эту зону. Эпицентральной области землетрясений и палеоземлетрясений с $I_0 = IX-X$ баллам, $M = 6,5-7,5$ относительно равномерно распределены в полях Главного Кавказского надвига и его са-

теллитах в промежутке между озером Рица и верховьями р. Ингури (рис. 40). На протяжении всего этого отрезка зона Главного Кавказского надвига характеризуется единой историей неотектонического развития и у нас нет оснований расчленять ее на участки с разным уровнем потенциальной сейсмичности. Поэтому максимальную интенсивность землетрясений, возможных в пределах Главного Кавказского надвига и некоторых из сопровождающих его разрывов (рис. 40) следует принять в IX—X баллов ($M = 6,5-7,5$).

Зоны с потенциальной сейсмичностью VIII баллов и более ($M = 5, 5-6, 5$)

В морфоструктурном отношении эти зоны разнородны. Одна из них охватывает область сочленения Абхазо-Сванетской ступени с Рионской впадиной. Центральное положение в ней занимает Ткварчельская флексура, объединяющая ряд структурных элементов. Она является пограничной морфоструктурой¹ между интенсивно погружающейся Рионской впадиной, где мощность кайнозойских осадков достигает 5000 м, воздымающейся Абхазо-Сванетской ступенью, испытавшей за новейший этап поднятие на 1—2 км (Милановский, 1968). Эти факты говорят о напряженности земной коры в данной области контрастного сочленения, что подчеркивается, в частности, высокими значениями градиентов неотектонических движений. Трасса Ткварчельской флексуры, по данным Е.Е. Милановского (1968), имеет очертания ломаной линии, часто изгибающейся и меняющей свое простирание. Это подтверждается новейшими геологическими данными Ш.Х. Гегучадзе и Л.С. Гвинерия. Флексура имеет связь с глубинными разломами, непосредственно выходящими на земную поверхность и рвущими в районе г. Ткварчели (с. Гвада-Ахуца) третичные отложения. Характерно, что именно к этому району приурочена эпицентральная зона VII-балльного Ачигварского землетрясения 5.VII 1958 г. и мощная полоса сейсмогравитационных оползней, обвалов и столбов отседания в меловых известняках (рис. 40). Повидимому, перед нами следы недавнего обновления молодого Квезанского сброса, генерировавшего Ачигварское землетрясение. Севернее г. Сухуми VIII-балльная зона включает надвиги Ново-Афонский, Ахалшени и Чумкузба, активизированные (или возникшие) в постпалеоген-эоценовое время. Надвиг Чумкузба прослеживается в район оз. Амткел, где установлена одноименная сейсмогравитационная структура, генетически связанная с местным землетрясением 1891 г. интенсивностью не менее VIII баллов.

Далее на юго-востоке VIII-балльная зона, следуя вдоль Ткварчельской флексуры, включает упомянутую выше эпицентральную область VII-балльного Ачигварского землетрясения и резко расширяется за счет целой серии новейших разрывов в бассейне р. Галидзги (Когошвили, 1970). В верховьях этой реки обнаружена сейсмогравитационная структура Акиба, возникшая не более нескольких сотен лет тому назад при

¹ Северное крыло флексуры выражено в рельефе.

землетрясении интенсивностью не менее VIII–IX баллов. Несколько севернее структуры Акибы протягиваются взбросы Кваква, Бахунджара и сбросы Цастоу и Авичиква, возникшие в миоцен-плиоценовое время. Продолжением этой серии молодых разрывов на востоке в бассейне р. Ингури (устье р. Ларакваквы) является сброс Чеклдер, разделяющий известняки некома и порфириды байоса. В раннем голоцене (5000–7000 лет тому назад) один из серии отмеченных разрывов (вероятнее всего сброс Чеклдер) был обновлен, в связи с чем возник мощный структурный оползень, перегородивший р. Ингури и создавший в районе устья р. Ларакваквы гравитационную плотину высотой 35–40 м. Южнее этого участка VIII-балльная зона включает эпицентральные области VIII-балльного Мегрело-Сванского землетрясения 7.XI 1930 г. ($M = 5 \frac{1}{2}$), Верхне-Мегрельского VII-балльного землетрясения 25.XII 1955 г. и расположенную между ними структуру Квиру – эпицентральной область землетрясения интенсивностью не менее IX баллов ($M = 6,5-7$).

В районе г. Гегечкори Ткварчельская флексурная зона сочленяется с Поти-Абедатским глубинным поперечным разломом. К этому району приурочены VII–VIII-балльные Гегечкорские землетрясения 1957 г. Выделяемый здесь субмеридиональный отрезок VIII-балльной зоны имеет весьма условные границы по причине неопределенности трассировки отмеченного глубинного разлома. Не исключено, однако, что именно с Поти-Абедатским разломом был связан очаг IX-балльного Цаишского землетрясения 1614 г. Гегечкорские VII–VIII-балльные землетрясения, на наш взгляд, характеризуют, прежде всего, очаговую сейсмичность юго-восточной части Ткварчельской флексурной зоны. Крупных разломов здесь не намечается, однако линейное расположение многочисленных обвалов и оползней, подчас подпруживающих водотоки (р. Хоби, выше с. Мухури), свидетельствует о повышенной подвижности данного участка земной коры.

По расчетам сейсмическая активность юго-восточного фланга Ткварчельской флексуры и прилегающей к ней территории $A_{10} = 0,3-1$ (1912–1960 гг.) с периодичностью землетрясений с $K = 14$ раз в 130–175 лет. В период с 1961 по 1969 гг. сейсмическая активность этой области снизилась до 0,1–0,3.

Далее на восток продолжением Ткварчельской флексуры является Рача-Лечхумская синклиналь. Обе эти морфоструктуры входят в Кахетино-Лечхумскую шовную зону. Рача-Лечхумский прогиб представлен узким (5–10 км) синклиниорием, выполненным толщей нижнемеловых – среднесарматских отложений мощностью до 3 км (Милановский, 1968). Складчатость в этом прогибе закончилась в плиоцене и в настоящее время он представляет инверсионную отрицательную морфоструктуру, испытавшую с сарматского времени поднятие до 1–1,5 км. Северный борт прогиба воздымался с еще большей скоростью, поднявшись с конца миоцена на 3–3,5 км. Это привело к гравитационному соскальзыванию мощных блоков меловых и третичных отложений со вздернутого северного крыла прогиба, втянутого в интенсивное поднятие Абхазо-Сванетской ступени.

Район Рача-Лечхумского прогиба характеризуется значительной плотностью эпицентров землетрясений. Наиболее сильное из них Амбролаурское 26.IX 1940 г. (VII баллов). Не исключено, что VIII-балльная зона занимает на востоке более широкую полосу, чем это указано на рис. 40. Южнее Амбролаурской эпицентральной зоны установлены следы недавнего оживления одного из разломов, разорвавшего долину р. Ткибулис-Цкали. Поднятое крыло разрыва, сложенное верхнемеловыми известняками, перегородило реку, создав плотину высотой 80–100 м, на поверхности которой до сих пор хорошо сохранился висячий отрезок antecedentной ложбины (перевал Цхалдасави). Очевидно, что медленными движениями крыльев разрыва такая плотина не могла быть создана. Допустим же возможность импульсивной подвижки по этому разлому, мы приходим к выводу о сеймотектонической природе его недавнего оживления.

Таким образом, по макросейсмическим и инструментальным данным, в Ткварчельской флексурной зоне возможно проявление землетрясений с $M = 5\frac{1}{4} \div 5\frac{1}{2}$, а в области ее сочленения с Поти-Абедатским разломом — с $K = 16$ ($M = 6,5-7$). По сейсмогеологическим наблюдениям, IX-балльные землетрясения возможны лишь на одном участке — в районе структуры Квиры. Поэтому потенциальная сейсмичность всей зоны в целом, выделяемой вдоль Ткварчельской флексуры — VIII–IX баллов ($M = 5,5-6,5$).

Следующая VIII-балльная зона приурочена к Пшехско-Адлерской поперечной флексуре, отделяющей морфоструктуру поднятия Центрального Кавказа от Лазаревской неотектонической ступени. К Пшехско-Адлерской поперечной флексуре также приурочена Краснополянская эпицентральной зона, где интенсивность землетрясений достигала VII баллов (21.XII 1955 г.). Однако здесь установлены яркие следы недавнего обновления поперечных разломов, свидетельствующие и о более сильных подземных толчках. Так, разлом Курджипс разорвал долины правых притоков одноименной реки, отклонив ее течение к западу. Поднятое крыло разрыва исключительно четко выражено в рельефе 200-метровым уступом, на котором сохранились обрывки русел "умершвленных" водотоков. Цицинский разлом, входящий в эту же зону, разорвал древнюю долину р. Палео-Цице и сместил ее отрезки на 250–350 м по вертикали (Хаин, Ломизе, 1959; Милановский, 1960), Пшехско-Адлерская поперечная VIII-балльная зона является крайней в контуре, где, по расчетам Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джибладзе (1972), $K_{\max} = 15,5$ (до VIII баллов).

Наконец, прибрежная VIII-балльная зона, протягивающаяся от района п. Лазаревского до полуострова Абрау, характеризуется особым типом сеймотектонических движений. Максимальные по интенсивности землетрясения связаны здесь не с "ростом гор", а с формированием геосинклинального прогиба Черного моря. Толща мел-палеогенового флиша, испещренная разломами преимущественно северо-западного простирания (рис.40), при расширении впадины Черного моря работает на разрыв. Естественно, что смещение блоков земной коры происходит легче всего по разломам, субпараллельным контуру Черноморской впадины. Это приводит

к формированию особых структур растяжения. При VII-балльных землетрясениях в этой зоне (рис. 40) образование подобных остаточных деформаций не наблюдалось. По ряду признаков (гл. 6) можно предположить, что они возникают при более сильных землетрясениях, однако не достигавших, во всяком случае не превышавших IX баллов.

VII-балльная зона на северо-западном окончании Главного Кавказского надвига выделена в значительной мере условно, исходя из общих теоретических представлений о снижении потенциальной сейсмичности этой морфоструктуры в области умеренных новейших поднятий и утонения земной коры.

Потенциальная сейсмичность остальных морфоструктур и разрывных нарушений (рис. 40) ниже ее указанных значений для юго-восточного IX—X-балльного отрезка Главного Кавказского надвига и Ткварчельской флексурной зоны. Однако общий сейсмический потенциал территории вряд ли ниже VII баллов, поскольку землетрясения такой интенсивности ($M = 4 \frac{1}{4} - 5 \frac{1}{4}$) отмечаются и за пределами главных сейсмогенных зон. Сказанное подтверждается и уровнем сейсмической активности (A_{10}), которая в отдельные периоды возрастала до 0,3—1.

В основу выделения сейсмогенных морфоструктур и зон Большого Кавказа на более мелкомасштабной схеме (рис. 41) положены два главных принципа.

1. Сейсмоактивными считались морфоструктуры, несущие следы их недавнего сейсмогенного обновления, запечатленные в остаточных эндогенных деформациях земной коры (сейсмодислокациях). Сейсмический потенциал в этом случае определялся по размерам и генетическим особенностям сохранившихся сейсмодислокаций.

2. Считалось, что контуры максимальных сотрясений сильнейших землетрясений Кавказа включают и их эпицентральных зоны. Поэтому сближенные контуры максимальных потрясений объединялись в единые сейсмоактивные зоны независимо от положения находящихся внутри их сейсмогенных морфоструктур. Сейсмический потенциал таких зон определялся по интенсивности максимального из известных землетрясений.

