

В.Н.АВЕРЬЯНОВА

ГЛУБИННАЯ СЕЙСМОТЕКТОНИКА ОСТРОВНЫХ ДУГ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

550.34+551.24

В. Н. АВЕРЬЯНОВА

ГЛУБИННАЯ
СЕЙСМОТЕКТОНИКА
ОСТРОВНЫХ ДУГ

(Северо-запад Тихого океана)

1573



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1975



Глубинная сейсмотектоника островных дуг (Северо-запад Тихого океана). В.Н. Аверьянова. "Наука", 1975.

В работе дано описание процессов разрушения среды в очаговых зонах через законо-мерности динамических параметров и параметров сейсмического режима. Этим закономерностям дана физико-тектоническая трактовка, исследована возможность их использования для решения задач сейсмического районирования. Предложен новый метод картирования сейсмичности с помощью суммарной величины сейсмической энергии, вы свобождаемой единицей площади разрывов в совокупности землетрясений, подчиняющихся закону повторяемости. С помощью формулы К.Аки, связывающей собственную энергию разрыва с величиной его площади и величиной дислокации, осуществлен переход от энергетической характеристики сейсмичности к выражению ее через суммарную сейсмическую дислокацию, что позволило связать параметры сейсмичности и глубинного строения Курило-Камчатского региона. Предложен критерий оценки K_{max} , с помощью которого дана оценка сейсмогенности отдельных структурных элементов региона. Кроме Курило-Камчатского региона, даётся описание глубинной сейсмотектоники в Японской и Алеуто-Аляскинских зонах.

Табл. 30, илл. 63, библ. 234 названий.

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР Ю.В. РИЗНИЧЕНКО

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Курило-Камчатская сейсмотектоническая зона представляет собой крупный регион на земном шаре, где в наши дни происходят интенсивные тектонические процессы: образование крутых гор, глубочайших впадин и таинственных островных дуг; здесь много действующих вулканов и часты катастрофические землетрясения и цунами.

Но главные действия разыгрываются не на земной поверхности и не на морском дне, а глубоко под ними. Тут встречается в своем напряженном движении, со скрежетом и грохотом, континентальная земная кора с океанической. Все остальное — результат этой встречи. Как она происходит? Об этом должны рассказать землетрясения.

В Курило-Камчатской зоне множество явлений сплетаются в сложнейший, запутанный и туманный клубок. Из хаоса вырываются на ясный свет лишь отдельные явления. Их удается систематизировать и анализировать. По ним хочется умственным взором восстановить все остальное. Трудная задача!

Настоящая книга прекрасно отображает сложность, противоречивость, неустоявшееся состояние предмета исследования. В ней, как и в самом предмете, фигурирует множество интереснейших наблюденных фактов. Автор многие годы своей жизни отдал организации наблюдений, самим наблюдениям, попыткам проникнуть в сущность вещей.

Он сжился с сейсмотектоникой этой области, сдружился с ней, и потому старается все описать и объяснить по-своему. Он отказывается от проторенных дорог, традиционных приемов описания и старается найти новые методы исследования сейсмотектоники.

Хорошо это или плохо? Думаю, что в конце концов хорошо. Хотя это и потребует от читателя больше труда, чем если бы все в этой книге было обычно, очевидно и гладко. Читатель сам оценит достоинства этой книги, разберется, в чем ему согласиться с автором, а в чем — нет. Одно лишь несомненно: фактов здесь изложено множество, они многозначительны, и читать эту книгу, думать над ней будет интересно.

Что же касается новых подходов к описанию и объяснению фактов, то их здесь немало. Впрочем, конечно, они появились не на пустом месте. Многие до нас по-разному думали над материалом наблюдений. И автор подчеркивает, что он добился проникновения в сущность вещей, достиг таких высот потому, что "стоял на плечах великанов". Один из них — А.А. Тресков, светлой памяти которого посвящена эта книга.

Я не стану перечислять множество проблем сейсмологии, так или иначе затронутых в этой книге: от координат очагов до их механизма и от сейсморайонирования до прогноза землетрясений. Это сделано в оглавлении. Не буду обсуждать и всех новых, иногда частично известных, но необщепризнанных подходов, смело применяемых автором. Отметчу лишь некоторые из них.

В первую очередь это — анализ ролей различных напряжений, действующих в горных породах в зоне, где возникают очаги землетрясений с их форшоками и афтершоками. Мысль автора состоит в том, что анализ механизма главного толчка только вместе с его "ореолом" — фор- и афтершоками может позволить разобраться в картине всех действующих напряжений, вызвавших, в частности, и главный толчок. В этом автор следует А.А. Трескову, своему учителю, профессору Иркутского университета. Талант А.А. Трескова как лектора и руководителя молодых геофизиков, особенно сейсмологов, широко известен в нашей стране. Большую часть своей длительной творческой активности он посвятил сейсмологии, а в ней — классической проблеме определения координат очагов землетрясений, для чего он предложил множество вариантов методов "эпи- и гипопцентралей". И лишь под конец жизни он обрел второе дыхание и взялся за проблему механизма совокупности очагов. В этой области он успел сделать немногое: лишь описать принцип своего подхода. И вот, его ученица, В.Н. Аверьянова, приняла эстафету.

В.Н. Аверьянова полагает, что каждый отдельный сейсмический толчок является результатом разрыва типа скола в очаге и высвобождает полностью или частично только наиболее интенсивную из компонент девиационной части тензора напряжений, которая содержит сейсмогенные скальвающие напряжения. После каждого предыдущего толчка самой интенсивной и опасной может стать компонента, ориентированная так же, как и при пре-

дидущем толчке, либо ориентированная по-иному. В первом случае, характерном для небольших очагов, каждый афтершок как бы воспроизводит в уменьшенном масштабе механизм предыдущего толчка. Во втором случае, характерном для больших очагов, роль самой опасной переходит, вообще говоря, от одной компоненты к другой, ориентированной по-иному. И тогда последовательное срабатывание разных компонент, действующих на протяжении всей жизни очага землетрясения со всеми его фор- и афтершоками, позволит восстановить картину всех компонент тензора напряжений, действовавших до образования очага. Это — заманчивая и, в общем, здравая идея. Но по поводу ее осуществления в данном исследовании могут быть высказаны некоторые замечания.

При рассмотрении этой проблемы автор по существу допускает, что очаг можно рассматривать как единую область, характеризующуюся в каждый момент определенным тензором напряжений, главные оси которого не меняют своей ориентации во времени на протяжении всей жизни очага со всеми его фор- и афтершоками. Меняются лишь величины действующих вдоль них напряжений. Автор приводит статистически обработанные наблюденные данные в пользу возможности принятия этого приближенного допущения. И все же представляется, что гипотеза о сохранении ориентации главных осей тензора напряжений за время жизни очага не должна бы приниматься тотально, без ограничений. Очевидно, можно было бы допустить возможность и существенных вращений главных осей тензора напряжений в области очага. Тем более что автор приводит примеры таких вращений для крупнейших очагов.

При данном подходе вся область очага рассматривается по существу как бы однородной, где каждый толчок из серии афтершоков вносит информацию о ходе изменения напряженного состояния области в целом. Доля истины в этом есть, и это — конструктивный подход, позволяющий выполнить анализ. Но в принципе правильнее, ближе к действительности было бы допустить наличие существенных неоднородностей пространственного распределения напряжений в очаге и заняться изучением напряжений в его объеме не только во времени, но и в пространстве.

Интересна и важна у В.Н. Аверьяновой мысль, что при заданном напряженном состоянии нет смысла искать разрешения дилеммы, какая из двух возможных плоскостей разрыва действительно сработала при землетрясении. Предлагается простой выход: полагать, что при каждом отдельном толчке срабатывают одновременно и являются равнозначными обе возможные плоскости разрыва. Тогда, наряду с традиционными скальвающими разрывными движениями по обеим плоскостям, главными становятся движения, характеризующие деформирование всей объемной области очага в целом: общее растяжение ее в одном направлении и сжатие — в другом. На земной поверхности это должно проявиться в образовании "выпучиваний" и "впучиваний" на определенных участках в эпицентральной зоне. По результатам определения механизма множества очагов автор выделяет области преимущественных поднятий и погружений в своем районе и пытается сопоставить их с известными тектоническими антиклинальными и синклинальными структурами. Оказывается, как и следовало ожидать, что эти "сейсмологические складки" имеют простиранье, согласно с простиранием известных дуговых структур. В этом автор видит подтверждение справедливости своего подхода.

Это в общем хорошая мысль. Не следует лишь ее абсолютизировать. В самом деле, из геологических наблюдений в эпицентральных областях больших землетрясений известны случаи как совместного проявления обоих возможных направлений разрыва, так и подавляющее проявление лишь одного из них. Из лабораторных опытов с различными материалами и из соответствующих теоретических построений известно, что вследствие концентрации напряжений у краев трещины она способна развиваться даже при весьма умеренных средних напряжениях в окружающей области. Расходя потенциальную энергию, запасенную в данном объеме, эта трещина мешает образованию других. При начальном выборе средой лишь одного направления разрыва могут играть роль как неоднородности материала, так и его анизотропия, в частности прочностная. Конечно, в неоднородном материале это не исключает возможности возникновения и других трещин, что и наблюдается в действительности на образцах и ярко проявляется в очагах землетрясений. Но постулирование действительной равнозначности развития разрывов обоих возможных направлений во всех случаях землетрясений все же представляется натянутым.

Логическое или скорее психологическое оправдание такому постулированию можно искать в том, что в использованной автором общепринятой стандартной теоретической точечной модели механизма очага в виде двойной пары сил с взаимно уравновешенными моментами невозможно различить, сработала ли в действительности одна из возможных плоскостей разрыва, и какая именно, или же две сразу, и с каким весом. Нередко практикуемая сейсмологами подгонка избираемой плоскости разрыва под предвзятые тектонические концепции отвергается автором. Это можно понять и приветствовать, тем самым оправдывая агностицизм автора в решении дилеммы. Но дело в том, что использо-

ванная автором модель — еще не сама реальность. К объективной истине можно подойти ближе, если воспользоваться более сложными моделями очага — учесть его протяженность, конечную скорость вспарывания и другие моменты и опереться на пространственно-временные амплитудные и частотные свойства сейсмических волн. На данном этапе автор этого не предпринимал. В пределах же примененной модели он, пожалуй, принял достаточно логичный метод решения вопроса.

Автор правильно обращает внимание на важную роль в направлении оси промежуточного напряжения (нуль-вектор Хонда, Введенской и др.) в формировании сейсмотектонических структур. Вдоль этого направления обычно вытягивается объемная область очага землетрясения с его афтершоками. Предполагается, что в основном вдоль этого направления распространяется разрыв в очаге. Эту концепцию автор принял от А.А. Трескова. Но ранее ее высказал А.Е. Шейдегер, а затем широко использовал А.Р. Ритсема, подчеркивая "тектонический" смысл этого направления, соответствующего простиранию структур.

В книге заметная роль принадлежит статистическим приемам обработки и интерпретации материала. При обсуждении совокупности механизмов очагов статистика ранее обычно не применялась, и здесь автору принадлежит первое веское слово. В принципе удачно применено им вмешивание параметров отдельных разрывов в соответствии с их энергетической величиной для получения средних показателей. Статистический подход используется в книге при обсуждении совокупности толчков, относящихся и к одному очагу — землетрясению с его афтершоками и к совокупности подобных очагов. Материал обработан раздельно для областей преимущественно близгоризонтального растяжения и для областей сжатия, найденных из анализа механизма очагов. При этом обнаружены существенные различия статистических характеристик сейсмических режимов в тех и других областях. Автор надеется, что это будет иметь значение для прогноза землетрясений.