Все сейсмогенные структуры (табл. 11) и эпицентральные области сильнейших землетрясений (табл. 2) при нанесении на карту неотектонического районирования Кавказа образуют зону высокой потенциальной сейсмичности, пересекающую Большой Кавказ в продольном направлении от района озера Рица до г. Шемахи (рис. 41). В этой высокосейсмичной зоне выделяются следующие основные сейсмоактивные морфоструктуры (с северо-запада на юго-восток).

1. Абхазо-Сванетская ступень южного склона Большого Кавказа со скоростями современного воздымания до 14 мм/год (Лиленберг и др., 1972). Растущие положительные морфоструктуры этой ступени и Срединной области поднятия Центрального Кавказа активизируют продольно пересекающий их Главный надвиг с его многочисленными сателлитами, на отрезке озера Рица — верховья р. Ингури.

Как уже указывалось, кроме эпицентральной зоны IX-балльного Чхалтинского землетрясения ($M=6,5$) здесь сосредоточены области максимального сотрясения IX-балльных землетрясений XVI в. Между этими эпицен-

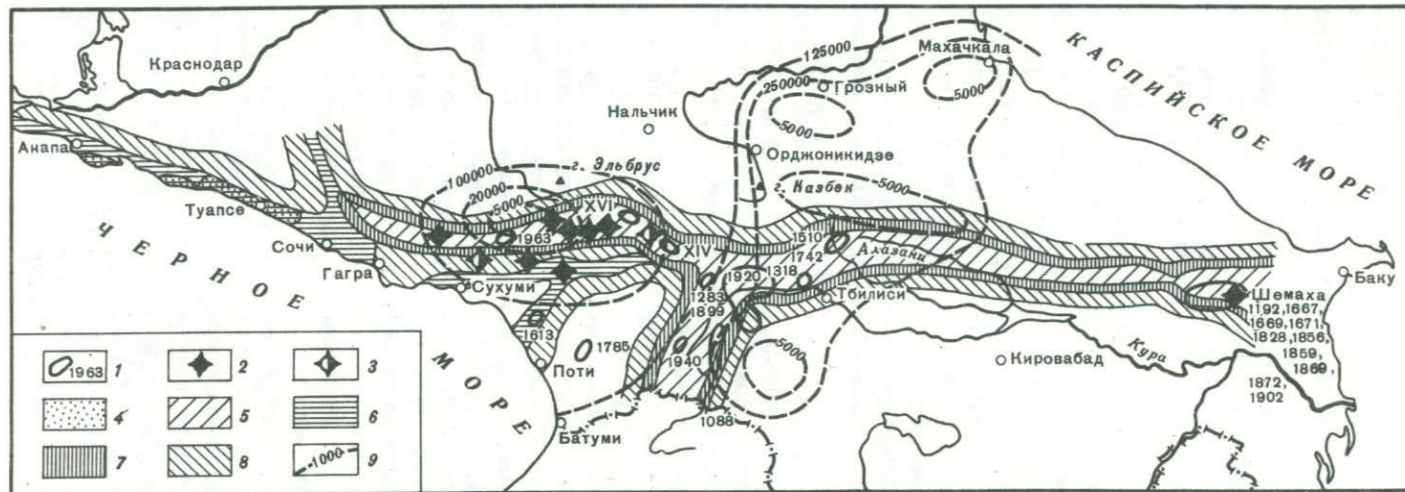


Рис. 41. Схема сейсмогенных зон и сейсмического районирования Большого Кавказа. Составили В. Солоненко, В. Хромовских

1 — эпицентральные области IX-балльных землетрясений по сейсмостатистике ($M \geq 6,5$) с указанием года века, когда они происходили; 2—3 — эпицентральные области сильных землетрясений по палеосейсмодислокациям; 2 — IX—X баллов ($M \approx 6,5-7,5$), 3 — VIII баллов ($M \approx 5,5-6,5$); 4 — районы с сейсмогенно-вибрационными остаточными деформациями, возникшими предположительно при землетрясениях с $I_0 \geq VIII$ баллов ($M \approx 5,5-6,5$). Потенциальные эпицентральные зоны сильных землетрясений: 5 — $M \approx 6,5-7,5$ (IX—X баллов); 6 — $M \approx 5,5-6,5$ (VIII баллов). Зоны сотрясения различной интенсивности за пределами ожидаемых эпицентральных областей максимальных землетрясений: 7 — IX баллов, 8 — VIII баллов; 9 — изолинии девятибалльных сотрясений в годах (по Джибладзе и др., 1976)

тральными зонами располагается большинство сейсмотектонических структур (табл. 5). Последние наиболее четко фиксируют сейсмоактивную морфоструктуру Верхнесванетского поднятия, активизирующего на этом участке зону Лахамула-Гомского глубинного разлома (рис. 40).

2. Игоэтское поднятие (Маххазисцвери) и Мухранская впадина, выделенные Л.В. Когошвили (1970), вписываются в контур Карталинской впадины и являются высокоактивными морфоструктурами. Они полностью охвачены эпицентрными зонами IX-балльных Мхцетского (1318 г.) и Горийского (1920 г.) землетрясений, а доказательством их сейсмотектонического обновления является наличие в пределах этих морфоструктур явно сейсмогенных сбросов с амплитудами до 6 м. Сбросы рвут коренные цоколи и аллювий первой и второй надпойменных террас рек Куры и Арагви (Когошвили, 1970, с. 136, 148). Возможно, перед нами фрагменты сейсмодислокаций, возникших при IX-балльных землетрясениях 1283 и 1318 гг., разрушавших г. Мцхету. Объединение сейсмоактивных морфоструктур Карталинской впадины в единую продольную зону с отмеченной выше Абхазо-Сванетской ступенью намечается через Рача-Осетинскую грабен-синклиналь, к которой приурочена эпицентральной зона IX-балльного землетрясения XIV в.

3. Тианетская наложенная впадина выделяется в сейсмогенные морфоструктуры условно, поскольку она лишь частично охватывается эпицентральной областью IX-балльного землетрясения 1742 г. (см. рис. 41). К этому же району тяготеет и эпицентр землетрясения с $M \geq 6$. Мы считаем ее сейсмогенной морфоструктурой по аналогии с развивающимся миниатюрным Дзоголовайчайским прогибом (Шемахинская эпицентральной зона). Не исключено, что в районе Тианетской впадины сейсмоактивной морфоструктурой окажется интенсивно растущее Кахетинское поднятие. Однако это менее вероятно, поскольку палеосейсмогеология, макросейсмика и современная эпицентрия демонстрируют нам наиболее общую закономерность: максимальные землетрясения Большого Кавказа к северо-западу от Казбек-Цхинвальского глубинного разлома генетически связаны преимущественно с формированием положительных морфоструктур, а к юго-востоку — с отрицательными морфоструктурами.

4. Алазанский межгорный прогиб является связующим звеном между сейсмоактивными морфоструктурами Шемахинской эпицентральной зоны и Тианетской наложенной впадиной. Приуроченность целой серии сильных VI- и VII-балльных землетрясений к северному крылу Алазанского прогиба уже отмечалась (Кулиев и др., 1968; Милановский, 1968). Существование разлома в северо-восточном борту Алазанского межгорного прогиба оспаривается Е.Е. Милановским (1968). Ф.Т. Кулиев и др. (1968) называют этот разлом Закатало-Шемахинского и связывают сейсмическую активность северного борта Алазанской впадины с подвижками блоков ее фундамента по разлому. Е.Е. Милановский (1968) приводит доказательство продолжающегося расширения к северу Алазанского наложенного прогиба, "накатывающегося" на южные склоны Большого Кавказа, сложенные изоклинально-складчатым флишем мальма и мела с серией продольных разломов. Именно с процессом разрастания Алазанского прогиба к северу связана, по мнению Е.Е. Милановского, сейсмическая ак-

тивность этой отрицательной морфоструктуры. Формирование крупного разлома вдоль северного борта Алазанской депрессии продолжается в наши дни, однако энергии происходящих здесь землетрясений с $M=4\frac{1}{4}-5\frac{1}{4}$ (Кулиев и др., 1968), в пределе достигающих VI-III баллов, недостаточно для выхода сейсмодислокаций на поверхность Земли. Возможно, сейсмодислокации, свидетельствующие о более сильных землетрясениях прошлого, имеются и в Алазанской депрессии, но для их выявления необходимо ее сейсмогеологическое обследование.

Б. Дзоголовайчайская впадина в Шемахинской зоне, насыщенной эпицентрами IX-балльных землетрясений, несет явные следы сейсмотектонического обновления ограничивающих ее разломов. Опускание участков земной поверхности по сбросовым трещинам у северо-западного контура Дзоголовайчайской впадины, там, где предполагается ее разрастание в сторону Алазанского прогиба, наблюдалось при сильнейших землетрясениях 1828, 1859, 1872 и 1902 гг. (Богданович, 1902; Вебер, 1903).

Разрастание Дзоголовайчайской впадины на северо-запад и юго-восток намечается по проникновению в этих направлениях узких шлейфов четвертичных отложений, фиксирующих наиболее активно опускающиеся участки, а также по расширению долины р. Дзоголовайчай, увеличению площади ее низких террас и поймы (Милановский, 1968). Развитие этой локальной морфоструктуры происходит при периодическом сейсмогенном обновлении разломов, к зонам которых приурочены сейсмодислокации. Мысль, высказанная Д.А. Пилиенбергом и аргументированная Е.Е. Милановским (1968) о том, что формирование Дзоголовайчайской впадины связано с сейсмогенным процессом разрастания к юго-востоку Алазанского прогиба, получает в наших исследованиях дальнейшее подтверждение. Может быть, следует лишь говорить о встречном движении двух наложенных прогибов, поскольку системы разломов, несущих сейсмодислокации 1902 г. и палеосейсмодислокации, скорее указывают на разрастание к северо-западу Дзоголовайчайской впадины, так же как "накапывание" Алазанского прогиба на южное крыло Восточного Кавказа обуславливает и сравнительно высокую сейсмичность этого района (Бунз и др., 1971; Милановский, 1968; Кулиев и др., 1968).

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Основные методические приемы составления карт общего и детального сейсмического районирования, разрабатываемые в Институте земной коры СО АН СССР, опубликованы (Солоненко и др., 1966, 1968, 1971). При детальном сейсмическом районировании учитывается множество факторов: геологическое строение и геофизические поля района, неотектоника, сейсмостектоника, региональная инженерная геология, макросейсмика, инженерная сейсмогеология, палеосейсмогеология, современная сейсмическая активность, глубины и механизмы очагов землетрясений, характер затухания сейсмических волн, графики повторяемости с экстраполяцией их в область землетрясений высоких энергий, расчеты K_{\max} , областей подготовки сильных землетрясений (Боровик и др., 1971) и иные факторы (в зависимости от местных условий).

В решении проблемы сейсморайонирования обычно принимает участие широкий круг специалистов геолого-геофизического профиля¹.

Геолого-геофизические методы, наряду с сейсмологическими, должны комплексно использоваться при обосновании детального сейсморайонирования, в зависимости от применимости каждого из них в том или ином регионе (Солоненко, 1973₁) (в высокосейсмичных районах это геолого-геофизические данные, в районах с умеренной сейсмичностью — сейсмогеологические).

В последнее время И.Е. Губин (1966₂, 1971, 1974) предложил составлять многоэлементные карты сейсмического районирования, на которых следует указывать: сейсмогенные зоны (источники сотрясений), предельный уровень (в баллах и магнитудах) силы землетрясений, возможных в каждой зоне, вероятную частоту повторения таких землетрясений, предельные глубины очагов, размеры областей распространения ожидаемых землетрясений, в том числе скорости спада их силы в стороны от сейсмогенных зон. По своей сути методика И.Е. Губина сходна с применяемой нами при сейсмическом районировании Восточной Сибири (Солоненко и др., 1966, 1968) и использованной в настоящей работе. Однако мы считаем, что на картах сейсмического районирования следует показывать только сейсмические районы и зоны потенциальной сейсмичности (вероятных эпицентральных полей).

¹ Перед нами не ставилась задача составления кондиционной карты сейсмического районирования Большого Кавказа, поэтому в нашу группу не входили специалисты сейсмологи и геофизики, хотя имеющиеся данные по геофизике и сейсмологии мы стремились использовать по возможности полно.

Количественные характеристики на современном уровне могут быть выражены только в баллах. Заменить "балл" характеристиками с более точным физическим смыслом в настоящее время невозможно и все предложения в этом направлении при объективной оценке оказываются пока оторванными от реальной обстановки и аппаратурных возможностей. Большинство других элементов сейсмичности, предлагаемых И.Е. Губиным, должны наноситься на сейсмотектоническую или инженерно-сейсмогеологическую карты, являющиеся основой для детального сейсмического районирования. От границ сейсмогенных зон в соответствии с данными о размерах изосейст максимальных землетрясений отсчитываются полосы транзитного сотрясения различной интенсивности и составляются карты общего или детального сейсмического районирования (в последнем случае — с введением поправок на ожидаемые изменения балльности за счет различных инженерно-геологических условий).

На основе имеющегося фактического материала нами составлена схема детального сейсмического районирования Западного Кавказа (рис. 42, см. вкладку), построенная с учетом транзита сейсмических волн из основных сейсмогенных зон, выделенных на карте сейсмотектоники (рис. 40). Зоны вынесены на схему сейсмического районирования (1, 2, 3 на рис. 42). Их границы служили началом отсчета радиусов изосейст ожидаемых землетрясений максимальной интенсивности. Весь комплекс геолого-геофизических данных в совокупности с макросеймикой и инструментальными наблюдениями над землетрясениями позволяет утверждать, что сейсмический потенциал рассматриваемой территории не может быть ниже VII баллов. Это значит, что за пределами основных сейсмогенных зон на рассматриваемой территории возможно возникновение очагов землетрясений с $M \approx 4 \frac{1}{4}$ ($I_0 \approx$ VII баллов).

На схеме (рис. 42) отражена ожидаемая максимальная интенсивность землетрясений в баллах шкалы MSK-64 (Медведев и др., 1965). Эта интенсивность относится к наиболее распространенным в данном сейсмическом районе грунтам, на которых возводятся сооружения. При этом предполагается, что в выделенных сейсмических районах количественные характеристики землетрясений (скорости, ускорения, смещения и т.д.) будут близки к соответствующим значениям, указанным в шкале MSK-64. Индексы "а", "б" и "а-б" означают возможность при микрорайонировании дальнейшего снижения (а) или повышения (б) сейсмической опасности на один балл. В большинстве сейсмических районов возможно снижение сейсмической опасности не менее, чем на один балл за счет строения на скальных и полускальных грунтах. Подчеркнем, однако, два наиболее важных обстоятельства.

Снижение расчетной сейсмической опасности на скальных грунтах невозможно в районах, близких к эпицентральной зонам с проявлением остаточных сейсмогенных деформаций земной коры, так как здесь деформации и разрушения сооружений связаны не столько с сейсмическими колебаниями, сколько с обратимыми и необратимыми (остаточными) деформациями грунтов. Имеются убедительные примеры разрушения древних храмов и крепостей, построенных на скальных или полускальных грунтах, но расположенных вблизи высокосейсмических зон (гл. 3).

При строительстве на закарстованных массивах снижение расчетной сейсмичности возможно только после тщательного изучения степени закарстованности пород и анализа макросейсмических данных.

На составленной схеме детального сейсмического районирования выделены следующие сейсмические районы.

Районы с сейсмической опасностью $> IX$ баллов. Наиболее крупный из них протягивается вдоль зоны Главного Кавказского надвига от озера Рица до верховьев р. Цхенис-Цкали. По насыщенности разновозрастными разрывными нарушениями разных генетических типов (преимущественно надвигов) этот район превосходит все остальные.

Локальный район с сейсмической опасностью $> IX$ баллов выделен вдоль Цинцкальского разлома, к которому приурочена структура Квира. В этих районах на глубинах 5–10 км возможны очаги землетрясений с M до $7 \frac{1}{2}$ (I_0 до X баллов). При максимальных землетрясениях должны проявляться остаточные сейсмоструктурные деформации грунтов (см. гл. 4 и 5). Совершенно очевидно, что при возникновении в любых грунтах сейсмогенных разрывов с амплитудами вертикального смещения от десятков сантиметров до нескольких метров сейсмическая опасность на таких участках превысит IX баллов. Кроме того, величины сейсмических ускорений вблизи зон сейсмогенных разрывов в этом случае могут быть близкими к предельным значениям, указанным для $IX-X$ -балльного потрясения в шкале MSK-64. Сейсмические ускорения, превышающие ускорения силы тяжести, отмечались при Тас-Юрхском $IX-X$ -балльном землетрясении ($M=7$; Николаев, Хилько, 1970) и аналогичном по интенсивности толчка Сан-Фернандо ($1,05 g$; $M=6,6$; $h=13$ км; Greensfelder, 1971). Необходимость выделения на Кавказе зон $> IX$ баллов за счет выхода сейсмогенных разрывов на земную поверхность подтверждается расчетами Н.В. Шебалина (1971), по мнению которого подобный эффект может наблюдаться при землетрясениях с магнитудой выше $6-6 \frac{1}{2}$.

Районы с сейсмической опасностью IX баллов (IX^a и IX^b на рис. 42). Районы IX^a приурочены к днищу Рионской впадины и устьевым частям отдельных рек, впадающих в Черное море. Возникновение очагов землетрясений с $M=6,5$ ($I_0=IX$ баллов) в районах IX^a вероятно только в зоне Поти-Абедатского разлома. Грунты в районах IX^a представлены обводненными глеевыми и супесчанистыми отложениями пойм и первых надпойменных террас. Высокий уровень грунтовых пойм, низкая несущая способность грунтов ($0,4-0,6$ кгс/см²) обуславливают повышение фоновой VIII-балльной сейсмической опасности рассматриваемых районов до IX баллов. Однако здесь возможно снижение расчетной сейсмичности за счет укрепления грунтов и понижения уровня грунтовых вод.

Районы IX^b узкими полосами вытягиваются вдоль зон Главного Кавказского надвига с его сателлитами, а также Цинцкальского разлома, оконтуривая возможные эпицентральные области землетрясений с M от $6,5$ до $7,5$. Сейсмическая опасность в районах IX^b определяется прежде всего транзитным сейсмическим воздействием из высокосейсмичных зон. Несущие грунты здесь, как правило, скальные и полускаль-

ные: гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, роговики, известняки, мергели, гранитоиды, дериваты основной магмы, различные вулканиты, а также юрские глинистые и аспидные сланцы с прослоями песчаников и кварцитов. Поскольку имеются примеры разрушения древних храмов и крепостей, фундированных на скальных грунтах вблизи районов IX^б, то в последних ожидаемая интенсивность сотрясения в IX баллов относится как к мощной коре выветривания, покрывающей скальные и полускальные грунты, так и к самим этим грунтам, служащим основанием для сооружений в условиях выровненного рельефа¹. Резкая расчлененность последнего в описываемых районах не исключает повышения общей сейсмической опасности до X баллов.

Небольшой район IX^б выделен вдоль Цаишского разлома, к которому приурочен эпицентр IX-балльного землетрясения 1614 г. Ввиду трудности привязки и некоторой неопределенности положения Цаишского разлома (Когошвили, 1975) границы района IX^б в этом случае условны. Сейсмическая опасность района определяется в IX баллов. Однако непосредственно в зоне Цаишского разлома она превышает IX баллов за счет возможного возникновения остаточных деформаций грунтов.

Районы с сейсмической опасностью VIII баллов расположены преимущественно в Колхидской низменности. Они охватывают комплекс высоких постплиоценовых морских и речных террас, сложенных четвертичными галечниками мощностью 25–30 м. Абсолютные высоты не превышают здесь 20–25 м. Несущая способность рыхлых грунтов достигает 6 кгс/см². Подземные воды залегают на глубине 1–5 м (Арешидзе и др., 1970). Несмотря на относительно высокий уровень грунтовых вод фоновая и расчетная сейсмичность, отнесенные к промытым галечникам, в этих районах совпадают.

Районы VIII^а, входящие в зону VII-балльной фоновой сейсмичности, имеют VIII-балльную расчетную сейсмичность за счет обводненных, а частично и заболоченных грунтов (современные рыхлые песчано-галечные отложения пойм и низких речных террас).

Дальнейшее снижение расчетной сейсмичности районов VIII, входящих в зону с VIII-балльной фоновой сейсмичностью, маловероятно, в VII-балльной же зоне оно может быть экономически нецелесообразным.

Районы VIII^{а-б} занимают наиболее обширные площади на рассматриваемой территории. Они приурочены к центральной части и склонам хребта Большого Кавказа, обладающим резко расчлененным, альпийским рельефом с абсолютными отметками до 4000–5000 м над уровнем моря. Несущие грунты преимущественно скальные (гнейсы, кристаллические сланцы, роговики, мраморы, глинистые сланцы, различные гранитоиды и т.д.). В зоне выветривания по несущей способности они переходят в полускальные грунты. Мощность коры выветривания на кристаллических породах преимущественно 5–25 м, увеличиваясь на глинистых и аспидных сланцах до 30 м и более (Арешидзе и др., 1970),

¹ Более дробная дифференциация по ожидаемой интенсивности сотрясения на отмеченных грунтах возможна только после инструментального сейсмического микро-районирования.

а в зоне Главного Кавказского надвига — до 50–100 м. В районах VIII^{а–б} при землетрясениях весьма вероятны сейсмогравитационные склоновые смещения (обвалы, оползни, снежные лавины), подобные установленным в эпицентральной области Чхалтинского землетрясения. Этому благоприятствуют большая крутизна горных склонов (более 15°), интенсивная трещиноватость пород и наличие мощной коры выветривания.

Перечисленные факторы, определяющие общую сейсмическую опасность районов VIII^{а–б} стабильны практически для всей их площади. Интенсивность максимально возможного сотрясения в VIII баллов определена для рыхлых необводненных грунтов в условиях выровненного рельефа, включая кору выветривания. При сейсмическом микрорайонировании, в результате инженерно-сейсмогеологической разведки в этих районах могут быть выделены участки с расчетной сейсмичностью VII, VIII, IX баллов и практически непригодные для строительства (особо опасные по неустранимым сейсмогравитационным явлениям) участки.

Районы VIII^б, входящие в эпицентральные зоны возможных VIII-балльных землетрясений (Ткварчельская, Пшехско-Адлерская, Абрау-Лазаревская), характеризуются максимальными для восьмибалльных районов ожидаемыми сейсмическими ускорениями. Кроме того, в Абрау-Лазаревской зоне при землетрясениях расчетной интенсивности возможны сейсмогравитационные остаточные деформации в полускальных грунтах, размеры которых исключают возможность всякого капитального строительства. Вероятность склоновых смещений грунтов при землетрясениях в указанных сейсмогенных зонах значительно повышается, подтверждением чему могут служить сейсмогравитационные структуры Амткел, Акиба, Гоби и мощная гравитационная подпруда высотой до 35–40 м в долине р. Ингури (устье р. Ларакваквы), происшедшая по нашим определениям 5–7 тыс. лет назад.

В ряде районов VIII^б широко распространены закарстованные массивы. Как уже указывалось, карст способствует снижению эффекта сотрясения на значительных площадях¹. В то же время он является весьма неблагоприятным инженерно-геологическим фактором, усугубляющим сейсмическую опасность конкретных строительных площадок. Карстовые полости на Кавказе достигают значительных размеров (длина до 3 км, объем до 1 млн. м³). Провал крошащих грунтов в таких случаях представляет гораздо большую опасность, чем ожидаемое сотрясение.