Все это — очень интересные, новые положения. Хотелось бы только еще и еще раз их проверить, с еще более тщательным учетом представительности землетрясений в зависимости от их величины вообще говоря, различной в разных областях и в разное время. История изучения сейсмических режимов показывает, что недостаточный учет минимальной величины K_{\min} представительных землетрясений, т.е. тех, которые полностью, без пропусков охватываются системой наблюдений и обработки материала, может привести к существенным ошибкам в определении параметров режима.

При картировании сейсмичности В.Н. Аверьянова не использует принятой в нашей стране обычной методики построения карт сейсмической активности А — средней частоты возникновения землетрясений определенного класса $K = \log E$ сейсмической энергии Е очагов. Не пользуется она для этого и величиной потока удельной сейсмической энергии очагов ΣE или беньюзовских условных высвобожденных деформаций $\Sigma \sqrt{E}$ — эти приемы слишком традиционны. Она идет своими путями.

Весьма прогрессивен примененный ею учет линейной протяженности очагов больших землетрясений, что особенно важно для такой области, как Курило-Камчатская, где очаги протягиваются нередко на многие сотни километров. Заметим, что подобные попытки учета линейных и поверхностных, двумерных размеров очагов предпримались и другими. Еще лучше было бы учитывать трехмерные их размеры, но это уж, видно, дело будущего. Во всяком случае, в учете линейной протяженности очагов — явное преимущество примененной автором методики картирования сейсмичности по сравнению с той простейшей и наиболее распространенной, где отдельные очаги рассматриваются как точки.

Неиспользование автором параметра А, наряду с y и K_{\min} для картирования сейсмичности не позволило подойти к определению степени сейсмической опасности территорий в современных вероятностных показателях сейсмической сотрясаемости В — средней частоты повторения сотрясений любой интенсивности в любой точке района. Взгляды автора в отношении оценки сейсмической опасности не идут дальше оценки величины максимальных наблюденных событий. По вопросу же о максимальных землетрясениях в данном районе автор тоже сказал свое собственное слово. Автор успешно реализует идею о нагружении геометрической схемы пространственно ориентированных протяженных очагов их динамическими параметрами, создавая тем самым основу для ожидаемых очагов землетрясений.

В.Н. Аверьянова права, говоря, что главная направленность всего этого исследования была не в получении выводов, доступных прямому использованию при сейсморайонировании или прогнозе землетрясений, а в общем выяснении особенностей, деталей сейсмотектонической и "физической" обстановки в районе исследований. И в самом деле, в этом отношении ею сделано заметно больше, чем ее предшественниками, и в этом главная ценность данной книги.

Ну а как же все-таки, по мнению автора, обстоит дело со встречей континентальной и океанической земной коры в Курило-Камчатской зоне? Рождается ли земная кора где-то в срединно-океанических хребтах и рифтах, расширяется ли дно-океанов, поддви-

гается ли океаническая плита коры и верхней мантии под континентальную в зонах, подобных Курило-Камчатской? Или же обе плиты противоборствуют здесь иным образом, раздробляясь на меньшие отдельности и не участвуя в движениях плит глобального масштаба.

В.Н. Аверьянова не хочет обсуждать проблем глобального масштаба. Она не берется судить о расширении дна океанов. Но она решительно отрицает подвиг литосфера океана под континентальную плиту в северо-западном секторе Тихоокеанского сейсмического пояса. Так что в этом отношении она — убежденный "фиксист".

Что же касается представлений о конкретной ситуации в Курило-Камчатской зоне, то ей ясно лишь то, что напряженное состояние здесь совсем не похоже на те грубые схемы общего сжатия поперек простирания структур, которые нередко рисуются в популярных — и не только в популярных — статьях и книгах о глобальной тектонике. Поле напряжений вырисовывается здесь в виде чередующихся зон сжатия и растяжения, вытянутых вдоль простирания дуговых структур. Эти зоны соответствуют в рельфе поднятиям и погружениям морщин земной коры. Деталей — множество. И за деревьями леса не видно. Может быть его нет и совсем? Пусть об этом подумает сам читатель.

Таким образом, в этой книге автор охватил широкий круг проблем сейсмологии и сейсмотектоники, во многом еще не доведенных до логической ясности и завершенности. Но, повторяю, читать эту книгу и думать над ней будет интересно, причем не только сейсмологам, но и другим геофизикам и геологам широкого профиля. Пожелаю читателю счастливого плавания по бурным волнам этого трудного, нестандартного, интригующего произведения.

Член-корреспондент АН СССР Ю.В. Ризниченко

Светлой памяти моего учителя
Андрея Алексеевича
ТРЕСКОВА
посвящается

ВВЕДЕНИЕ

Поискам связи сейсмичности и геотектоники в последнее время уделяется все большее внимание при решении как теоретических, так и практических задач современной геофизики. Такие важные задачи, как изучение условий возникновения крупных землетрясений, прогноз их величины, места и времени возникновения не могут успешно решаться без достаточно ясных и обоснованных представлений о связи землетрясений с конкретной тектонической ситуацией. При создании сколько-нибудь законченных геотектонических гипотез также неизбежно приходится обращаться к результатам изучения связи сейсмичности и геотектоники.

Традиционно задачи о связи сейсмичности и геотектоники разделены по двум самостоятельным направлениям: 1) "механизм очагов" и геотектоника, 2) сейсмический режим и геотектоника. Такая традиция сложилась в результате группировки интересов исследователей вокруг двух замечательных открытий в сейсмологии: теории механизма очага (Byerly, 1928, 1930; Гоцадзе и др., 1957; Honda, 1962; Трекков, 1968; Введенская, 1969; Костров, 1970; и др.) и закона повторяемости землетрясений (Ishimoto, Iida, 1939; Gutenberg, Richter, 1942, 1956; Ризниченко, 1958; и др.), ознаменовавших эпоху физического и количественного описания сейсмичности.

Исследования полей смещений упругих волн при землетрясениях показали, что в подавляющем большинстве случаев знаки первых смещений в продольной волне имеют квадрантное распределение, что служит подтверждением высказанного еще в 1910 г. Н.Ф. Рейдом (Reid, 1910) представления о землетрясении как нарушении сплошности деформированной среды. Это представление о происхождении тектонических землетрясений не получило серьезных возражений до последнего времени и общепризнанно.

Относительно механизма образования разрыва сплошности среды существует несколько отличающихся по физическому смыслу групп моделей. В одной группе моделей предполагается, что медленные движения противоположных крыльев разлома приводят к накоплению деформации сдвига, при критических значениях которой происходит "срыв" в виде подвижки по разлому (Reid, 1910, 1933; Byerly, 1930; 1951; Гоцадзе и др., 1957; и др.). Скальвающие напряжения, возникающие в результате возрастания деформации, отождествляются диполем с моментом, для которого рассчитывается поле упругих смещений. Эти модели не получили достаточного экспериментального обоснования и не пользуются широким применением.

В другой группе моделей рассматривается подвижка (дислокация) по разрыву, который возникает под действием максимальных касательных напряжений при значениях, превосходящих предел прочности вещества. А.В. Введенская показала, что такая дислокация тождественна двойному диполю без момента, для которого ведется расчет поля упругих смещений среды (Введенская, 1969). В этих моделях не различаются между собой возможные в реальных условиях разрушения среды: хрупкая, вязкая, пластичная и т.д. Для тектонической трактовки сейсмичности большое значение имеет то обстоятельство, что подвижки

в очаге связываются с главными напряжениями, действующими в очаговой зоне.

Дислокационная модель очага в последнее время получила наиболее широкое признание и развитие в связи с введением понятия о сейсмическом моменте как динамическом параметре очага (Aki, 1966; Brune, 1968, 1970; и др.). Эти разработки направлены в основном на изучение условий образования сейсмического сигнала в очаге при том или ином предположении о функции, выражающей вид смещения по разрыву с учетом или без учета его развития во времени. Некоторые из предложенных моделей получили эмпирическое подтверждение (Aki, 1966; Brune, Allen, 1967; Chandra, 1970, 1970a).

Однако в дислокационных моделях очага не принимается во внимание сама среда со всем многообразием ее свойств, которые могут быть учтены при использовании тех или иных критериев прочности среды на разрушение. Прочность среды учитывается в модели, разрабатываемой Б.В. Костровым, (Костров, 1964, 1966, 1968, 1970; Костров, Никитин, 1968; Костров и др., 1970). Рассматривается поведение трещины в заданном напряженном состоянии. Поверхность разрыва заранее не известна и определяется в результате решения задачи о действующих напряжениях и граничных условиях, в которые входят условия прочности среды.

Параметры "механизма очага", определяемые в рамках тех или иных моделей, непосредственно характеризуют землетрясения как физико-тектоническое явление. Поэтому результаты изучения "механизма очагов" в последнее время стали широко использоваться при аргументации отдельных важных положений различных геотектонических гипотез. Не будем рассматривать все существующие гипотезы, а кратко остановимся на наиболее распространенных сейчас по крайней мере в кругу сейсмологов и геофизиков, Прежде всего это — гипотезы мобилизма, большинство из которых рассматривает конвективные потоки в верхней мантии в качестве причин дрейфа материков (Ботт, 1966; Чэдвик, 1966; Кропоткин, 1967; и др.). Данные о преимущественных направлениях главных горизонтальных напряжений, снимаемых в очагах, в пределах островных дуг и зон альпийской складчатости (перпендикулярные сжатия), в рифтовых зонах и в районах срединных океанических хребтов (перпендикулярные растяжения), полученные в таких работах, как Honda(1932, 1957, 1962), Honda et al. (1967), Балакина (1962), Балакина и др. (1967), Мишарина (1967) и др., служат одним из главных доказательств правоты этих гипотез.

Впервые несоответствие данных о "механизме очагов" гипотезе о дрейфе континентов установил Дж. Ходжсон (Ходжсон, 1966). Анализируя данные о "механизме очагов" из различных сейсмических зон, большинство которых относится к Тихоокеанскому сейсмическому поясу, Дж. Ходжсон показал, что смещения в очагах и ориентация плоскостей подвижек статистически неустойчивы относительно направлений простирания главных структур регионов. Наибольшую устойчивость обнаруживают оси промежуточных напряжений, преимущественно совпадающие с направлениями простирания геоструктур. Говоря о преимущественных сжатиях в районах островных дуг, он одновременно обнаружил примерное равенство числа подвижек типа взброса (близ горизонтальные сжатия) и типа сброса (близ горизонтальные растяжения), хотя относит это к возможной игре случая. Еще ранее гипотеза о дрейфе континентов была подвергнута серьезной критике Х. Джеффрисом (Jeffreys, 1959). Один из пунктов этой критики относится к невозможности с помощью дрейфа континентов объяснить связь между орогенным процессами на поверхности Земли и глубокофокусными землетрясениями.

Указанную связь пытаются объяснить наиболее популярная в последнее время среди геофизиков гипотеза о расширении океанического дна (Дитц, 1966), модифицированная предположением о поддвигании литосферы океана под континентальные плиты в районе островных дуг и тихоокеанского побережья Америки (Isacks et al., 1968; Oliver et al., 1969; Oliver, 1970; и др.). В соответствии с глобальной плитовой тектоникой в районе островных дуг

вблизи земной поверхности должны действовать горизонтальные напряжения растяжения, перпендикулярные к их простиранию, а на глубинах > 100 км — напряжения сжатия, ориентированные вдоль падения фокальных зон. Указанные авторы, а также W.Stauder (1968, 1968a), L.Lliboutry (1969) подтверждают это предположение многочисленными данными о механизме очагов.