Районы с сейсмической опасностью VII баллов (VII, VII^а, VII^б) разнообразны по инженерно-геологическим условиям, определяющим величину их расчетной сейсмичности. Очаги землетрясений с $M=4\ 1/4$ ($I_0=VII$ баллов) практически возможны в пределах любого из этих районов, как и на всей рассматриваемой территории Западного Кавказа. Грунты в большинстве этих районов представлены прочными разновидностями скальных и полускальных пород с высокой несущей способностью (до 1500 кгс/см²). Это обстоятельство позволяет снизить фоновую сейсмичность отдельных участков зоны VIII-балльного транзитного со-

¹За пределами эпицентральных зон.

трясения до VII баллов. Рельеф на таких участках ровный, слаборасчлененный, мощность коры выветривания минимальна и фундаменты сооружений могут закладываться непосредственно на коренных породах.

В районах VII, расположенных в Колхидской низменности, несущие грунты представлены четвертичными галечниками с песчаным и супесчаным заполнителем, аналогичными развитым в районах VIII. Интенсивность сотрясения в этих районах также не превысит VII баллов.

В районах VII^a сейсмическая опасность оценивается в VII баллов на коре выветривания скальных и полускальных пород (аргиллиты, песчаники майкопской серии и т.д.), а также на слабосцементированных конгломератах и песчаниках неогена. В последнем случае при оценке сейсмической опасности явления кластокарства во внимание не принимались, однако в ходе уточнения предлагаемой карты необходимо учитывать то обстоятельство, что кластокарст может резко повысить сейсмическую опасность.

Расчетная сейсмичность на скальных и полускальных грунтах в районах VII^a составит VI баллов.

На стабилизировавшихся оползнях в полускальных грунтах районов VII^a сохраняется VII-балльная сейсмическая опасность за счет возможного резонанса при сейсмическом воздействии. При сейсмическом микрорайонировании следует принимать во внимание возможное оживление оползней в ходе не только сильных, но и слабых землетрясений, в связи с чем сейсмическая опасность резко возрастает.

Значительные площади занимают районы VII^b. Они расположены в областях с VII-балльной фоновой сейсмичностью. Здесь не исключаются местные очаги землетрясений с $M=4\frac{1}{4}$, на что указывают высокая насыщенность этих районов молодыми разломами, осложняющими растущие положительные морфоструктуры. Расчетная сейсмичность (VII баллов) относится к скальным и рыхлым необводненным грунтам (преимущественно к коре выветривания) в условиях выровненного рельефа. Расчлененность последнего и увеличение углов наклона земной поверхности могут на отдельных участках повысить сейсмическую опасность. Районы массового распространения обвалов и оползней, в том числе сейсмогравитационных, уже сейчас имеют повышенную сейсмическую опасность. Обвалы и оползни имеют тенденцию к повторению и зарождению на участках недавних сейсмогравитационных смещений (Сагиянский оползень — Вебер, 1903; Хаитский обвал — Солоненко, 1970₂, 1976₂; Гуаскаранская лавина — Plafker, 1971).

Исходя из принятых нами принципов сейсмического районирования, можно было бы ожидать снижения сейсмической опасности на некоторых участках Рионской впадины за счет затухания сейсмических волн в толще осадочных отложений. Действительно, общая мощность мезозойско-кайнозойских осадков в рассматриваемой части Рионской впадины достигает 8000 м, из них не менее 3000 м приходится на рыхлые отложения кайнозоя (Иоселиани, 1969). В такой ситуации при отсутствии живых разломов в фундаменте впадин интенсивность сотрясения снижается не менее чем на один балл (Солоненко, 1960, 1962_{1,2} и др.). Что касается транзитного сейсмического воздействия со стороны очагов,

связанных с Ткварчельской сейсмогенной зоной, то эта закономерность сохраняет свою силу для целого ряда сейсмических районов Колхидской низменности. Однако в днище Рионской впадины предполагаются активные разломы (Гамкрелидзе, 1964, 1966; Рубинштейн, 1964; Букия, Абамелик, 1970; Когошвили, 1975), о чем говорят регистрируемые здесь землетрясения. Это не позволяет снижать сейсмическую опасность районов, расположенных в Рионской впадине.

В выделенных сейсмических районах широким распространением пользуются разломы разных генетических типов и возраста. Не все из них способны к активному сейсмогенному вскрытию. Такая потенциальная возможность гораздо выше у разломов, расположенных восточнее Пшехско-Адлерской поперечной флексуры и входящих в Срединную зону поднятия Большого Кавказа и его южного склона. Интенсивный рост позитивных морфоструктур в этом районе активизирует существующие здесь разломы, имеющие подчас плиоценовый возраст. Многие из разломов имеют зоны дробления, выполненные рыхлыми тектонитами, что может привести к пассивному вскрытию их при транзитном сейсмическом воздействии.

Таким образом, можно сделать вывод, что подавляющее число зон разломов на рассматриваемой территории является участками повышенной сейсмической опасности, поэтому капитальное строительство в их пределах нежелательно, а на разломах повышенной активности должно быть запрещено.

Противоречия и просчеты сейсмологических методов сейсмического районирования и прогноза землетрясений, которые стали очевидными в настоящее время, как ни парадоксально, связаны с успехами сейсмологии. Они подготавливались быстрым накоплением инструментальных данных о землетрясениях и совершенствованием методов их обработки. Когда из-за множества наблюдений практически трудно стало оперировать картами эпицентров, появились статистические методы обработки сейсмологических данных и количественного моделирования. За рубежом сейсмологи пошли по пути составления карт изосейсм и освобождающейся деформации (Benioff, 1951; Koning, 1952), советские — карт сейсмической активности, близких первым. Путь такой обработки данных казался весьма плодотворным и многообещающим: от сейсмического режима (Ризниченко, 1958) к количественному методу сейсмического районирования (Ризниченко, Нерсесов, 1960), расчету максимальных землетрясений (Ризниченко, 1962) и, наконец, сотрясаемости (Ризниченко, 1965). Поэтому не случайно, что многие отечественные сейсмологи пошли именно по этому пути, чему еще способствовала разобщенность деятельности сейсмологических и сейсмогеологических групп в большинстве сейсмологических центров. Увлечение сейсмологическими методами сейсмического прогноза было основано на представлении о постоянстве сейсмического режима. Землетрясение — это процесс физико-геологический, а такой процесс на Земле не стационарный, а импульсный, поэтому постоянства сейсмического режима быть не может. Этот тезис, выдвинутый нами около 15 лет тому назад, в последнее время получил подтверждение в анализе сейсмостатистических данных.

Статистика за 2000 лет для Японии и Среднего Востока и 3000 лет для Китая показывает удивительное непостоянство сейсмического режима (Allen, 1975). Именно этим объясняются многие недостатки карт сейсмического районирования, построенных только по сейсмологическим данным. Не является исключением и последняя карта сейсмического районирования СССР 1976 г.: все четыре сильных землетрясения, происшедшие за четыре месяца после утверждения бюро МСССС (25 марта 1976 г.) не подтвердили карту. Три Газлийских землетрясения (8. IV, 17. V и 20. VI 1976 г., с $M = 7,0, 7,2$ и $5,1$; $I_0 = IX, X, VIII$ баллов соответственно) произошли по новой карте, в практически асейсмичной зоне и одно VIII-балльное — в VII-балльном сейсмическом районе на Кавказе (28. VII 1976 г., $M = 6,4$). По сейсмогеологическим данным, со

временем такие же события неизбежны на Главном Кавказском хребте, во многих районах Средней Азии и в сейсмических зонах Сибири и Дальнего Востока. И это вполне естественно: переоценка значения сейсмологических данных для сейсмического районирования, зачастую с недостаточным учетом сейсмотектонических материалов, не могла не сказаться на прогнозе землетрясений, графически выраженном на карте сейсмического районирования.

Было бы наивно думать, что сейсмическое районирование может основываться только на сейсмотектонических (в том числе палеосейсмогеологических) данных, но без самого точного учета этих данных всякое сейсмическое районирование заведомо ошибочно (Солоненко, 1962₂).

Сейсмотектонический (Губин, 1950) и палеосейсмогеологический (Флоренсов, 1960₁; Солоненко, 1962₁) методы оформились давно, правомочность их подтвердилась как сейсмическими событиями, так и результатами их применения в ряде районов нашей страны и почти во всех высокосейсмичных зонах мира. Однако при составлении ряда региональных карт сейсмического районирования эти методы фактически не использовались или использовались формально. Кавказ в этом отношении не является исключением. Более того, в результате трехлетних полевых работ, а также изучения литературы и материалов институтов и ведомств Грузии, Азербайджана и Северного Кавказа неожиданно выяснилось, что при кажущемся изобилии материалов по сейсмотектонике Большого Кавказа они в значительной своей части противоречивы и недостаточны для обоснования официальной карты сейсмического районирования. Иногда раз допущенная ошибочная оценка даже крупнейших сейсмотектонических элементов переходит из одной работы в другую. Например, зону Главного Кавказского разлома, к которой (включая сопряженные с ней разломы) тяготеют очаги большинства сильных землетрясений Главного Кавказского хребта и почти все выявленные палеосейсмодислокации, относят к "зонам глубинных разломов, новейшая активность которых не установлена" (Ананьин и др., 1969; Бунэ и др., 1971, 1974; Борисов и др., 1975). Как ни странно, монографического описания Главного Кавказского надвига — стержневой разрывной сейсмотектонической структуры Большого Кавказа — до настоящего времени нет, а сам надвиг там, где имеются полноценные фактические данные, часто оказывается не надвигом, а, как правило, крутым (70–80°) взбросом. А это с сейсмогеологической точки зрения далеко не одно и то же.

Характер сочленения депрессионных и восходящих морфоструктур, как известно, имеет решающее значение для оценки сейсмического потенциала зоны сочленения. Вместе с тем даже для такой важнейшей структуры, как погружающаяся часть Рионской впадины, этот вопрос остается открытым. Одни считают границу ее неопределенной, другие выделяют здесь глубинный разрыв. Важнейшей внутренней структурой Рионской впадины многими признается Поти-Абедатский разлом. Однако на картах разных авторов этот разлом трассируется по-разному, а некоторые специалисты по новейшей тектонике его вообще не карти-

руют. Таким образом, сейсмоструктурный критерий сейсмического районирования, строго говоря, для этой зоны фактически выпадает.

На схеме молодой тектоники Грузинской ССР, приложенной к последней работе Л.В. Когошвили (1975), западная часть Рионской впадины ограничена с востока субмеридиональным глубинным разрывом и осью поперечного поднятия, а с запада — поперечными близширотными разрывами: Очамчирским, Гальским, Цаишским и Рионским. Подобная ситуация должна внушать самые серьезные опасения о возможности повторения таких землетрясений, как Цаишское 1614 г. Если учесть еще, что в зоне Ткварчельской флексуры прослеживаются странные морфоскульптурные формы "псевдосейсмодислокации" (гл. 5), притягивающиеся к району г. Сухуми, то настоятельная необходимость постановки здесь детальных комплексных исследований (сейсмологических, геофизических и сейсмогеологических) станет очевидной.

Сейсмогеология ни одного из сильных землетрясений Большого Кавказа все еще достаточно полно не изучена. Вместе с тем, как справедливо подчеркнул на Парижском совещании ЮНЕСКО в 1976 г. Н. Амбразиз (N. Ambraseys), полевое изучение землетрясений — это единственная практическая возможность проверки теоретических моделей. В лучшем случае проводится квалифицированное, но рекогносцировочное обследование плейстоценовых зон (Чхалтинское, Дагестанское землетрясения). Только этим можно объяснить то, что до настоящего времени для Большого Кавказа мы почти не имеем достоверных данных о современных сейсмоструктурных и гравитационно-сейсмоструктурных деформациях, которые могли бы служить эталоном для количественной оценки (M и I_0) досейсмостатических землетрясений по палеосейсмодислокациям.

Многие специалисты при оценке сейсмического потенциала Кавказа исходят из отсутствия на Кавказе остаточных сейсмогенных деформаций. О том, что это далеко не так, свидетельствуют исторические сведения по Кавказу (гл. 4) и данные по соседней части той же сейсмической зоны альпийской складчатой области (Nowroozi, 1971). При первом же детальном изучении сильного землетрясения в Иране (Даш-э-Байаз, 31.VIII 1968 г.) были выявлены не только сейсмодислокации, связанные с этим землетрясением, но и палеосейсмодислокации. Последующие исследования в Иране и Турции показали, что все землетрясения с $M \geq 6,5$ связаны с поверхностным разломообразованием (Ambraseys et al., 1969; Tchalenko et al., 1974; Tchalenko, 1975; Allen, 1975; и др.). "Сейсмические области в Турции могут быть легко установлены даже при отсутствии исторических записей, с помощью полевого исследования четвертичного разломообразования" (Allen, 1975, p. 1041).

В Кавказско-Копет-Дагской сейсмической зоне сейсмогенные современные и палеосейсмодислокации, по-видимому, имеют не меньшую концентрацию, чем на обследованной нами части Большого Кавказа. Не случайно, что при целенаправленных неотектонических или сейсмогеологических исследованиях в различных районах этой зоны каждый раз выявлялись соответствующие деформации (Копп и др., 1964; Островский, 1970; Трифонов, 1971; Tchalenko, 1975). В эпицентральной

области Ашхабадского землетрясения в районе Кара-Гаудана и в окрестностях развалин г. Ниса (Копет-Дагская зона разломов) нами замечен ряд сейсмодислокаций, по которым ясно видно, что землетрясение, происшедшее 6 октября 1948 г., — явление отнюдь не случайное, хотя по силе оно близко к верхнему уровню землетрясений, происходивших в ашхабадском секторе Копет-Дага в последние сотни или первые тысячи лет (Солоненко, 1970₁, с. 23).

Как известно, по сейсмическим данным Ашхабад за год до катастрофы был отнесен к семибалльному району. Использование палеосейсмогеологического метода в большинстве случаев позволяет избегать таких ошибок. "Мы слишком часто ошибались в прошлом, мы не можем позволить себе делать это в будущем" (Allen, 1975, p. 1056).

Многие ошибки при сейсмическом районировании и определении максимальных землетрясений связаны с переоценкой значения сейсмологических и недооценкой сейсмотектонических данных. Сейчас уже официально признано, что взаимосвязь магнитуда—повторяемость применительна лишь к ряду средних магнитуд, а при больших магнитудах могут наблюдаться отклонения от этого правила (Оценка..., 1976, с. 9).

Судя по материалам Парижской конференции, разочарования в сейсмологических методах прогноза землетрясений вызывают у некоторых крупнейших сейсмологов скептическое отношение к ценности всяких сейсмологических расчетов, основанных на обработке данных по слабым и умеренным толчкам. Мы не только не разделяем это мнение, но считаем, что как раз сейсмогеологи должны предостеречь от крена в вопросах прогноза в другую, слишком сейсмотектоническую сторону. Сейсмическое районирование необходимо проводить на комплексной основе, причем "вес" сейсмологических и сейсмотектонических данных может и должен изменяться в зависимости от местных условий.

Многолетний опыт комплексных коллективных сейсмогеологических, сейсмических и геофизических исследований в Байкальской сейсмической зоне показал, что графики повторяемости объективно отражают сейсмический режим до определенного уровня, если они составлены для крупной (не менее десятков тысяч квадратных километров) площади, включающей весь набор сейсмогенных структур, характерных для данной сейсмической зоны (Солоненко и др., 1966).

Сопоставление определений K_{\max} для Большого Кавказа по сейсмологическим (Ризниченко, Джигладзе, 1972) и палеосейсмогеологическим данным показывает, что в общем виде принципиальных расхождений нет: оба метода подтверждают возможность землетрясений на Большом Кавказе до IX—X баллов (по сейсмологическим расчетам — местами выше X баллов). Однако на карте Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джигладзе изолиния $K = 16$ (IX—X баллов) разрывает единую по сейсмотектоническим и палеосейсмогеологическим данным систему Главного Кавказского разлома, а в районе Тбилиси выделяется крупная площадь с $K = 17$ (X—XI баллов), где по летописям и палеосейсмогеологическим данным таких землетрясений не было, а по сейсмотектонической ситуации они маловероятны.

Не лишены недостатков и карты сейсмической сотрясаемости. Э.Д. Джибладзе считает, что карты K_{\max} и сотрясаемости, рассчитанные по корреляционному количественному методу, демонстрируют их явное преимущество перед картами, построенными по сейсмогеологическому качественному методу. Для большей части Главного Кавказского разлома на карте Э.А. Джибладзе (1976, рис. 3) показана невозможность IX-балльных землетрясений или вероятность их не более одного в 100000—125000 лет, что находится в противоречии с сеймотектоническими, палеосейсмогеологическими, сейсмостатистическими данными и эволюцией сейсмических процессов (Солоненко, 1973_{1,2}, с. 12). Достаточно сказать, например, что именно к этой части Главного надвига тяготеют эпицентральные зоны сильнейших землетрясений 1283 г., XIV—XVI вв., 1920 г. и многие палеосейсмодислокации с возрастом до нескольких сотен лет.

Проведенные исследования показали применимость палеосейсмогеологического метода в условиях зоны альпийской складчатости Кавказа. Многие найденные палеосейсмодислокации хорошо согласуются с положением ряда эпицентральных зон известных IX-балльных землетрясений, происшедших в последние 2000 лет.

Интенсивность неизвестных ранее землетрясений, определенная по палеосейсмодислокациям ($M \leq 7$, $I_0 = 9-10$ баллов), не противоречит имеющейся сейсмостатистике и сейсмологическим расчетам ($K = 16$, $I_0 = IX-X$ баллов). Приведенные в работе карты сейсмического районирования и методика их составления основаны на комплексном использовании всех доступных геолого-геофизических (в том числе сейсмологических) данных. Именно комплексное применение палеосейсмогеологического, сеймотектонического, тектоно-физического и сейсмологического методов позволили уточнить конфигурацию и сейсмический потенциал сейсмогенных зон Большого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдальян С. Великое землетрясение в Армении. — Вест. "Знания", 1927, № 19, с. 1178—1182.
- Абих Г.В. Землетрясение в Шемахе и Эрзеруме в мае 1859 г. — Зап. Кавк. от-дела Имп. рус. геогр. о-ва. Тифлис, 1862, кн. 5.
- Авдулов М.В. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. — Сов. геол., 1963, № 9, с. 73—89.
- Агамирзоев Р.А., Геологические условия и механизм сильных землетрясений Ше-Махинской зоны. — В кн.: Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах.: Матер. засед. Комис. по изучению сейсмоопасных зон методами развед. геофиз. МСССР. М.: ВНИИГеофизики, 1971, с. 52—53.
- Агамирзоев Р.А. Гюль Э.К., Золотовицкая Т.А. Голоценовые сейсмодислокации на территории Азербайджана. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизики, 1973, с. 25—27.
- Ананьев Г.С. Денудационная устойчивость горных пород в разных климатических условиях. — Геоморфология, 1975, № 2, с. 12—16.
- Ананьин И.В. Сейсмичность Западного Кавказа, восточной части Черного моря и связь ее с внутренним строением земной коры. — В кн.: Строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1966, с. 31—39.
- Ананьин И.В. Аргунское землетрясение 2 марта 1966 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 г. М.: Наука, 1970, с. 35—43.
- Ананьин И.В. Об оценке величины сейсмической активности и максимально возможной энергии землетрясения в отдельных сейсмогенных зонах Кавказа. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизики, 1973, с. 97—94.
- Ананьин И.В., Бунз В.И., Введенская Н.А. и др. Методика составления карты сейсмического районирования на примере Кавказа. М.: ВИНТИ, 1969.
- Ананьин И.В., Зыбина И.А. Анапское землетрясение 12 июля 1966 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 году. М.: Наука, 1970, с. 56—62.
- Аранович З.И., Зарайский М.П., Якушева В.Н. Сейсмичность Анапского района по инструментальным данным. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 1, с. 79—85.
- Арешидзе Г.М., Буачидзе И.М., Джавахишвили Э.А. и др. Инженерно-геологические условия территории Грузинской ССР. — В кн.: Гидрогеология СССР, т. X. Грузинская ССР. М.: Недра, 1970, с. 353—386.
- Артемьев М.Е., Бунз В.И., Камбарова Н.Ш. Использование данных о нарушениях изостатического равновесия для выделения сейсмоопасных зон Крымско-Кавказского региона. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 11, с. 8—26.
- Астахов Н.Е. Тектогенные формы рельефа (морфоструктуры) Грузии. — В кн.: Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1971, с. 384—427.
- Астахов Н.Е. Структурная геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 224 с.
- Атлас землетрясений в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 337 с.
- Атлас Грузинской Советской социалистической республики. Тбилиси—Москва: Глав. упр. геодезии и картографии Гос. геол. ком. СССР. 396 с.
- Ахундов С.А. Интенсивность денудации Азербайджанской части Кавказа. — Геоморфология, 1974, № 3, с. 46—52.

- Балавадзе Б. К.* Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1957. 122 с.
- Балавадзе Б. К.* К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий. — Физ. Земли, 1975, № 2, с. 75—83.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш.* Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. — ДАН СССР, 1961, т. 136, № 6, с. 1328—1330.
- Баландин Р. У.* берега Сванского моря. — Знание — сила, 1975, № 12, с. 52—54.
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В.* и др. — В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. Сейсмология, № 8. М.: Наука, 1972. 192 с.
- Башкиров А. С.* Антисейсизм древней архитектуры. Калинин, 1948. 399 с.
- Безруков В. Ф.* Физико-механические свойства горных пород Сочинского района. — В кн.: Проблемы инженерной геологии Северного Кавказа, вып. 3. Сочи: Госстрой СССР, 1971, с. 39—55.
- Блаватский В. Д.* Пантикапей. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 255 с.
- Благоволин Н. С., Победоносцев С. В.* Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей. — Геоморфология, с. 46—55, № 3, 1973.
- Богданович К. И.* Несколько замечаний о землетрясении в Шемахе 30 января 1902 г. — Изв. постоянный центр. сейсмич. комис. СПб., 1903, т. I, вып. 2, с. 282—290.
- Болдырев В. Л.* Обвальнo-оползневой тип берега. — Труды Ин-та океанологии, 1957, т. XXI, с. 118—132.
- Борисов Б. А., Рейснер Г. И.* О сейсмо-тектоническом каталоге землетрясений Кавказа. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 9, с. 11—18.
- Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолто В. П.* Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М.; Наука, 1975. 139 с.
- Борисов Б. А., Шенкарева Г. А.* Сейсмолого-геофизическая характеристика Кавказа и запада Средней Азии. — Бюл. МОИП. Отделение геол., т. XLVII (6), 1972, с. 5—16.
- Боровик Н. С., Мишарина Л. А., Тресков А. А.* О возможности будущих сильных землетрясений Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1971, № 1, с. 21—26.
- Брюсов Б. А.* Глубинное строение Кавказа и Предкавказья по геофизическим данным. — В кн.: Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ, ч. 1. М.: Недра, 1968, с. 650—656.
- Букля С. Г., Абазелик Е. М.* Геология и полезные ископаемые Абхазской АССР. Тбилиси, 1970.
- Бунз В. И., Гоцадзе О. Д., Кейлис-Борок В. И.* и др. О сейсмическом риске на территории Кавказа. — В кн.: Интерпретация данных сейсмологии и неотектоники: Вычислительная сейсмология, вып. 8. М.: Наука, 1975, с. 3—37.
- Бунз В. И., Кириллова И. В., Ананьин И. В.* и др. Опыт оценки максимальной сейсмической опасности на примере Кавказа. — Вопр. инж. сейсмологии, 1971, вып. 14, с. 3—29.
- Бунз В. И., Кириллова И. В., Ананьин И. В.* и др. Карта возможных максимальных сотрясений юга Европейской части СССР. — Вопр. инж. сейсмологии, 1974, вып. 16, с. 78—103.
- Бюс Е. И.* Сейсмические условия Закавказья. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948, 1952. 175 с.
- Бюс Е. И., Цхакая А. Д., Рубинштейн М. М.* Грузия. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 242—252.
- Варшавский А.* Следы на дне. М.: Мысль, 1975. 144 с.
- Вахушти.* Описание царства Грузинского (география Грузии). Тбилиси: Изд-во Тбил. гос. ун-та, 1941.
- Вебер В. Н.* Шемахинское землетрясение 31 января 1902 г. — Труды Геол. ком. СПб., 1903. Нов. сер., вып. 9. 73 с.
- Винник Л. П., Ленартович Э.* Структура верхней мантии Кавказа и Карпат по сейсмическим данным. — Физ. Земли, 1976, № 3, с. 3—14.
- Виноградов Б. В.* Примеры связи растительности и почв с новейшей тектоникой. — Бот. журн., 1955, № 6, с. 837—844.