Наряду с этим, в ряде работ (Аверьянова, 1965, 1968, 1968a; Suzuki, 1968; Suzuki, Kodamo, 1969; Hashizume, 1970; Hagiwara, 1971) показано, что в Японской и Курило-Камчатской сейсмоактивных зонах должны существовать объемные сжатия и растяжения, которые авторы относят за счет дифференциации вещества, в том числе и жидкой-флюидной его составляющей. В гипотезах о дифференциации вещества предполагается дифференциация в условиях инверсии плотностей, но сюда же относится зонная плавка и диффузная дифференциация (Белоусов, 1966, 1968; Belousov, Kosminskaya, 1968; Магниций, 1969; Артюшков, 1970; Рамберг, 1970). В отличие от гипотез мобилизма здесь главная роль отводится вертикальным, а не горизонтальным тектоническим движениям. Кроме того, имеется ряд работ, подтверждающих по данным о "механизме очагов" полиморфные и фазовые превращения вещества верхней мантии (Benioff, 1964; Evison, 1967; Holstrom, 1969).

Сложность ситуации состоит не в наличии большого числа гипотез, а в разных подходах к интерпретации данных о "механизме очагов" при привлечении их в качестве доказательств одной из них. Яркой иллюстрацией этого положения является интерпретация данных о "механизме очагов" из района Японии. Авторы работ (Honda, 1932, 1957, 1962; Honda et al., 1952, 1957, 1967; Ishikawa, 1961, 1962, 1965, 1966) пришли к выводу о преимущественных главных сжатиях, горизонтальных и перпендикулярных к направлениям простирания структур островных дуг Японии. Сопоставляя данные указанных авторов с результатами нивелировочных измерений и со структурами островной части Японской зоны, Я. Суцуки пришел к заключению о разной направленности главных горизонтальных сжатий и равноценной распространенности наряду с ними главных горизонтальных растяжений (Suzuki, 1968). Он и авторы ряда работ (Report on the Matsushiro swarm..., 1968; Hashizume, 1970; Hagiwara, 1971) пришли к выводу о соответствующем распределении в островной Японии объемов сжатия и расширения. В некоторых работах (Isacks et al., 1968; Oliver et al., 1969) говорится, что данные о "механизме очагов" Японского региона не противоречат гипотезе о расширении океанического dna и поддвигании его литосферы под островные дуги.

Для того чтобы избежать возможность различного толкования одних и тех же фактических данных, необходимо проводить детальные исследования "механизма очагов" по единой методике с привлечением статистических методов интерпретации результатов. При этом важное значение имеет количественная мера, закладываемая в статистику. Одно лишь число наблюдаемых и изученных случаев здесь не может расцениваться как объективная мера, поскольку изучаемые очаги и возникающие в них подвижки имеют разную величину. Такая мера должна включать, по нашему мнению, либо величину работы, производимой напряжениями на образование подвижек, либо величину самих подвижек. По одному лишь числу наблюдений невозможно сравнивать между собой различные напряженные состояния и сравнивать их с другими геолого-геофизическими характеристиками среды.

Далее, поскольку "механизм очагов" определяется далеко не для всех землетрясений, то для более или менее правильных суждений о связи сейсмичности и геотектоники по "механизмам очагов" необходимо знать, какую часть от всех землетрясений составляют изученные. Для оценки представительности данных о "механизме очагов" также не может использоваться число очагов, а должна рассматриваться количественная мера работы напряжений или величины подвижки.

Землетрясения не только представляют результат тектонической деформации, но и сами вносят вклад в эту деформацию. Первая работа по изучению сейс-

мического течения горных масс выполнена Ю.В. Ризниченко на основе анализа величины активности и сейсмической энергии, входящей составной частью в энергию упругой деформации (Ризниченко, 1965). Однако в работе Ю.В. Ризниченко (1965) найден лишь энергетический аналог величины активности, не несущий в себе информации о "тектонических" элементах очага землетрясения. В связи с этим статистическая корреляция величины активности с элементами геотектоники (Бутовская, 1970; Ризниченко и др., 1971) дает лишь внешнее описание взаимосвязи сейсмичности и геотектоники, не раскрывая ее генезиса.

В последнее время предложено характеризовать отдельные очаги и их совокупность величиной сейсмической дислокации (Aki, 1966; Brune, 1968, 1970; Костров, 1974), с помощью которой непосредственно определяется вклад сейсмического течения в тектоническое. В связи с трудностью интерпретации спектра сейсмических колебаний для определения динамических параметров очагов зачастую изучаются лишь отдельные очаги (Aki, 1966; Brune, Allen, 1967; Brune, 1970; Wyss, 1970; Иващенко, 1972; Штейнберг и др., 1974; и др.). В работе Brune (1968) предложено использовать для характеристики сейсмического течения по глубинному разлому суммарную сейсмическую дислокацию всех приуроченных к нему очагов в предположении об единстве напряженного состояния и однотипности очаговых подвижек вдоль всего разлома. В завершенном виде задача по сейсмическому течению горных масс, характеризуемому сейсмической энергией, которая высвобождается совокупностью разрывов в единицу времени, решена в работе Б.В. Кострова (1974).

Все эти разработки свидетельствуют о необходимости введения новых долговременных параметров сейсмичности, отражающих ее физико-тектоническую природу и позволяющих достаточно объективно описывать явление сейсмичности. Одна из главных задач этой работы состоит в конструировании долговременных сейсмотектонических параметров сейсмичности, согласующих геометрические и энергетические параметры очагов с их "механизмом". При этом особое внимание удалено практическому использованию этих параметров для описания глубинной сейсмотектоники. Важное место занимают методические вопросы оценки самих параметров и их картирования.

В методах оценки уровня сейсмичности, разработанных Ю.В. Ризниченко на основе закона повторяемости землетрясений, в качестве параметров сейсмичности приняты величина активности, величина возможного максимального землетрясения и повторяемость землетрясений (Ризниченко, 1958, 1962, 1964, 1967; Ризниченко, Нерсесов, 1960; Бунэ и др., 1960; и др.). Конструкция величины активности такова, что не позволяет при ее картировании определять место высвобождения сейсмической энергии, поскольку очаги принимаются точечными. Между тем место высвобождения сейсмической энергии в очаге является непосредственным связующим звеном сейсмичности и геотектоники, а величина сейсмической энергии, размер сейсмического разрыва и его подвижка — мерой этой связи. Методы оценки величины возможного максимального землетрясения по активности и методы его картирования не допускают дифференцированной оценки уровня сейсмичности отдельных структурных элементов с размерами меньше площади, к которой приурочено самое крупное из возможных максимальных землетрясений. На площадях подготовки таких землетрясений зачастую размещаются структуры разных порядков и разной ориентации, которым приписывается одинаковый уровень сейсмичности.

Для изучения связи очагов землетрясений с геоструктурами необходимо перейти от точечного представления очагов к пространственно ориентированным сейсмическим разрывам. Сейсмическую энергию можно рассматривать как собственную энергию, высвобождающую на разрыве сплошности среды в очаге — сейсмическом разрыве (Aki, 1966; Введенская, 1969; Brune, 1970). В исключительно редких случаях сейсмический разрыв более или менее полно проявляется на земной поверхности. Соответственно лишь в этих случаях имеется возможность картирования места высвобождения сейсмической энергии при зем-

ледрясении. Для основной массы очагов можно получить только косвенные характеристики сейсмических разрывов. В частности, некоторые исследователи в тех случаях, когда необходимо знать лишь площадь разрыва, а не его ориентацию, оценивают ее по области афтершоков (Brune Allen, 1967; Wyss, Brune, 1968; Brune, 1970; Штейнберг и др., 1974; и др.). В случае, когда учитывается ориентация разрыва, обычно одна из плоскостей подвижек, определяемых из "механизма очага", рассматривается в качестве плоскости разрыва (Aki, 1966; Brune, 1970; Балакина, 1972; и др.). Дилемма — какая из плоскостей подвижек в очаге является плоскостью разрыва — решается обычно в пользу плоскости, ориентированной более близко к направлению простирания геоструктур, или в пользу плоскости более крутого падения. Иногда ориентация сейсмических разрывов устанавливается по макросейсмическим данным (Shebalin et al., 1972; Щукин, 1973) в соответствии с осью вытянутости изосейст максимальной балльности.

Для картирования места высвобождения сейсмической энергии в очаге на интересуют и размер, и ориентация разрыва. При обработке и интерпретации массового материала об очагах необходимо исходить из единых представлений о сейсмических разрывах и способах определения их ориентации. С этой целью и используются модельные представления о разрыве в очаге, определяемом по "механизму очага". Наиболее массовые результаты в изучении "механизма очагов" получены к настоящему времени с помощью методики А.В. Введенской (Введенская, 1969; Балакина и др., 1972). Наши определения осуществлены также с помощью этой методики (Аверьянова, 1968). При моделировании сейсмического разрыва нами использованы представления о модели очага (Тресков, 1968) и о разрастании сейсмического разрыва вдоль направления промежуточного напряжения (McIntyre, Christie, 1959; Scheidegger, 1960; Ходжсон, 1966; Тресков, 1968).

При моделировании напряженного состояния среды, от которого зависит тип очаговых подвижек и их относительная интенсивность, в наших исследованиях принятые представления А.А. Трескова о связи "механизма очага" и тектонических напряжений (Тресков, 1968). Однако для окончательного решения вопроса о связи очаговых подвижек с действующими тектоническими напряжениями оказалось необходимым ввести в рассмотрение критерий прочности среды на разрушение. В качестве такого принят критерий Губера — Мизеса — Генки, т.е. величина максимальных касательных напряжений (Фilonенко-Бородич, 1961).

Нами используются наиболее простые представления из теории линейной упругости и механической теории прочности. Это позволяет найти конструктивный подход к совместной интерпретации данных о "механизме очагов" и сейсмическом режиме, параметры которых одновременно описывают природные процессы разрушения и должны применяться при изучении связи сейсмичности и геотектоники и при решении практических задач сейсмического районирования и прогноза землетрясений. Важно прежде всего при единообразном подходе к материалу наблюдений выявить различия напряженного состояния среды и сейсмического режима на разных этапах развития сейсмичности для изучения ее природы, а также аналогичные различия в крупных геоструктурных комплексах и в отдельных геоструктурах для описания глубинной сейсмотектоники и для целей сейсмического районирования.

Природные процессы деформирования и разрушения среды в очаговых зонах, условия образования очагов землетрясений и их совокупности — центральные вопросы проведенного исследования. В его задачи входило с помощью методов, основанных на законе повторяемости землетрясений и теории "механизма очагов", разработать рациональную методику объективного описания сейсмичности как физико-тектонического явления; исследовать возможность обобщения накопленного к настоящему времени богатого материала наблюдений над сейсмическим режимом и "механизмами очагов" для решения практических задач сейсмического районирования и прогноза землетрясений.

Без достаточно строгих количественных оценок представительности исходных данных о "механизме очагов", надежности и устойчивости результатов их определения перечисленные задачи не могут быть решены. Для этих оценок использованы методы математической статистики и теории вероятностей. Главное внимание обращено на оценку представительности данных о "механизме очагов", точности и устойчивости отдельных решений "механизма очагов" и их совокупности, детальности и точности картирования сейсмотектонических параметров сейсмичности и элементов сейсмического районирования.

Основным объектом исследования является Курило-Камчатская зона сейсмичности. Для сравнения результатов изучения этой зоны и для аргументации некоторых важных положений в рассмотрение по отдельным вопросам введены Японская, Алеутская и Аляскинская зоны сейсмичности.

В работе на разных этапах ее выполнения принимали участие сотрудники СахКНИИ ДВНЦ АН СССР: Р.Н.Бурымская, Е.А.Воробьева, Т.Н.Кондрашина, А.Н.Пустовитенко, М.И.Рудик, которым автор глубоко признателен. Автор искренне благодарен Ю.В.Ризниченко, Н.В.Шебалину, Е.М.Бутовской, С.Д.Виноградову, Б.В.Кострову, К.И.Кузнецовой, Н.В.Левому, С.Л.Соловьеву за советы и критику.

Глава I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ

Для Курило-Камчатской зоны дается наиболее полное описание сейсмичности с помощью параметров сейсмического режима и сейсмотектонических параметров, а также проводится сопоставление этих параметров со структурными элементами, поэтому дадим общую характеристику ее структуры по литературным данным.

О структуре Курило-Камчатского сектора Тихоокеанского пояса в литературе имеются многочисленные и противоречивые мнения, иногда взаимоисключающие друг друга. В частности, одна группа исследователей (Белоусов, Рудич, 1960; Горячев, 1960, 1967) рассматривает эту область как своеобразный тип структур, генетически связанный с глыбовыми движениями земной коры и не родственный геосинклинальным структурам. Согласно взгляду другим исследователям (Заварицкий, 1946, 1946а; Васильковский, 1963; Пущаровский, 1964; Марков и др., 1967), Курильскую часть этой зоны следует рассматривать как современную геосинклинальную систему. Эти противоречия не могут оказать какого-либо влияния на наши исследования, так как нас интересуют только черты рельефа земной поверхности и подошвы земной коры, позволяющие выделить относительные прогибы и поднятия, и направления ориентации осей структур. Описание морфоструктур заимствовано нами в основном из работ Г.Б. Удинцева, М.С. Маркова и др. (Удинцев, 1955, 1956, 1960, 1961, 1963; Марков и др., 1967). Для иллюстрации общего геоструктурного плана использован фрагмент из "Тектонической карты Евразии" (1966), представленный на рис. 1.

Курило-Камчатская островная дуга состоит из двух орографически выраженных поднятий, вытянутых в северо-восточном направлении: Большой Курильской гряды, протягивающейся в виде цепи островов от полуострова Сиретока (о.Хоккайдо) к южному окончанию полуострова Камчатки, и Малой Курильской гряды. К ней относятся Срединно-Камчатский хребет и системы более мелких хребтов и разделяющих их межгорных впадин Камчатки и восточного Хоккайдо. Малая Курильская гряда к северу от о.Шикотан продолжается в виде геоантеклинального поднятия, приуроченного к подводному хребту Витязя. Поднятие Большой Курильской гряды отделено от поднятий Малой Курильской гряды и подводного хребта Витязя прогибом, который в работе Маркова и др. (1967) предложено называть Срединно-Курильским геосинклинальным прогибом. От ложа Тихого океана эти структуры отделены Курило-Камчатским глубоководным желобом, с севера они ограничены Южно-Охотской глубоководной (Курильской геосинклинальной) котловиной.

Особенностью рассматриваемой части зоны является сильная расчлененность рельефа, созданная, по-видимому, в результате новейших и современных тектонических движений. На расстояниях менее 200 км от осевой части Большой Курильской гряды до оси желоба наблюдается изменение абсолютных отметок рельефа примерно от 1 км над уровнем моря до 9–10 км ниже этого уровня. Приостровная шельфовая зона Камчатки и Курильских островов и краевые части подводного хребта Витязя почти повсеместно ограничены относительно резкими уступами дна. Некоторые исследователи считают их выходами раз-

рывов на земную поверхность (Удинцев, 1956, 1960; Тихонов, Удинцев, 1960), но прямых доказательств этому не имеется.

Интересен характер изменения рельефа вдоль основных геоморфологических структур. Курильская островная гряда с северо-востока и юго-запада примыкает к двум крупным массивам суши - Камчатке и о.Хоккайдо, на которых прослеживается продолжение структур дуги. К центральной части гряды наблюдается уменьшение размеров островов и еще большее сокращение размеров шельфовых зон и относительно мелководных (до 500 м) участков дна. Глубина проливов, разделяющих отдельные острова и группы островов, значительно увеличивается к центру дуги. Наиболее глубокие проливы Буссоль и Крузенштерна отделяют центральную часть гряды от южного и северного звеньев. В этом районе подводный хребет Витязя слабее всего выражен и имеет наименьшую высоту. Глубина и поперечные размеры глубоководного желоба, напротив, увеличиваются с приближением к центральной части. Наибольшая ширина желоба в пределах изобаты 6000 м наблюдается на траверзе пролива Буссоль, максимальная глубина - в районе о.Уруп.

Общий структурный план рассматриваемой северо-восточной части зоны на ряде участков осложнен поперечными структурами второго порядка. Глубокие проливы между островами гряды рассматриваются отдельными авторами как поперечные грабены (Горячев, 1967). В рельфе юго-восточной Камчатки прослеживаются отдельные хребты и депрессии северо-западного профиля. Таковы, например, горные хребты полуостровов Шилукского и Кроноцкого, низменная долина реки Авачи и некоторые другие геоморфологически отчетливо выраженные структуры. На существование в рельфе дна океана вблизи побережья Камчатки поперечных структур указывали Г.Б.Удинцев и В.И.Тихонов (Тихонов, Удинцев, 1960; Кондорская, Тихонов, 1960). К числу их, по-видимому, относятся опускания заливов Камчатского и Кроноцкого.

Севернее Курильской островной дуги сейсмоактивная зона охватывает южную и центральную части Охотского моря. Этот участок характеризуется относительно пологим рельефом дна. Единственным крупным нарушением рельефа является здесь сравнительно кругой уступ дна, ограничивающий на севере и на западе Южно-Охотскую глубоководную котловину. К северу котловина значительно сужается, ее плоское дно выклинивается, превращаясь в узкий желоб, который протягивается до о.Алаид.

На западе зоны располагается островная дуга Сахалин - Хидака с меридиональным направлением профиля структур, в число которых входят антилинорий Хоккайдо и синклиниорий Исикири на о.Хоккайдо, продолжающиеся в структурах о.Сахалина. В районе восточного Хоккайдо борт антиклиниория Хоккайдо сечется структурами, являющимися продолжением Курильской островной дуги. В области стыка островных дуг Сахалин - Хидака и Курильской сейсмоактивной Курило-Камчатской зона соединяется с Японской.

В пределах Японской сейсмической зоны кроме островной дуги Сахалин - Хидака располагаются дуги Хонсю, Идзу - Бонин и Рюкю. Островная дуга Хонсю почти в центральной части пересекается структурами дуги Идзу - Бонин (геосинклинальная зона Нампо и система разломов или грабен Фосса Магна) с меридиональным направлением профиля. К северу от зоны разломов Фосса Магна структуры о.Хонсю имеют сумберидиональное, а к югу от нее - субширотное направления профиля.

Рельеф Алеутской островной дуги также сильно расщеплен. Продольный структурный план осложнен поперечными структурами, к числу которых относятся глубокие каньоны. С севера к дуге примыкают поперечные поднятия Ширшова и Баузарса, осложняющие спокойный рельеф глубоководной части Берингова моря.

Общей особенностью структурного плана северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса являются линейная вытянутость сопряженных прогибов и поднятий земной поверхности, значительные градиенты высот в местах сопряжения морфоструктур разного знака, почти повсеместное наличие поперечных структур.

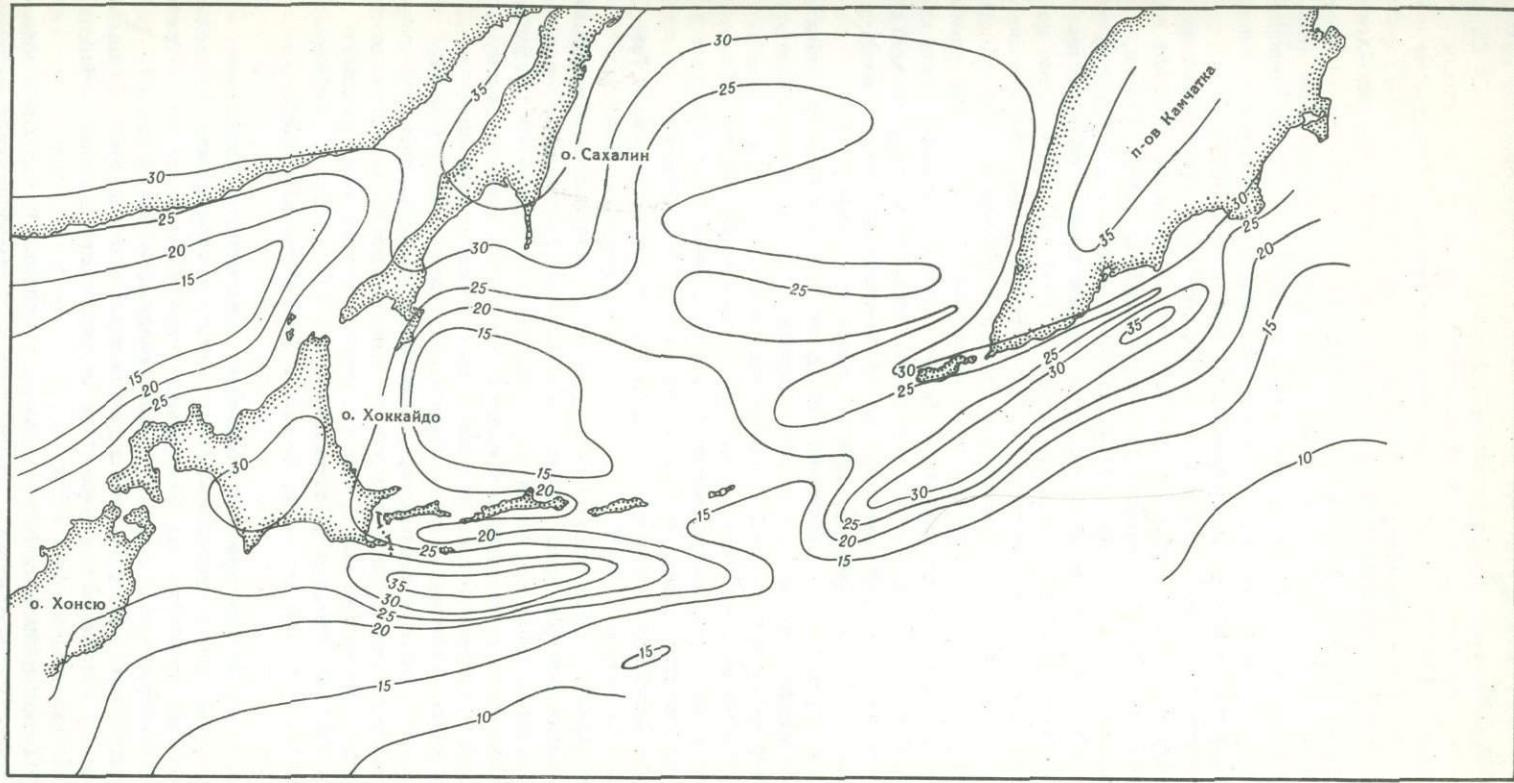


Рис. 2. Рельеф границы Мохоровичича в Курило-Камчатской сейсмической зоне (по И.А.Соловьевой, 1967)

Строение земной коры в районе Курило-Камчатской островной дуги и прилегающих акваторий изучено неодинаково полно на отдельных участках. В центральной и южной частях Охотского моря, близ Курильской островной гряды и в Курило-Камчатской зоне Тихого океана проведены исследования методом глубинного сейсмического зондирования (Тайнанов, Смирнов, 1962; Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, 1964; Тулина, 1969; и др.). Несколько профилей пройдено также в Японском море, на островах Сахалин и Хоккайдо (Сысоев и др., 1960; Japanese National..., 1967; Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны, 1971; и др.). В Приморье, на о.Хоккайдо и на Камчатке путем расчета гравитационных полей оценена общая толщина коры (Капамори, 1963; Беляевский, Борисов, 1964; Николаевский, 1964; Лишневский, 1969; и др.). На о.Хоккайдо толщина коры и ее строение определялись также по интерпретации записей близких землетрясений (Капамори, 1963).

Для рассматриваемого региона предложено несколько схем разделения земной коры на структурные типы (Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, 1964; Соловьева, 1967; Сычев, 1968; Гайнанов и др., 1970; Тузов, 1970). Первая схема была предложена И.П. Косминской, С.М. Зверевым и др. (Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, 1964). В этой схеме по ряду признаков — по наличию или отсутствию "гранитного" слоя, толщине земной коры, рельефу основных сейсмологических границ в земной коре — земная кора подразделяется на четыре основных типа: континентальную, субконтинентальную, океаническую и субокеаническую. В более поздних схемах разделение земной коры на отдельные структурные типы производилось по ряду нескольких иных признаков, в отдельных случаях дано иное наименование типам структур (Гайнанов, Смирнов, 1962; Соловьева, 1967; Гайнанов, 1968).

Однако нас интересует главным образом рельеф поверхности Мохоровичича и его соответствие рельефу земной поверхности, поэтому мы не будем касаться вопросов конкретной типизации земной коры отдельными исследователями. Отметим только, что во всех существующих схемах переходы между структурами коры разного типа выражены значительными градиентами ее толщины и резкими перепадами рельефа основных сейсмических границ раздела.

Рассмотрим распределение глубины залегания границы Мохоровичича (рис.2) и схематизированные разрезы земной коры (рис.3), на которых отчетливо видно соотношение форм рельефа земной поверхности и поверхности Мохоровичича. Континентальные участки зоны — Приморье, Камчатка, острова Сахалин и Хоккайдо — обладают довольно толстой корой до 30 км и более. В пределах Охотского моря наблюдается постепенное уменьшение толщи коры к центру и югу. Наиболее резкие градиенты толщины коры приурочены к западному и северному бортам Южно-Охотской глубоководной котловины, ограниченной, как уже отмечалось, резкими уступами дна. Южно-Охотская впадина, где глубины моря минимальные, характеризуется самой тонкой корой. Аналогичная картина наблюдается в Японском море, где к крутым уступам материкового склона приурочены большие градиенты толщины коры, а в пределах глубоководной части бассейна толщина коры минимальная (Japanese National Report of the UMP, 1967).

Таким образом, в указанных районах достаточно уверенно прослеживается качественная корреляция между толщиной земной коры и характером крупнейших геоморфологических структур. Положительные структуры — участки суши — обладают наиболее толстой корой (рис.3), отрицательные — более тонкой, причем по мере углубления морского дна толщина коры уменьшается. С немногочисленными крутыми уступами дна бассейнов связаны, как правило, области высоких градиентов толщины земной коры.

Такая корреляционная зависимость нарушается в районах Курильской островной гряды и глубоководного желоба. Здесь наряду с самой сильной расчлененностью рельефа земной поверхности наблюдаются резкие различия земной

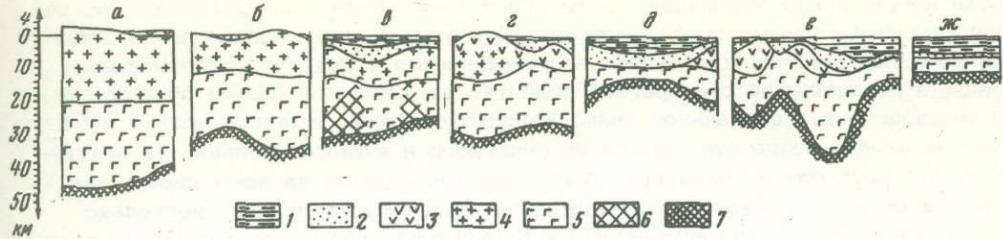


Рис. 3. Схематические разрезы земной коры в пределах Курило-Камчатской сейсмической зоны (по М.С. Маркову и др., 1967)

а - мезозоиды Северо-Востока; б - Сихотэ-Алиньская складчатая система; в - впадина Дерюгина; г - Хоккайдо-Западно-Камчатская складчатая система; д - Южно-Охотская впадина; е - Курильская геосинклинальная система; ж - Тихий океан.

1 - вода; 2 - рыхлые осадки; 3 - вулканогенно-осадочные породы; 4 - "гранитный" слой; 5 - "базальтовый" слой; 6 - "базальтовый" слой с повышенными сейсмическими скоростями; 7 - верхняя часть мантии

коры по толщине. На расстояниях менее 50–100 км толщина коры изменяется от 10 до 30 км и больше. Но области высоких градиентов толщины коры не всегда приурочены к крутым уступам дна океана (рис. 2, Зе). Так, высокие градиенты толщины коры наблюдаются в шельфовой зоне южной Камчатки и северных Курильских островов, а также на мелководном участке близ Малой Курильской гряды, где рельеф дна достаточно пологий.

Участки повышенной и пониженной толщины коры имеют четкую линейную форму, оси их вытянуты параллельно островной дуге и оси желоба. В отличие от северного и западного участков зоны наиболее толстой земной корой в рассматриваемом районе обладают не положительные геоморфологические структуры, не островная гряда, а северо-западный борт глубоководного желоба в районе подводного хребта Витязя и несколько восточнее его. Островная часть дуги, за исключением самых северных островов, имеет кору относительно малой толщины.

В рельефе поверхности Мохоровичча, залегающей в районе Курильской гряды и глубоководного желоба на глубинах от 10–15 до 35 км, также наблюдается чередование прогибов и поднятий, параллельных простиранию дуги. Под Большой Курильской грядой поверхность Мохоровичча несколько прогнута (рис. 2 и 3, е). Второй, значительно более крупный по амплитуде прогиб наблюдается под северо-западным склоном желоба. Оба прогиба разделены узкой зоной относительного поднятия подошвы коры.

Под юго-восточным склоном желоба и под ложем Тихого океана за пределами глубоководного желоба поверхность Мохоровичча залегает на глубинах 10–15 км, а общая толщина коры не превосходит 5–10 км (Зверев, Мерклин, 1966; Соловьев, 1967). Рельеф подошвы земной коры здесь довольно сложный: на отдельных участках наблюдаются чередующиеся узкие прогибы и поднятия ее, оси которых вытянуты параллельно оси желоба. С удалением от желоба на восток рельеф поверхности Мохоровичча становится более спокойным и пологим, а глубина ее залегания несколько уменьшается (до 10–12 км).

С изменениями толщины земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичча в направлении простирания островной дуги совпадают и изменения морфоструктур района. В направлении от краевых частей дуги к ее центру наблюдается общее утончение коры и подъем ее подошвы. Если под Камчаткой и о.Хоккайдо подошва коры прогнута до глубины порядка 35 км, то под островами среднего звена Курильской гряды и о.Урупом утолщения коры практически

чески нет, граница Мохоровичча залегает на глубинах около 15 км, как под окружающими водными пространствами. Глубокий прогиб подошвы коры под северо-западным склоном желоба выполаживается к району среднего звена гряды, а разделяющее оба прогиба поднятие расширяется. Таким образом, и по толщине коры центральное звено Курильской гряды и прилежащий к нему участок океана резко отличаются от северного и южного звеньев. Не исключено, что рассматриваемый прогиб не является единственным на всем своем протяжении от Южных Курил до Камчатки, а представляет два или несколько локальных прогибов, вытянутых вдоль Курильской гряды, но отделенных друг от друга относительно приподнятыми участками. Возможно, что такая структура земной коры могла сформироваться в результате резко дифференцированных движений ее отдельных участков.

Глава II. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ

В силу сложившейся традиции сейсмичность принято измерять величиной активности. Однако вопрос о долговременных параметрах сейсмичности, с помощью которых можно производить ее достаточно объективное описание, постоянно стоит на повестке дня сейсмологов. В основе этого вопроса лежит стремление устраниТЬ существующее противоречие между физико-тектонической природой землетрясений и мерой количественного выражения сейсмичности величиной активности. Это противоречие не играет сколько-нибудь заметной роли в том методическом подходе, который предложен Ю.В. Ризниченко к решению статистико-вероятностных задач оценки повторяемости землетрясений и их возможной максимальной величины на больших площадях (Ризниченко, 1958, 1962, 1967, 1969; и др.). Однако оно приобретает большой вес и значительно мешает при решении сейсмотектонических задач и при детальном сейсмическом районировании, когда возникает необходимость оценки уровня сейсмичности отдельных геоструктур и выделения наиболее сейсмоопасных из них.

Результаты полевых и лабораторных наблюдений дают основание считать, что параметры сейсмического режима (величина активности и угловой коэффициент графика повторяемости) зависят от физико-тектонических условий возникновения землетрясений — от механизма разрушения среды и ее свойств (Соловьев, 1961; Виноградов, 1962, 1965; Mogi, 1962, 1963, 1967; Miyamura, 1962; Ризниченко, 1965; Utsu, 1967; Кузнецова, 1969; Виноградов, Мирзоев, 1970; Hashizume, 1970; и др.). Поэтому возникает необходимость количественного выражения сейсмичности такими мерами, которые непосредственно характеризуют условия образования очагов, а не косвенно.

Вместо величины активности обычно используется сейсмическая энергия (Соколова, 1971; Ullman, Maaz, 1972; и др.). Нами также предпринимались попытки картирования сейсмической энергии, высвобождаемой на единице длины сейсмических разрывов (Аверьянова, 1967, 1968, 1968a). Использованный нами ранее параметр значительно отличается от энергетических параметров, предлагаемых в работах указанных авторов (Соколова, 1971; Ullman, Maaz, 1972). Здесь будет развито ранее примененное нами представление об энергетических параметрах очага и совокупности очагов в направлении их трансформации в сейсмотектонические параметры сейсмичности при использовании представлений, высказанных в работах ряда авторов (Aki, 1966; Brune, 1968, 1970; Тресков, 1968). Задача в основном состоит в переходе от точечного очага к ориентированному в пространстве сейсмическому разрыву и в переходе от дискретного распределения сейсмических разрывов к полю количественных их параметров. К таким параметрам относятся энергетические, не зависящие от вида напряженного состояния среды, а лишь от интенсивности тектонической деформации и связанной с ней энергией упругой деформации, и величина сейсмической дислокации, которая зависит и от интенсивности тектонической деформации, и от вида напряженного состояния, источником которого она является.

II.1. ОЧАГОВАЯ ЗОНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Под очагом землетрясения или его очаговой зоной мы понимаем объемную область земной коры или верхней мантии, в пределах которой происходит изменение механических свойств среды в виде разрыва ее сплошности, возникающего под действием скалывающей компоненты тектонических напряжений, превзошедших предел прочности вещества. Разрыв сплошности среды представляет собой нарушение связей между частицами, находящимися с противоположных сторон от плоскости распределения скалывающих напряжений. Нарушение сплошности среды является тектонической подвижкой, а плоскость максимальных касательных напряжений — плоскостью подвижки. Ослабление или нарушение связей между частицами в плоскости подвижки сопровождается высвобождением напряжений.

Известно, что снятие напряжений в очагах неглубоких и достаточно больших землетрясений представляет собой сложный многократный процесс. Свидетельством этому выступают широко развитые явления форшоков и афтершоков. Чем крупнее размеры очага и чем большая величина энергии упругой деформации накоплена в нем, тем более крупным землетрясением, называемым обычно главным или основным, начинается процесс высвобождения напряжений из разрушающейся среды. Завершающая стадия разрядки напряжений в афтершоках носит затухающий характер. Под очагом землетрясения или его очаговой зоной будем понимать всю объемную область, в пределах которой возникают взаимозависимые разрывы главного толчка, фор- и афтершоков, связанные между собой единым процессом разрушения среды.

Принятое нами определение очага требует конкретизации области, в пределах которой возникают одиночные разрывы, поскольку некоторые авторы под очагом землетрясения понимают лишь область возникновения одиночного сейсмического разрыва независимо от принадлежности его к форшокам, афтершокам или главным (самостоятельным, независимым) землетрясениям. Объемную область в очаге, в которой возникает разрыв при одиночном землетрясении, будем называть зоной разрушения среды в очаге или просто — зоной разрушения.

Очаг нас интересует как излучатель сейсмической энергии определенной мощности и плотности, поэтому нам необходимо знать лишь его геометрию — ориентацию и размер сейсмического разрыва и зоны разрушения среды в нем, а также величину сдвига по разрыву. Поскольку речь идет о массовом изучении очагов, то методы определения этих параметров должны быть идентичны для всех очагов и достаточно просты.

Модель сейсмического разрыва

В соответствии с дислокационной моделью очага с мгновенной дислокацией (Введенская, 1969) при определении его "механизма" устанавливается ориентация двух возможных, теоретически не различимых в рамках модели плоскостей подвижек. Несмотря на это, большинство исследователей в качестве тектонического разрыва рассматривают лишь одну из этих плоскостей. Такие попытки выделения единственной плоскости разрыва в очаге обусловлены наблюдаемой значительной протяженностью разрывных и других сейсмогенных структур. С другой стороны, такие попытки противоречат основным положениям теории упругости, на основе которой создана дислокационная модель очага.

В соответствии с общими положениями теории упругости, независимо от вида напряженного состояния среды максимальные касательные напряжения достигают критических значений одновременно в двух ортогональных плоскостях, биссекторных относительно направлений максимального и минимального главных напряжений. Возможность существования двух плоскостей подвижек в очагах рассматривалась многими исследователями (Ходжсон, 1966; Пишен-

ников, Мишарина, 1968; Шебалин, 1969). Однако они рассматривались для объяснения макросейсмических эффектов и связи подвижек в очаге с разрывной поверхностью тектоникой. А.А. Тресков идею о существовании двух плоскостей подвижек закладывает в модель очага и применяет общие положения теории упругости не ко всему его объему, а к элементам объема. В результате сложения движений по двум плоскостям в элементе объема происходит изменение его формы (Тресков, 1968).

А.А. Тресков полагает, что возникшие одновременно в очаге две подвижки преимущественно распространяются вдоль направления промежуточного напряжения, нейтрального к возникновению подвижек. Идея о разрастании сейсмического разрыва вдоль оси промежуточного напряжения (нульвектора) не нова. Используя методы структурной геологии, некоторые авторы рассматривали направления нульвекторов девиатора в качестве кинематических осей структур, вдоль которых происходят тектонические движения, формирующие структуры (Scheidegger, 1958, 1959, 1960; McIntyre, Christie, 1959). Это свойство использовалось обычно для выделения одной из плоскостей подвижек в качестве сейсмического или тектонического разрыва.

На основании положений, высказанных в некоторых работах (McIntyre, Christie, 1959; Scheidegger, 1960; Ходжсон, 1966; Тресков, 1968), можно предположить, что разрастание разрыва сплошности среды в очаге происходит вдоль направления промежуточного напряжения. В ограниченной области вокруг фиксированной оси, проходящей через гипоцентр, возникают наиболее интенсивные нарушения сплошности среды и происходит высвобождение основной части сейсмической энергии. Эта область и представляет собой зону разрушения среды в очаге. Поскольку ось промежуточного напряжения располагается в обеих плоскостях подвижек, то это позволяет исключить из рассмотрения сами плоскости подвижек и их ориентацию. Карттирование места высвобождения сейсмической энергии сводится к картированию отрезка оси промежуточного напряжения, ориентация которой однозначно определяется из "механизма очага". Длина проекции этого отрезка на земную поверхность ограничивается размерами очага.

В связи с принятым предположением о разрастании сейсмического разрыва и о зоне разрушения среды в очаге за идеализированную плоскость разрыва принимается вертикальная плоскость, проходящая через гипоцентр, ориентированная вдоль оси промежуточного напряжения девиатора и ограниченная размерами очага. Таким образом, проекция отрезка оси промежуточного напряжения на земную поверхность определяет место высвобождения сейсмической энергии в очаге и идеализирует тем самым сейсмический разрыв. В соответствии с типом очаговых подвижек зона разрушения испытывает изменение формы: при сбросовых и сбросо-сдвиговых подвижках — прогиб кровли и подъем подошвы, т.е. общее утончение, а при взбросовых и взбросо-сдвиговых подвижках — подъем кровли и прогиб подошвы, т.е. общее утолщение. На рис. 4 (1) иллюстрируется пример распространения разрыва вдоль оси промежуточного напряжения и соответствующего изменения формы объема. Лишь в случае, когда ось промежуточного напряжения строго вертикальна, зона разрушения не будет испытывать деформаций утончения или утолщения. Исходя из этого ось промежуточного напряжения должны согласоваться с ориентацией сейсмогенных структур. Именно такое согласие определяет статистика данных по некоторым зонам Тихоокеанского пояса (Ходжсон, 1966) и Азиатского континента (Scheidegger, 1960).

При достаточно крупных и близповерхностных землетрясениях нарушения сплошности среды в очагах могут выходить на земную поверхность. На рис. 4 (2-7) схематически представлены варианты ориентации осей промежуточного напряжения относительно протяженной зоны, показанной штриховыми линиями а и б и находящейся в различных напряженных состояниях. Для каждого варианта показаны возможные разрывы на поверхности Земли и проекции главных горизонтальных максимальных и промежуточных напряжений. Во всех случаях наибольшим развитием пользуются разрывы по более крутонаклоненным

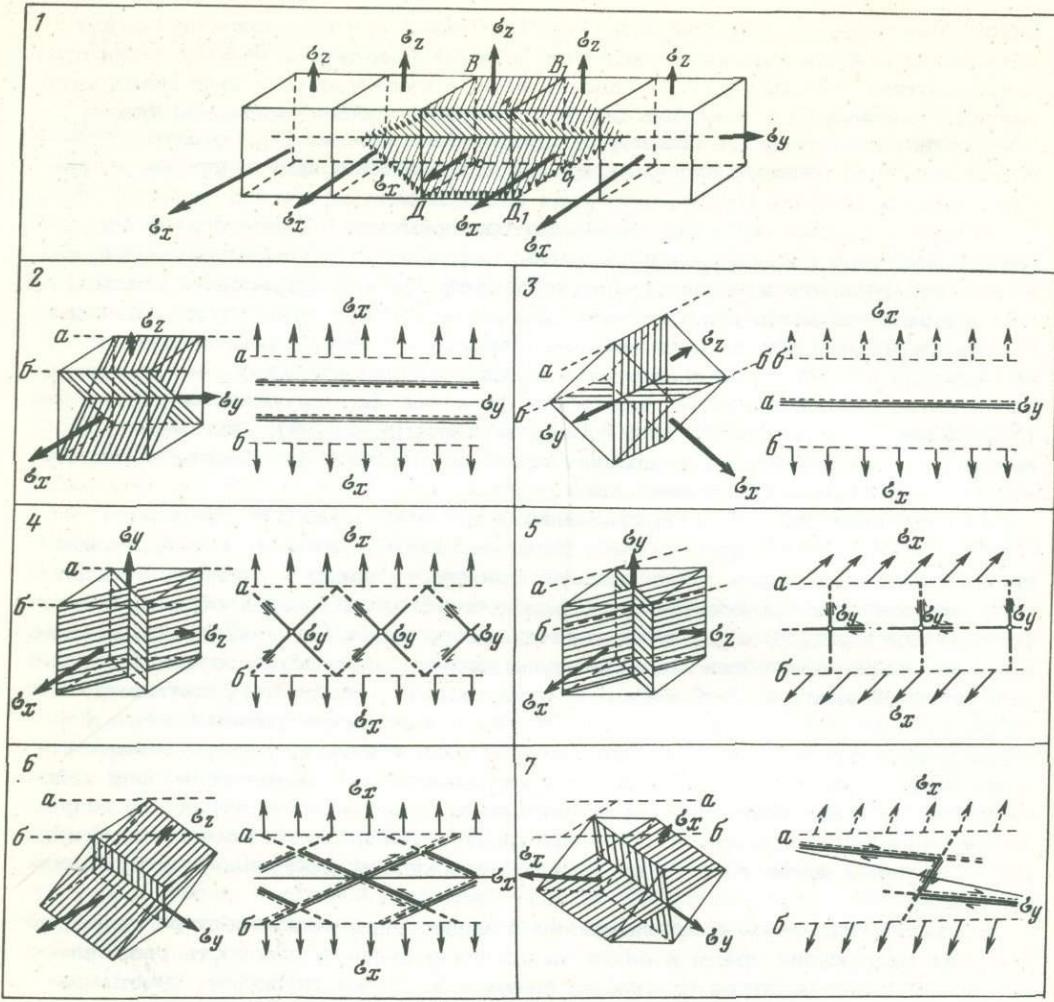


Рис.4. Схема распространения сейсмического разрыва вдоль оси промежуточного напряжения с одновременным изменением формы объема (1) и схемы разрывов поверхности Земли с проекцией осей главных горизонтальных и промежуточных напряжений (2-7)

а – интенсивные разрывы в зоне разрушения среды (пунктиром показано висячее крыло); б – менее интенсивные разрывы на периферии зоны разрушения; в – направления горизонтального сдвига

плоскостям, и одинаковым развитием на земной поверхности пользуются разрывы по плоскостям с одинаковым падением.

Рис.4(2-7) иллюстрирует еще одно важное для геологической трактовки сейсмичности обстоятельство. Как следует из рис.1(2-7), примерно одной и той же картины спроектированных на земную поверхность направлений главных горизонтальных напряжений соответствуют совершенно различные напряженные состояния среды, число вариантов которых несравненно больше, чем изображено на рис.4. Поэтому принятый в большинстве работ способ изображения полей упругих напряжений, снимаемых в очагах, недостаточен для характеристики связей сейсмичности и геотектоники.

На рис.4 (2-7) приведено ограниченное число вариантов возможных разрывных нарушений поверхности Земли при землетрясениях. Аналогичные системы разрывов наиболее часто встречаются в плейстосейстовых и сейсмоактивных областях. Так, например, в Калифорнии наблюдается система разрывов, аналогичная варианту 7 на рис.4 (Sykes, 1968), в южной части о.Хонсю – вариантам 4 и 5 (Hashizume, 1970), а в плейстосейстовой области Гоби-Алтайского землетрясения основная система разрывов соответствует вариантам 6 и 7 (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). Многие авторы (Муди, Хилл, 1960; Солоненко и др., 1961; Лукьянов, 1963; Пшениников, Мишарина, 1968; Ambraseus, 1970; Hagiwara, 1971; и др.) дают описания разрывов в плейстосейстовых областях современных землетрясений, совпадающие практически со всеми вариантами рис.4 (2-7). Все это подтверждает реальную возможность распространения процесса сразу двух подвижек в очаге в направлении промежуточного напряжения.

Естественно, наблюдаемые на поверхности разрывные нарушения могут отличаться от схематически изображенных на рис.4 (2-7), поскольку на схемах не учтены системы нарушений двух других направлений, а показаны лишь результаты проявления подвижек, возникающих в двух ортогональных плоскостях наибольших максимальных касательных напряжений. В процессе деформирования среды и снятия напряжений ориентация и характер подвижек могут меняться в результате смены ролей главных напряжений. Эти менее интенсивные нарушения должны образовывать систему, которую принято называть оперяющей. Для каждого напряженного состояния можно схематически изобразить все возможные системы нарушений, аналоги которых можно найти в природе. Однако в Курило-Камчатской зоне плейстосейстовые области покрыты водными толщами, не позволяющими проводить аналогии, поэтому ограничимся рассмотрением только показанных на рис.4 (2-7) схем.

Кратко остановимся на одном моменте, который не исследуется в работе, но представляет для понимания процессов в очагах определенный интерес. В соответствии с концепцией о преимущественном распространении процесса подвижек вдоль направлений промежуточных напряжений условия непрерывности этого процесса должны существенно зависеть от наклона осей этих напряжений. По-видимому, абсолютная непрерывность процесса распространения подвижек обеспечена в очагах с горизонтальной осью промежуточного напряжения, ориентированного вдоль напряженной области. Если же ось промежуточного напряжения в очагах большой протяженности наклонена, может возникнуть разрыв в непрерывности распространения подвижек. Землетрясение будет представлять собой сложный многократный разрыв, и число составляющих его разрывов будет тем больше, чем круче ось промежуточного напряжения и чем протяженнее деформированная область. При протяженной области деформирования, независимо от ее конфигурации, при вертикальных осях промежуточного напряжения возможно возникновение роев землетрясений, незначительно отличающихся по величине.

В природе можно найти многочисленные аналоги высказанному положению. Крупнейшие курило-камчатские землетрясения: 4.III 1952 г., 4.XI 1952 г., 13.X 1963 г., в очагах которых оси промежуточного напряжения имеют значительный наклон, содержат на записях по несколько вступлений продольных волн, относящихся к отдельным толчкам (Hodgson, 1956; Аверьянова, 1968). Аналогичная картина замечена и при других землетрясениях. При землетрясении на Аляске в 1964 г. наклон оси промежуточного напряжения около 50° (Harding, Algemissen, 1969), одновременно здесь выявлен сложный и многократный процесс разрыва (Wyss, Brune, 1969). Наиболее частые рои землетрясений встречаются в островной части Японской зоны, в пределах которой промежуточные напряжения почти вертикальны (Ichikawa, 1961, 1962, 1965, 1966; Honda et al., 1967). Этим фактам можно дать и иную интерпретацию, но они прямо подтверждают концепцию о распространении разрыва в очаге вдоль направления оси промежуточного напряжения.

Размеры очага и сейсмического разрыва

Наиболее полная сводка данных о размерах очага и методах их оценки содержится в работе Н.В.Шебалина (1971). Размеры очага определяются в основном: а) по размерам области афтершоков, б) по видимым разрывам на земной поверхности, в) на основе изучения спектра колебаний объемных и поверхностных волн, г) из соображений относительно допустимой концентрации энергии упругой деформации или предельных напряжений и деформаций. Анализируя данные о размерах очага, полученные перечисленными способами, Н.В.Шебалин принял следующие их оценки (при $M \geq 5,0$) :

для наибольшей горизонтальной протяженности —

$$\log l_{xm} \text{ (км)} = -2,8 + 0,7 M, \quad (\text{II.1})$$

для среднего горизонтального размера —

$$\log l_x \text{ (км)} = -2,0 + 0,55 M, \quad (\text{II.2})$$

для вертикального размера —

$$\log l_z \text{ (км)} = -0,8 + 0,3 M, \quad (\text{II.3})$$

для площади сейсмического разрыва (Schebalin et al., 1972) дано оценочное соотношение —

$$\log S_p \text{ (км}^2\text{)} = -3,7 + M. \quad (\text{II.4})$$

По многочисленным данным об областях афтершоков из северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса, рассмотренных ниже, нами получены зависимости размеров очага от величины главного землетрясения. В табл.1 приведены коэффициенты ($\log a$, $\log a_1$, b , b_1) прямой (а) и обратной (б) регрессий корреляции между размерами очага и величиной землетрясения с указанием несмешанных дисперсий ($\sigma_{\log Y}$, σ_M), коэффициента корреляции (r), вероятности его отличия от нуля (P_r) и числа степеней свободы (n) (Митропольский, 1961; Большев, Смирнов, 1965). Во всех случаях $n = 33$, $P_r > 0,99$.

Таблица 1

Размеры очага землетрясения (км, км², км³)

№ п.п.	Регре- ссия	$\log Y$, x	x , $\log Y$	$\log a$, $\log a_1$	b, b_1	$\sigma_{\log Y}$	σ_M	P_r
1	а	$\log l_{xm}$	M	-1,37	0,47	0,13	0,57	0,97
	б	M	$\log l_{xm}$	3,38	1,83			
2	а	$\log l_y$	M	-1,14	0,41	0,14	0,7	0,99
	б	M	$\log l_y$	3,66	1,93			
3	а	$\log l_z$	M	-0,45	0,26	0,12	0,8	0,81
	б	M	$\log l_z$	3,3	2,06			
4	а	$\log S_0$	M	-2,25	0,84	0,25	0,57	0,92
	б	M	$\log S_0$	3,32	1,03			
5	а	$\log S_p$	M	-1,47	0,7	0,2	0,57	0,92
	б	M	$\log S_p$	2,87	1,22			
6	а	$\log V$	M	-2,49	0,98	0,35	0,73	0,88
	б	M	$\log V$	2,95	0,81			

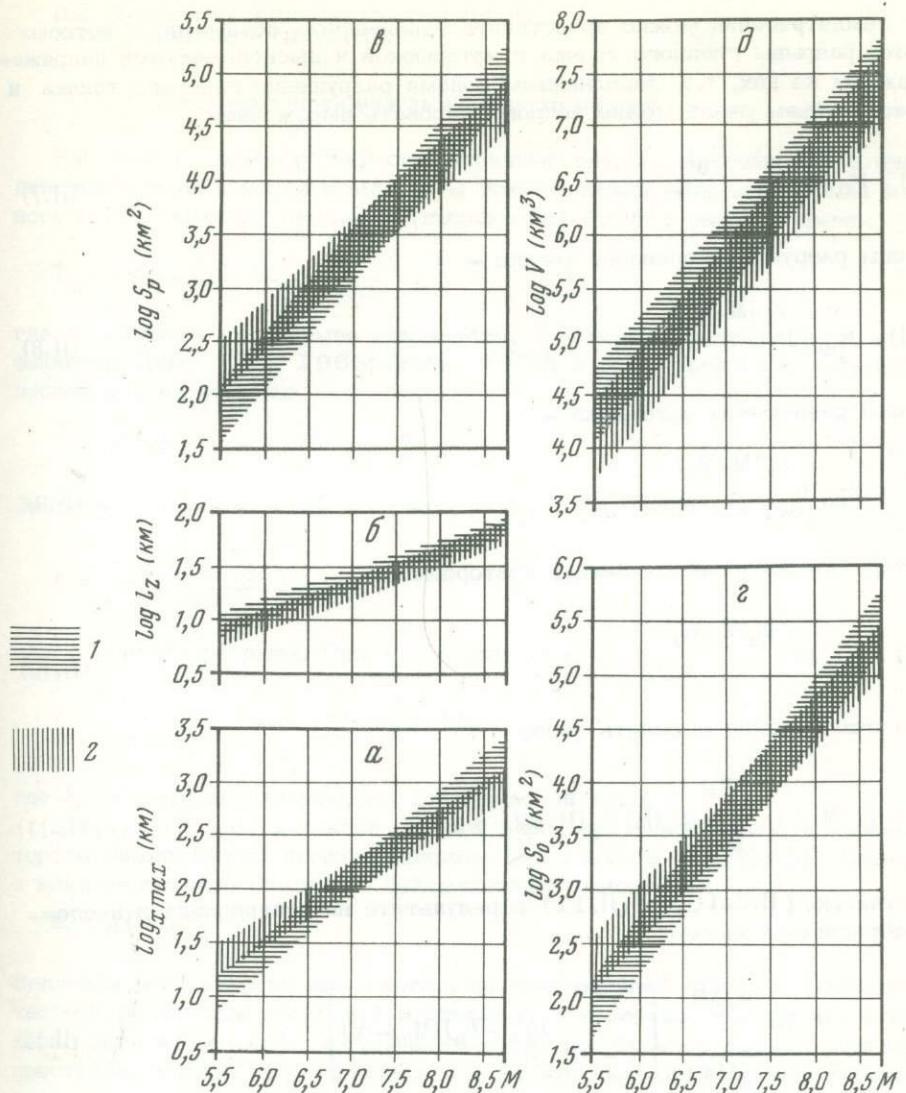


Рис. 5. Зависимости размеров очага от величины землетрясения

1 – по литературным данным: а, б, в – по работам Шебалина (1971); г – по работам Purcaru (1966), Utsu (1969); Yamakawa (1967); д – по работам Iida (1963, 1965); Bath, Duda (1964); 2 – по данным автора

На рис.5 дано сопоставление размеров очага по оценкам различных авторов. При 95%-ном доверительном уровне все оценки существенно подобны. По данным Шебалина (1971), нами рассчитаны соотношения:

$$\log S_0 (\text{км}^2) = -3,6 + 1,1 M, \quad (II.5)$$

$$\log V (\text{км}^3) = -4,0 + 1,4 M, \quad (II.6)$$

которые также согласованы с данными других авторов (Iida, 1963, 1965; Bath, Duda, 1964; Purcaru, 1966; Utsu, 1969; Yamakawa, 1967).

Очаг землетрясения можно представить заполненным объемами, в которых образуются разрывы главного толчка и афтершоков и высвобождаются напряжения в каждом из них, т.е. заполненными зонами разрушения главного толчка и афтершоков. Объем очага можно аппроксимировать выражением

$$V(M) = V_0 10^{\frac{b_v(M-M_0)}{b_v(M-M_0)}}, \quad (II.7)$$

объем зоны разрушения главного толчка —

$$V_p(M) = V_{po} 10^{\frac{b_v(M-M_0)}{b_v(M-M_0)}}, \quad (II.8)$$

объем зоны разрушения афтершока —

$$V_a(M) = V_{ao} 10^{\frac{b_v(M-M_0)}{b_v(M-M_0)}}. \quad (II.9)$$

Если афтершоки подчиняются закону повторяемости

$$N_a(M) = N_{ao} 10^{\frac{-b_a(M-M_0)}{b_a(M-M_0)}}, \quad (II.10)$$

то объем очага можно выразить через

$$V(M) = V_p(M) + \int_M^{M_m} V_a(M) N_a(M) dM. \quad (II.11)$$

При подстановке (II.7-10) в (II.11) в результате интегрирования и несложных преобразований имеем

$$\frac{V_0}{V_{po}} = 1 + \frac{N_a 10^{-b_v \Delta M}}{(b_v - b_a) \ln 10} \left[\frac{-(b_v - b_a)(M_m - M)}{1 - 10^{-(b_v - b_a)(M_m - M)}} \right], \quad (II.12)$$

где $\Delta M = M - M_a$ — разность магнитуд главного толчка и максимального афтершока, N_a — число максимальных афтершоков, обычно равное 1. Для Курило-Камчатской зоны $\Delta M = 1 \pm 0,25$ или $\Delta K = 1,5 \pm 0,45$.

Отношение V_{po}/V_0 определяет долю объема очага, приходящуюся на зону разрушения главного землетрясения. Из (II.12) следует, что при всех прочих равных условиях относительный объем зоны разрушения зависит от углового коэффициента графика повторяемости афтершоков: при $b_a = b_v$ зона разрушения минимальна, при $b_a = 0$ она максимальна, при отсутствии афтершоков $V_{po} = V_0$, т.е. очаг землетрясения и зона разрушения представляют одно и то же. При конкретных значениях величин, входящих в (II.12) и полученных ниже, в Курило-Камчатской зоне очаги землетрясений в 2–10 раз крупнее, чем зоны разрушения среди в них.

Рассмотренные положения об очаге и результаты среднестатистических оценок его размеров составляют основу для перехода от точечного очага к сейсмическому разрыву и от картирования активности к картированию сейсмической энергии, высвобождаемой на разрывах.

II.2. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГА И СОВОКУПНОСТИ ОЧАГОВ

Дислокационная модель очага и его энергия

Рассмотрим двусторонний симметричный разрыв, возникающий в очаге под действием скальвающей компоненты тектонических напряжений. Для максимального относительного смещения (дислокации) берегов разрыва имеем

$$U_m = \tau C(\lambda + 2\mu)^{-1}(\lambda + \mu)^{-1}, \quad (II.13)$$

где τ — снятое на разрыве напряжение, C — ширина разрыва, λ и μ — коэффициенты Ламе (Aki, 1966; Brune, 1970; и др.). Средняя относительная дислокация на разрыве —

$$\bar{U} = \frac{\pi}{4} U_m. \quad (II.14)$$

Энергия, высвобождаемая на таком разрыве, определяется как

$$E = \frac{\pi}{4} \tau^2 C^2 \frac{\lambda + 2\mu}{\mu(\lambda + \mu)} L, \quad (II.15)$$

где L — длина разрыва. При $\lambda = \mu$ получаем

$$E = \frac{8}{3\pi} \bar{U}^2 \mu L \quad \text{или} \quad E = \frac{1}{2} \eta \tau \bar{U} S_p, \quad (II.16)$$

где S_p — площадь разрыва, η — сейсмический к.п.д.

Энергия (II. 16) является силовой характеристикой очага, дислокация которого тождественна двойному диполю без момента (Aki, 1966; Brune, 1970) и непосредственно связана с сейсмическим моментом

$$M_0 = \mu \bar{U} S_p. \quad (II.17)$$

Величина этой энергии оценивается по спектральной плотности амплитудно-частотного спектра колебаний в объемных и поверхностных волнах и существенно зависит от особенностей взаимодействия берегов разрыва при его распространении (Aki, 1966; Brune, 1970; Костров, 1974). Чем зеркальнее разрыв и меньше на пути его распространения различных "шероховатостей", тем все больший удельный вес энергии приходится на длиннопериодные колебания.

При массовой обработке сейсмологического материала наблюдений используется магнитудная оценка величины энергии по длиннопериодной части сейсмических колебаний (Gutenberg, Richter, 1942, 1956; Соловьев, 1961а; и др.). Для перехода от магнитудной оценки сейсмической энергии к оценке энергии (II. 16), можно воспользоваться соотношением между магнитудой M и сейсмическим моментом M_0 , в среднем для всей Земли (Brune, King, 1967; Wyss, Brune, 1968; Aki, 1972). Среднестатистическая величина M_0 определяется из этих соотношений с точностью ~0,5 порядка. Рассеяние величины M_0 зависит от многих факторов, вклад которых в это рассеяние даже для одного землетрясения по данным нескольких наблюдательных пунктов учесть практически невозможно (неоднородность скольжения по разрыву и высвобождения энергии, анизотропия прочности среды и поглощения энергии и т.д.). В связи с этим абсолютное значение высвобожденной на разрыве энергии оценить практически невозможно.

Как показали исследования многих авторов (Brune et al., 1963; Haskell, 1964; Aki, 1966; Wyss, 1970; и др.), величина энергии, оцениваемая по спект-

ральной плотности, находится в довольно хорошем согласии с магнитудной оценкой сейсмической энергии по соотношению Гутенберга – Рихтера –

$$\log E(\text{дж}) = 4,8 + 1,5 M. \quad (\text{II.18})$$

Это соотношение при незначимых вариациях коэффициентов применимо в широком диапазоне M в северо-западной части Тихого океана (Gutenberg, Richter, 1956; Asada, 1957; Соловьев, 1961а; Соловьев, Соловьева, 1967; Федотов и др., 1969). Для наших целей важно единообразие относительной оценки сейсмической энергии, которую будем производить по соотношению (II.18). Это приводит к упрощению модели очага – принимая магнитудную оценку сейсмической энергии, мы тем самым сгладили и уровняли условия разрастания разрывов во всех очагах.

Второе упрощение неизбежно следует из только что рассмотренного и касается величины снимаемых на разрыве напряжений, которая также существенно зависит от характера скольжения по разрыву. При гладком скольжении величина τ зависит лишь от размеров разрыва и величины дислокации, значение η для всех разрывов будет одинаковым и равным 0,5 (Костров, 1974). В зависимости от величины землетрясения и размеров очага τ будет вырывать в некотором заданном или рассматриваемом объеме. Однако его некоторое значение можно рассматривать в качестве долговременного параметра тектонического течения в этом объеме. Тогда отношение E/S_p из (II.16) можно принять в качестве меры дислокации в очаге и с помощью этой меры построить статистический параметр сейсмичности. Соблюдение условия долговременности этого параметра необходимо, поскольку из рассмотрения исключены конкретные особенности очагов путем уравнивания величины τ .

Образование сейсмического разрыва и высвобождение сейсмической энергии дискретны на фоне непрерывного тектонического деформирования, и их можно рассматривать как мгновенные акты. Однако формирование очага, накопление в нем энергии упругой деформации и напряжений происходят синхронно с развитием тектонической деформации. Период повторяемости землетрясений $T(M)$ можно принять за период накопления сейсмической энергии в очаге, тогда величина

$$\omega(M) = \frac{E(M)}{S_p(M) T(M)} \quad (\text{II.19})$$

является его энергетической характеристикой.

Обычно график повторяемости в виде

$$N(M) = N_0 10^{-b(M-M_0)} \quad (\text{II.20})$$

нормируется по времени на 1 год и по площади на 1000 км^2 . Величина стандартной активности обычно рассчитывается на этой площади. Что касается сейсмической энергии, то она накапливается в области подготовки очага и лишь к площади этой области можно приписывать повторяемость землетрясения. Иными словами, для корректного решения задачи о скорости накопления сейсмической энергии в очаге землетрясения определенной величины его повторяемость должна нормироваться по соответствующей площади подготовки $S_0(M)$. Окончательно энергетический параметр очага выражается в виде

$$\omega(M) = \frac{E(M) S_0(M)}{S_p(M) T(M) 1000}, \text{ дж} \cdot \text{км}^{-2} \text{год}^{-1}. \quad (\text{II.21})$$

Он характеризует, с одной стороны, среднюю скорость накопления сейсмической энергии в очаге за период его повторяемости, с другой стороны – среднюю скорость нарастания сейсмической дислокации за этот же период.

За площадь подготовки можно принять удвоенную площадь горизонтальной проекции очага, которая определяется соотношением 4 из табл. 1.

Долговременный энергетический параметр сейсмичности

Если совокупность землетрясений, усеченная снизу по величине энергии или магнитуды уровнем представительности, подчиняется закону повторяемости (II. 20), то в качестве долговременного энергетического параметра этой совокупности (сейсмичности) выступает

$$W = \int_{M - \delta M/2}^{M_m + \delta M/2} \omega(M) N(M) dM, \quad (II.22)$$

где δM — градуировочный шаг на шкале магнитуд графика повторяемости. Все величины, входящие в подынтегральное выражение, детерминированы: величина $\omega(M)$ — выражением (II. 21), величина $E(M)$ — соотношением (II. 18), имеющим общий вид

$$E(M) = E_0 10^{\frac{1,5(M-M_0)}{b_0}}, \quad (II.23)$$

величина $S_0(M)$ — выражением 4 из табл. 1, имеющим общий вид

$$S_0(M) = S_{00} 10^{\frac{b_0(M-M_0)}{b_p}}, \quad (II.24)$$

величина $S_p(M)$ — соотношением 5 из табл. 1, имеющим общий вид

$$S_p(M) = S_{po} 10^{\frac{b_p(M-M_0)}{b_p}}, \quad (II.25)$$

для периода повторяемости из графика (II.20) имеем

$$T(M) = T_0 10^{\frac{b(M-M_0)}{b_p}}. \quad (II.26)$$

При подстановке (II.23–26) и (II.20) в (II.22) в результате интегрирования имеем

$$W = \frac{E(M_m) S_0(M_m) N(M_m)}{S_p(M_m) T(M_m) (1,5 - 2b + b_0 - b_p) 1000 \ln 10} 10^{-(1,5 - 2b + b_0 - b_p) \delta M/2} \times \\ \times \left[\frac{-(1,5 - 2b + b_0 - b_p)(M_m - M_0)}{1 - 10} \right]. \quad (II.27)$$

Величина W представляет собой сейсмическую энергию, которая накапливается в среде под единицей площади поверхности Земли за единицу времени и которая способна вызывать совокупность единичных площадок разрывов в очагах землетрясений, подчиняющихся закону повторяемости. По своей конструкции и размерности ($\text{дж} \cdot \text{км}^{-2} \text{год}^{-1}$) она характеризует среднюю интенсивность сейсмического процесса за период повторяемости максимального наблюденного землетрясения. Однако традиционно под сейсмической интенсивностью принято понимать силу сотрясений, выраженную в баллах или в плотности потока сейсмической энергии через площадку сейсморайонирования. Величина W определяет способность среды генерировать сейсмическую энергию, поэтому в дальнейшем

будем называть ее величиной сейсмогенности, подразумевая сейсмогенность среды, участка, геоструктуры и т.д.

При решении соответствующих задач величина сейсмогенности, естественно, может нормироваться по элементам объема. Наша главная задача состоит не только в выражении сейсмичности через ее физико-тектонические параметры, но и картирование этих параметров. Поэтому величину W нормируем только по площади, которая может представлять площадь карты или различных разрезов сейсмоактивной зоны.

II.3. СУММАРНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ДИСЛОКАЦИЯ

Величина сейсмогенности W зависит лишь от накопленной в среде удельной энергии упругой деформации. Характеризуя интенсивность сейсмического течения, она безразлична к его направлению. При сопоставлении сейсмичности с конкретной тектонической ситуацией необходимо учитывать не только интенсивность, но и величину, знак и ориентацию сейсмической дислокации, которые зависят не только от величины энергии упругой деформации среды, но и от вида ее напряженного состояния.

Определение суммарной сейсмической дислокации

Для совокупности землетрясений, усеченной снизу уровнем представительности и подчиняющейся закону повторяемости, долговременный параметр сейсмогенности W сконструирован в предположении, что $\tau = \text{const}$ является параметром долговременного тектонического течения в рассматриваемом объеме. Поскольку мы оперируем с известными максимальными землетрясениями, представляющими наибольший интерес для сейсмического районирования, то величину $\tau = \tau(M_m)$ отнесем к области возникновения максимальных землетрясений. Тогда из (II.16) и (II.22) имеем

$$W = \frac{1}{4} \tau(M_m) \int_{M - \delta M/2}^{M_m + \delta M/2} u(M) N(M) dM, \quad (\text{II.28})$$

$$\text{где } u(M) = \frac{\bar{U}(M) S_0(M)}{T(M) 1000} \quad (\text{II.29})$$

определяет среднюю скорость нарастания сейсмической дислокации в отдельном очаге за период его повторяемости. Интеграл в выражении (II.28) представляет суммарную сейсмическую дислокацию U_y , которая накапливается в среде под единичной площадкой поверхности Земли за единицу времени периода повторяемости максимального наблюденного землетрясения. Она выражается через W как

$$U_\Sigma = \frac{4}{\tau(M_m)} W. \quad (\text{II.30})$$

При оценке величины суммарной сейсмической дислокации можно учитывать значения τ , соответствующие землетрясениям любой величины $\tau(M)$, особенно при краткосрочных наблюдениях. В общем виде величина $\tau(M)$ выражается

$$\tau(M) = \tau_0 10^{\frac{b_\tau(M - M_0)}{10}}, \quad (\text{II.31})$$

тогда

$$U_{\Sigma} = 4 \int_{M_m - \delta M/2}^{M_m + \delta M/2} \frac{\omega(M)}{r(M)} N(M) dM \quad (II.32)$$

или в окончательном виде

$$U_{\Sigma