- Водяницкий В.А.* К познанию фауны оз. Абрау. — Работы Новорос. биол. ст. им. В.М. Арнольда, Новороссийск, 1930, вып. 4, с. 131—156.
- Габриелян Г.Е.* Современные процессы выветривания и денудации вулканического нагорья Армянской ССР: Автореф. докт. дис. М., 1965. 42 с.
- Габриелян Г.К.* Интенсивность денудации на Кавказе. — Геоморфология, 1971, № 1, с. 22—27.
- Гамкрелидзе П.Д.* Тектоника Грузинской ССР. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. X, ч. 1, с. 453—491.
- Гамкрелидзе П.Д.* Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 9—21.
- Геологический словарь, т. 1. М.: Недра, 1973. 486 с.
- Геология СССР, т. X. Грузинская ССР, ч. I. М.: Недра, 1964. 665 с.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А.* Понятия "морфоструктура" и "морфоскульптура" и использование их в целях геоморфологического анализа. — В кн.: Рельеф Земли. М.: Наука, 1967, с. 7—12.
- Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 5, с. 390—410.
- Гзовский М.В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности, ч. 1, 2. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 2, с. 141—160; № 3, с. 273—283.
- Гзовский М.В.* Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963¹, № 1, с. 149—178.
- Гзовский М.В.* Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963², № 1, с. 37—63.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И.* Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 8, с. 1147—1156.
- Гзовский М.В., Никонов А.А.* Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры. — Геотектоника, 1973, № 3, с. 45—58.
- Гидрогеология СССР, т. 10. Грузинская ССР. М.: Недра, 1970. 404 с.
- Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966. 163 с.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 392 с.
- Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П.* Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 135—146.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф.* Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 160 с.
- Горшков Г.П.* Землетрясения на территории Советского Союза. М.: Географгиз, 1949. 120 с.
- Горшков Г.П.* Вопросы сейсмотектоники и сейсмическое районирование территории Китайской Народной Республики. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 54 с.
- Горшков Г.П.* Вопросы сейсмотектоники и сейсмическое районирование территории Бирманского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 124 с.
- Горшков Г.П., Шенкарева Г.А.* Удельная сейсмическая энергия и сейсмическое районирование. — В кн.: Труды X Генеральной Ассамблеи ЕСК. М.: ВИНТИ, 1970, т. 2, с. 119—129.
- Горшков Г.П., Рустанович Д.Н., Милай Т.А.* Сейсмогеологические условия возникновения Зангезурского землетрясения 9 июля 1968 г. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1973, № 6, с. 77—80.
- Гоцадзе О.Д.* О динамической характеристике очагов Кавказских землетрясений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 3, с. 284—300.
- Гоцадзе О.Д., Кейлиш-Борк В.И., Кириллова И.В.* и др. Исследование механизма землетрясений. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 40. 148 с.
- Губин И.Е.* Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 13 (140), 63 с.

- Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
- Губин И.Е.* О прогнозе землетрясений ст. I и II. Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1964, № 8, 9, с. 1162–1170.
- Губин И.Е.* Одноэлементные карты сейсмического районирования. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1966₁, № 6, с. 47–55.
- Губин И.Е.* Многоэлементные карты сейсмического районирования. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1966₂, № 7, с. 11–19.
- Губин И.Е.* Многоэлементное сейсмическое районирование (на примере Индийского полуострова). — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1971, № 12, с. 10–23.
- Губин И.Е.* О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогнозических полигонах. М.: Наука, 1974₁, с. 181–195.
- Губин И.Е.* Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования. — Геотектоника, 1974₂, № 6, с. 29–40.
- Давыдова Н.И., Краснопецева Г.В., Манилов С.А.* и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 43–56.
- Данилович В.Н.* Тектоника юго-восточной окраины прибайкальской юры. — В кн.: Труды Вост.-Сиб. геол. упр. Иркутск, 1941, вып. 29. 79 с.
- Данилович В.Н.* Аркогенный тип надвигов. — Геология и геофизика, 1963, № 2, с. 3–11.
- Джанашвили М.Г.* Землетрясения в прошлом (историческая справка). — Изв. Кавк. отд. Импер. рус. геогр. о-ва, 1902, т. XV, № 5.
- Джибладзе Э.А.* Оценка размеров очага слабых землетрясений Кавказа. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1971₁, № 5, с. 89–90.
- Джибладзе Э.А.* Об определении макросейсмической интенсивности по инструментальным данным. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1972, № 9, с. 72–75.
- Джибладзе Э.А.* Сейсмическая активность и максимальные землетрясения для территории Грузии и ее окрестностей. — В кн.: Изучение сейсмической опасности. Ташкент: ФАН, 1971₃, с. 50–55.
- Джибладзе Э.А.* Сравнение различных методов оценки величины максимально возможного землетрясения на Кавказе. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1976, № 7, с. 12–19.
- Джибладзе Э.А., Болквадзе И.Н., Джиджейшвили П.О.* Уточнение карт максимальных возможных землетрясений и сотрясаемости Кавказа. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1976, № 8, с. 31–40.
- Джибладзе Э.А., Ризниченко Ю.В.* Сейсмическая сотрясаемость Кавказа. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1973, № 1, с. 9–20.
- Думитрашко Н.В.* Сравнительная интенсивность экзогенных рельефообразующих процессов Кавказа и Тянь-Шаня. — Геоморфология, 1971, № 3, с. 52–56.
- Закарая П.П.* Цаишский архитектурный комплекс. Тбилиси: Хеловнеба, 1956.
- Золотарев Г.С., Махорин А.А.* Закономерности формирования, типы обвалов и оползней в скальных породах долины р. Ингури (Зап. Кавказ). — В кн.: Вопросы формирования и устойчивости высоких склонов. М.: Изд-во МГУ, 1970, с. 53–70.
- Ивченко П.И.* Обзорное описание геологического строения Черноморского округа. — В кн.: Черноморский округ и его производительные силы. Новороссийск, 1923, т. 1, с. 307–327.
- Иоселиани М.С.* Строение комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным.
- Кавтарадзе О.О., Павлов О.О., Семашко О.О.* Геодезические и топографические работы на Кавказе в 1901 году. — Изв. Кавказ.отд. Импер.рус. геогр. о-ва, 1902, т. XV, № 5.
- Карапетян Н.К., Пирузян С.А.* Сейсмичность Армении. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. X. Геофизика. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972, с. 125–187.
- Картлис Цховреба.* Том II. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1959.
- Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А.* и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 34 с.
- Кириллова И.В., Сорский А.А.* О методике составления карты сейсмического районирования масштаба 1:1 000 000 на примере Кавказа. — Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 8, с. 121–124.

- Кноринг Л.Д.* Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л.: Недра, 1969. 87 с.
- Когошвили Л.В.* Живая тектоника Грузии и ее воздействие на рельеф. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 220 с.
- Когошвили Л.В.* О развитии неотектонического рельефа Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 307 с.
- Конапальцев И.М.* Движения земной коры на Гарском полигоне по измерениям 1948—1970 гг. — Геотектоника, 1971, №5, с. 111—116.
- Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г.* Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копет-Дага и его предгорий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 7, с. 59—69.
- Кочетов Н.И.* — В кн.: Проблемы инженерной геологии Северного Кавказа, вып. 3. Сочи: Госстрой СССР, 1971, с. 175—178.
- Кочетов Н.И.* Об остаточных гравитационных деформациях, вызванных Сочинским землетрясением 4 декабря 1970 г. — Геоморфология, 1974, № 2, с. 78—82.
- Краснопевцева Г.В., Рязанов И.А., Шевченко В.И.* Глубинное строение центрального сектора Большого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1, с. 29—41.
- Крестников В.Н.* О сопоставлении сейсмичности и структуры Восточной части Центрального Кавказа. — ДАН СССР, 1952, т. XXXV, № 5, с. 1135—1138.
- Крестников В.Н.* О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня. — Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1957, № 3, с. 81—94.
- Крестников В.Н.* Количественная оценка измерения контрастности вертикальных тектонических движений. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 88—97.
- Крестников В.Н., Симбирева И.Г.* — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия. М.: Наука, 1973, № 11, с. 72—93.
- Кулиев Ф.Т., Рагимов Ш.С., Ахмедбейли Ф. С.* Азербайджан. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 227—241.
- Курдюков К.В.* — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964, с. 153—159.
- Кутцова Н.И.* и др. Исследование связи параметров землетрясений и сейсмодислокаций с помощью уравнений ортогональной регрессии. — Тр. ПНИИИС, вып. 39. Математические методы в инженерной геологии массивов горных пород. М.: 1975, с. 21—45.
- Кучай В.К.* Результаты повторного обследования остаточных деформаций в плейсто-сейстовой области Кебинского землетрясения. — Геол. и геофиз., 1969, № 8, с. 101—107.
- Кучай В.К.* Использование палеосейсмодислокаций при изучении сейсмического режима (на примере плейстосейстовой области Чаткальского землетрясения 1946 г.). — Геол. и геофиз., 1971, № 4, с. 124—129.
- Кучай В.К.* Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмо-геологическим данным. — Геол. и геофиз., 1972, № 12, с. 85—95.
- Леонов Н.Н.* О сейсмическом районировании СССР. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 6, с. 107—108.
- Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С.* и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. — Геоморфол., 1972, № 1, с. 3—18.
- Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.
- Маисурадзе О.М.* Определение динамических параметров очагов и их геологическая интерпретация для некоторых землетрясений Западной Грузии. — Труды Ин-та геофиз. АН ГССР, 1962, т. XX.
- Маисурадзе О.М.* О некоторых вопросах сейсмодинамики антиклинория Главного хребта Большого Кавказа. — Труды Ин-та геофиз. АН ГССР, 1973, т. XXXI, с. 54—61.
- Мачавариани К.* Цебельдинский обвал. — Газ, "Кавказ", 1891, № 273.
- Медведев С.В., Бунз В.И., Введенская Н.А.* и др. Инструкция по сейсмическому районированию. — Вопр. инж. сейсмологии, 1961, вып. 5, с. 128—145.
- Медведев С.В., Бунз В.И., Гзелишвили И.А.* и др. Инструкция по проведению сейсмического микрорайонирования. — Вопр. инж. сейсмологии, 1962, вып. 7, с. 112—122.

- Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности. М.: Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН СССР, 1965, 11с.
- Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М.: 1974, 195 с.
- Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М.: Мысль, 1972, 519 с.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 483 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963, 357 с.
- Мордухой-Болтовский Ф.Д. Каспийская фауна в Азово-Черноморском бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 288 с.
- Мурусидзе Г.Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси: Мецниереба, 1976, 170 с.
- Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи. — Зап. Имп. рус. геогр. о-ва. Общая география, 1893, т. XXVI, 582 с.
- Мшвениерадзе Д.М. Строительное дело в древней Грузии. Тбилиси: Техника да шрома, 1952, 476 с.
- Натроев А. Мцхета и его собор Свети-Цховели. Тифлис, 1900, 498 с.
- Николаев Н.И. Палеосейсмогеология. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВИНТИ, 1973, с. 64—66.
- Николаев П.Н. Деформационная неоднородность земной коры как геологический критерий сейсмичности. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия. М.: Наука, 1973, № 11, с. 104—114.
- Никонов А.А. Сейсмотектонические дислокации Южного Таджикистана. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВИНТИ, 1973.
- Никонов А.А. Современные и голоценовые сейсмотектонические дислокации в Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоне (Таджикистан). — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1974, № 12, с. 71—76.
- Никонов А.А. Современные сейсмотектонические дислокации в горных районах Средней Азии. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 1, с. 79—82.
- Олюнин В.Н. О возникновении основных форм рельефа полуострова Абрау и Дооб. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1953, № 58, с. 179—188.
- Островский А.Б. Происхождение оз. Абрау и других бессточных котловин Черноморского побережья Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970₁, № 1, с. 89—98.
- Островский А.Б. Палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970₂, с. 46—58.
- Оценка сейсмического риска: Межправительств. конф. по оценке и мерам уменьшения сейсмической опасности. ЮНЕСКО, (МД) 53: Париж, 1976.
- Петрушевский Б.А. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 28 (155), 60 с.
- Петрушевский Б.А. О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования. — Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 8, с. 28—35.
- Петрушевский Б.А. Использование геологических данных при сейсмическом районировании. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 62—70.
- Пирузян С.А. Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Ереван: Айастан, 1969.
- Растворова В.А., Щербакова Е.М. Поднятие Центрального Кавказа за поздне- и послеледниковое время. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 1, с. 297—303.
- Резанов И.А. О геологической природе сейсмических границ раздела в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 124—132.
- Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное геологическое строение Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 4, с. 49—59; № 7, с. 3—10.

- Рейснер Г.И.* Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1960, № 9, с. 1316—1320.
- Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию. Под ред. С.В. Медведева. М.: Стройиздат, 1971. 66 с.
- Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А.* Сейсмическая активность и большие землетрясения Кавказа. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 1, с. 35—49.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: ИЛ, 1963, 670 с.
- Рубинштейн М.М.* Геологические критерии сейсмического районирования Грузии. — Бюл. Совета по сейсмологии, 1960, № 8, с. 116—120.
- Рубинштейн М.М.* Сейсмоструктура Грузии. — В кн.: Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 492—502.
- Рубинштейн М.М., Цхакая А.Д.* Сейсмоструктурные особенности Ахалкалакского (Джавахетского) нагорья. — Труды Ин-та геофиз. АН СССР, 1958, № 17, с. 161—175.
- Рустанович Д.Н.* Эпицентральная зона Краснодарских землетрясений. — Труды ИФЗ АН СССР, 1960, № 10 (177), с. 90—98.
- Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 476 с.
- Семенов Р. М., Хромовских В.С.* Сейсмодислокации Западного Кавказа и их связь с трещиноватостью верхних частей земной коры. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации: Матер. конф. М.: ВНИИГеофизики, 1973, с. 16—18.
- Соловьев Б.Л.* Землетрясение 1963 г. в Абхазии и его геоморфологическое проявление. — Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1965, т. 97, вып. 1, с. 81—85.
- Соловьев В.Ф., Лебедев Л.И., Кулакова Л.С.* и др. Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазосностью. М.: Наука, 1971. 76 с.
- Солоненко В.П.* О неравномерности распределения интенсивности сотрясений на поверхности Земли при землетрясениях. — Геол. и геофиз., 1960, № 3, с. 118—121.
- Солоненко В.П.* Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1962, № 11, с. 58—74.
- Солоненко В.П.* Некоторые задачи современного сейсмического микрорайонирования. — Геол. и геофиз., 1962, № 9, с. 69—82.
- Солоненко В.П.* Селевая деятельность в плейстоценовых областях катастрофических землетрясений. — Бюл. МОИП, 1963, № 2, с. 133—140.
- Солоненко В.П.* Палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового Нагорья, М.: Наука, 1966, с. 15—36.
- Солоненко В.П.* Сейсмоструктура и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 57—71.
- Солоненко В.П.* Шрамы на лике Земли. — Природа, 1970, № 9, с. 17—25.
- Солоненко В.П.* Палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, Ежегодник, № 1. Душанбе: Дониш, 1970, с. 83—93.
- Солоненко В.П.* Проблемы инженерной сейсмогеологии. — В кн.: Пути дальнейшего развития инженерной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 124—130.
- Солоненко В.П.* Сейсмогенное разрушение горных склонов. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология: Докл. сов. геол. на XXIV сессии МГК. М.: Наука, 1972, с. 142—153.
- Солоненко В.П.* Палеосейсмогеология. — Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1973, № 9, с. 3—16.
- Солоненко В.П.* Землетрясения и рельеф. — Геоморфология, 1973, № 4, с. 5—15.
- Солоненко В.П.* Сейсмогеология и проблема предсказания землетрясений. — Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 168—178.
- Солоненко В.П.* Шкала балльности по сейсмодислокациям. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 121—130.
- Солоненко В.П.* Оползни и обвалы в сейсмических зонах и их прогноз. — В кн.: Геология четвертичного периода. Инж. геология, Гидрогеология аридной зоны: Междунар. конгр., XXV сессия. М.: Наука, 1976, с. 172—181.

- Солоненко В.П.* Сейсмовозбужденные обвалы и земляные лавины (на примере Хайтского землетрясения). — В кн.: Геологические закономерности и взаимобусловленность развития оползней, обвалов и селевых потоков в горноскладчатых областях — основа прогноза и борьбы с ними, М.: Изд-во МГУ, 1976₂, вып. 2, с. 4—18.
- Солоненко В.П.* Прогноз землетрясений Байкальской рифтовой зоны по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений: Междунар. симпозиум, Ташкент: ФАН, 1976₃, с. 168—178.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Флоренсов Н.А.* Сейсмическое районирование Восточной Сибири. — Геол. и геофиз., 1960, № 10, с. 104—117.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А.* и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья, М.: Наука, 1968. 231 с.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М.* и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья, М.: Наука, 1968. 218 с.
- Солоненко В.П., Курушин Р.А., Павлов О.В.* и др. Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области. — В кн.: Проблема современных движений земной коры: Труды III Междунар. симпозиума по современному движению земной коры, М., 1969, с. 337—385.
- Солоненко В.П., Хромовских В.С., Жилкин В.М.* и др. Некоторые сейсмотектонические и инженерно-сейсмогеологические аспекты проблемы сотрясаемости при землетрясениях (на примере Восточного Саяна). — В кн.: Изучение сейсмической опасности, Ташкент: ФАН, 1971, с. 84—118.
- Солоненко В.П., Хромовских В.С., Полатин Д.В.* Сейсмотектонический процесс как рельефообразующий фактор (на примере Большого Кавказа и Монголо-Байкальского горного пояса). — В кн.: Структурная геоморфология горных стран, Фрунзе: Илим, 1973, с. 51—62.
- Солоненко В.П., Хромовских В.С.* Мощные землетрясения Большого Кавказа. — Природа, 1974, № 6, с. 35—47.
- Сомин М.Л.* Доюрские основания Главного хребта и южного склона Большого Кавказа, М.: Наука, 1971, 246 с.
- Сомин М.Л., Белов А.А.* К истории тектонического развития зоны южного склона Большого Кавказа. — Геотектоника, 1967, № 1, с. 77—82.
- Сорский А.А.* О сейсмичности района Шемахи в Закавказье. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1955, № 1, с. 35—44.
- Сорский А.А.* О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа. — Сов. геол., 1962, № 1, с. 54—70.
- Степанян В.А.* Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и прилегающих районах, Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1942.
- Строительные нормы и правила, ч. II, раздел А, гл. 12. Строительство в сейсмических районах (СНиП II-A, 12—69) М.: Стройиздат, 1970. 48 с.
- Такашвили Эвктиме.* Археологическая экспедиция в Лечхуми и Сванетии 1910 г. Париж, 1937 (на груз. яз.).
- Тедо Жордания.* Хроники, Кн. 3-я, Тбилиси: Мецниереба, 1967.
- Твалтвадзе Г.К.* Строение земной коры на Кавказе по геофизическим данным. — В кн.: Глубинное строение Кавказа, М.: Наука, 1966, с. 35—42.
- Тектоническая карта юга СССР/Под ред. Г.Х. Дикенштейна, К.Н. Кравченко и др. М.: Изд-во ГУГК, 1975.
- Тетюхин Г.Ф., Арсланбеков Ш.У.* Примеры проявления новейшей и современной тектоники в рельефе Кызылкумов. — В кн.: Современные движения земной коры, М.: ВИНТИ, 1968, №4, с. 204—212.
- Трифонов В.Г.* Об импульсном характере тектонических движений в области новейшего горообразования (Копетдаг и Восточный Кавказ). — Геотектоника, 1971, № 4, с. 65—68.
- Флоренсов Н.А.* О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. — Геол. и геофиз., 1960₁, № 1, с. 74—90.
- Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960₂. 258 с.
- Флоренсов Н.А.* Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. — Бюл. Совета по сейсмологии, 1960₃, № 10, с. 11—20.

- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. О молодых подвижках по древним разломам на Западном Кавказе и их влиянии на гидрографическую сеть. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1959, № 8, с. 17—20.
- Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. Сейсмичность района строительства Ингури ГЭС. — В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. Иркутск, 1972, с. 49—50.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмогенные структуры Западного Кавказа. — В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. Иркутск, 1972, с. 46—49.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмодислокации Западного Кавказа и их значение для сейсмического районирования. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации: Матер. конф. М.: ВНИИГеофизики, 1973, с. 12—15.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмическая опасность в районе строящейся и проектируемых ГЭС Ингурского каскада по палеосейсмологическим данным. — В кн.: Труды координационного совещания по гидротехнике. Л.: Энергия, 1974, вып. 94, с. 117—118.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 133 с.
- Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М. и др. Сейсмогенные структуры и некоторые закономерности сейсмотектонического развития Западного Кавказа. — В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 5—14.
- Цагарели А.Д. Четвертичная тектоника Грузии. XXII сессия МГК: Докл. сов. геологов (пробл. III). М.: Недра, 1964.
- Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966.
- Цхакая А.Д. Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья и прилегающих районов. — Труды Ин-та геофиз. АН ГССР, 1957, т. XVI, с. 117—219.
- Цхакая А.Д. Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья. — В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 240—249.
- Цхакая А.Д. Некоторые результаты изучения землетрясений Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 7, с. 1031—1036.
- Цхакая А.Д. О глубинах Кавказских землетрясений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 5, с. 577—584.
- Цхакая А.Д. К вопросу сейсмичности района строительства Ингури ГЭС. — Труды Ин-та геофиз. АН ГССР, 1963, т. XXI, с. 85—96.
- Цхакая А.Д. Графики повторяемости и карта сейсмической активности Кавказа. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1965, № 8, с. 1—11.
- Цхакая А.Д., Джибладзе Э.А., Папалашвили В.Г. и др. Землетрясения Кавказа. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1962 году. М.: Наука, 1964, с. 18—37.
- Цхакая А.Д., Махатадзе Л.Н., Табидзе Д.Д. Чхалтинское землетрясение 16 июля 1963 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1963 г. М.: Наука, 1966, с. 37—55.
- Цхакая А.Д., Махатадзе Л.Н., Табидзе Д.Д. Чхалтинское землетрясение, Тбилиси: Мецниереба, 1967. 54 с.
- Цхакая А.Д., Папалашвили В.Г. Некоторые результаты сейсмических наблюдений на территории Кавказа за 1961—1966 гг. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1971, № 5, с. 11—17.
- Чигарев Н.В., Шивков Ф.С. По следам Махачкалинского землетрясения. — Природа, 1970, № 12, с. 37—40.
- Чубинашвили Г.Н. Архитектура Кахетии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1959. 638 с.
- Чураян А., Джабуа Н. Некоторые особенности центрических зданий, Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1953. 63 с.
- Шарапов И.П. Применение математической статистики в геологии. М.: Недра, 1971. 246 с.
- Шарданов А.Н. Тектоническая карта Краснодарского края. — В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 149—156.
- Шарданов А.Н., Борукаев Ч.Б. Таманский полуостров и Западный Кавказ. — В кн.: Геология СССР. Северный Кавказ, ч. I. М.: Недра, 1968, с. 594—606.

- Шебалин Н.В.* Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясения. — В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 126—138.
- Шебалин Н.В.* — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 95—109.
- Шебалин Н.В.* О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1971, № 6, с. 12—20.
- Шебалин Н.В.* Об оценке сейсмической интенсивности. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 87—119.
- Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974, 56 с.
- Шебалин Н.В., Быстрицкая Ю.В., Левкович Р.А., Равелис И.Л.* — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование г. Махачкалы. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1970, стр. 146—159.
- Шенкова З., Карник В.* Сравнение методов определения максимально возможных землетрясений. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1974, № 11, с. 118—125.
- Шервашидзе Л.А., Соловьев Л.Н.* Исследования древнего Себастополиса. — Сов. археол., 1960, № 3, с. 171—180.
- Широкова Е.И.* Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1957, № 1, с. 22—36.
- Широкова Е.И.* О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 10, с. 1297.
- Широкова Е.И.* — В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. Сейсмология, № 8. М.: Наука, 1972, с. 112—148.
- Яншин А.Л.* (гл. ред.). Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, 488 с.
- Allen C.R.* Geological criteria for evaluating seismicity. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, N 8.
- Allen C.R., Amand P., Richter C.F., Nordquist S.M.* Relationship between seismicity and geologic structure in the Southern California Region. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1965, v. 55, N 4, p. 753—799.
- Ambraseys N.N.* Some characteristic features of the Anatolian Fault Zone. — Tectonophysics, 1970, v. 9, N 2—3, p. 143—167.
- Ambraseys N.N., Anderson G.* Dasht-e-Bayaz earthquake of 31 August 1968. Serial N 1214/BMS, ED/SCE, Paris, 1969, May.
- Ambraseys N.N., Tchalenko J.S.* The Gediz (Turkey) earthquake of March 28 1970. — Nature, 1970, v. 227, N 5258, p. 592—593.
- Ambraseys N.N., Moinfar A.* The seismicity of Iran. The Firuzabad (Nehavend) earthquake of 16 August 1958. — Amer. geophys., 1974, v. 27, N 1—2, p. 1—21.
- Ambraseys N.N., Moinfar A., Tchalenko J.S.* The Karnaveh earthquake 30 July 1970. Ser. N 2380/RMO, RD/SCE, Paris, 1971, April.
- Benioff H.* Korchquakes and rock creep. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1951, v. 41.
- Benioff H.* Mechanism and strain characteristics of the White Wolfe fault as indicated by the aftershock sequence. Earthquakes in Kern County, California, during 1952. Bull. 171, Cal. Divof Mires. San Francisco, 1955, p. 199—202.
- Bolanger Yu., Pevnev A.* Geodetic studies and forerunners of earthquakes. — Tectonophysics, 1972, N 3/4, p. 183—189.
- Buchstein M., Clouet d'Orval M.* Le seisme de Beni (20 mars 1966, Rep. Dem. Congo) et les failles du fosse tectonique las Eduard-Semilike-las Albert. Fourth symposium on African Geology. University of Sheffield, 1967, p. 11.
- Bullen K.E.* On the size of the strained region prior to an extreme earthquake. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1955, v. 45, N 1, p. 43—46.
- Bune V.J., Sorsky A.A.* Seismotectonic principles of distinguishing zones of probable origin of strong earthquakes foci on the example of the Caucasus. Copenhagen, 1966.
- Davison Ch.* Great earthquakes. London, 1936, p. 1—286.
- Dewey James W., Grantz A.* The Chir earthquake of april 10. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1973, v. 63, N 6, part 1, p. 2071—2090.
- Gianella Vincent P.* Earthquakes and faulting, Fort Sage mountains. California, December 1950. Bull. Seismol. Soc. Amer., 1957, v. 47, N 3, p. 173—177.
- Greensfelder R.* Seismologic and crustal movement investigations of the San-Fernando earthquake. — Calif. Geol., 1971, v. 24, N 4—5.

- Hansen W.* — Geol. Surv. Profess. Paper, 1966, Washington, p. 1—37.
- Healy J.N., Lee W.H.K.* — Tectonophysics, 1972, v. 14, N 3/4, p. 319—333.
- Hill R.* Recent earthquakes near Twenty nine Palm. San Bernardino Connty, California. — Calif. geol., 1976, v. 29, N 6, p. 134—135.
- Kárník V., Miechal E., Molnar P.* Erdbebenkatalog der Tchechoslovakei bis zum Jahre 1955. — Travaux Inst. géophys. Acad. Tschechoslowakei sci., 1957, N 69.
- Koning L.P.G.* Earthquakes in relation to their geographical distribution depth and magnitude. — Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet. ser. 1952, B, v. 55, p. 263—292.
- Otsuka Michio.* — J. Phys. Earth, 1964, v. 12, N 1, p. 19—24.
- Miller Don.* Alaska earthquake 1958, July 10. Giant wave in Lituya Bay. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1960, v. 50, N 2, p. 253—267.
- Nowroozi Ali A.* Seismotectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush Region. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, v. 62, N 2, p. 317—343.
- Philip H., Megard F.* Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Peru). — Tectonophysics, 1977, 38, N 3—4, p. 259—278.
- Plafker G., Erickson G.E., Concha J.F.* Geological aspects of the May 31 1970 Peru earthquake. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1971, v. 61, N 3, p. 543—579.
- Plafker G.* Tectonic Aspects of the Guatemala Earthquake of 4 February 1976. — Science, 1976, v. 193, N 4259, p. 1201—1208.
- Plafker G.* Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake. — Science, 1965, v. 148, N 3678, p. 1675—1687.
- Pulina M.* Observations on the chemical denudation of some karst areas of Europe and Asia. Studia Geomorphologia Carpatho-Balcanica, 1971, v. 5, p. 79—92.
- Rothe J.* — La Nature, 3305, 1960, Septembre, p. 378—387.
- Scheideger Adrian E.* On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. — Rock Mech., 1973, v. 5, N 4, p. 231—236.
- Shor G. Roberts Ellis.* San Miguel, Baya California Norte, earthquakes of February 1956. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1958, v. 48, N 2.
- Scholz Christopher H.* — Tectonophysics, 1972, v. 14, N 3/4, p. 201—219.
- Scott Glenn R.* Quarternary faulting and potential earthquakes in East Central Colorado. — In: Geol. Survey Research 1970, chap. C, p. C11—C13.
- Shepherd R.* — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1970, v. 60, N 5, p. 1561—1607.
- Stauder W., Bollinger G.A.* The focal mechanism of the Alaska earthquake of March 28, 1964 and of its aftershock sequence. — J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 22, p. 5283—5296.
- Steinbrugge K., Zacher E.* Fault creep and property damage (creep on the San Andreas fault). — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1960, v. 50, N 3, p. 389—396.
- Tarr R., Martin L.* Earthquakes at Jakutat Bay, Alaska in September 1899. — Washington: Govt Print. Office, 1912, p. 1—130.
- Tazieff H.* Interpretation des glissements des terrains accompagnant le grand séisme du Chili. — Bull. Soc. Belge géol., 1960, t. 69.
- Tazieff H.* A propos de la signification tectonique des importants glissements de terrain provoqués par le grand séisme du Chili de Mai 1960. C.r.Acad. sci., Paris, 1960, t. 251, N 20.
- Tchalenko J.S.* Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR). — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A, 1975, v. 278, N 1275, p. 1—28.
- Tchalenko J., Ambraseys N.* — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 87, p. 41—60.
- Tchalenko J.S., Berberian M.* The Salmes (Iran) earthquake of May 6 1930. — Ann. geofis., 1974, v. 27, N 1—2.
- Tchalenko J.S., Braund J., Berberian M.* Discovery of three earthquake faults in Iran. — Nature, 1974, v. 248, N 5450.
- Tocher Don.* — Bull. of the seismol. Soc. Amer., 1958, v. 48, N 2, p. 147—155.
- Tocher Don.* The Alaska earthquake of July 19 1958. Movements on the Fairweather fault and field investigations of Southern epicentral region. — Bull. Seismol. Soc. America, 1960, v. 50, N 2, p. 217—221.
- Tocher Don.* Creep rate and related measurements at Vineyard, California (Creep on the San Andreas fault). — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1960, v. 50, N 3, p. 396—404.
- Tsuboi Ch.* Earthquake energy, volume, aftershock area and strength of the earth's crust. — J. Phys. Earth, 1956, v. 4, N 2, p. 63—65.
- Wellman H.W.* Active faulting in New Zealand. Problems et recent movements of the Sarths crust. Proc. III intern. Symp. M., 1969, p. 459—463.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ. <i>В.П. Солоненко</i>	3
ВВЕДЕНИЕ. <i>В.П. Солоненко, В.С. Хромовских.</i>	5
<i>Глава 1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.</i> <i>В.П. Солоненко, В.С. Хромовских.</i>	10
<i>Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФОН.</i> <i>В.С. Хромовских, В.М. Жилкин, Р.М. Семенов</i>	18
<i>Глава 3. ИСТОРИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ О СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА.</i> <i>В.С. Хромовских, Р.М. Семенов.</i>	28
<i>Глава 4. СЕЙСМОГЕННОЕ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЕ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ ЗОНАХ ИЗВЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.</i> <i>В.С. Хромовских</i>	47
<i>Глава 5. ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ.</i> <i>В.П. Солоненко, В.С. Хромовских, В.М. Жилкин, Р.М. Семенов.</i>	63
<i>Глава 6. ВОЗРАСТ СЕЙСМОГЕННЫХ СТРУКТУР. ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯМ.</i> <i>В.П. Солоненко, В.С. Хромовских.</i>	120
<i>Глава 7. СЕЙСМОТЕКТОНИКА.</i> <i>В.С. Хромовских, В.П. Солоненко, Р.М. Семенов</i>	139
<i>Глава 8. СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ.</i> <i>В.П. Солоненко, В.С. Хромовских.</i>	165
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	172
ЛИТЕРАТУРА	177

ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЯ БОЛЬШОГО КAVКАЗА

Утверждено к печати Институтом земной коры Сибирского отделения Академии наук СССР

Редактор издательства *Л.А. Николаева*. Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Н.А. Посканная*

ИБ № 5430

Подписано к печати 12.02.79. Т — 02830. Формат 60x90 1/16. Бумага офсет. № 1.
Усл.печ.л. 11,8+1,5 вкл. Уч.-изд.л. 15,4. Тираж 700 экз. Тип. зак. 900. Цена 2р. 30к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 30 к.

2992



«ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА»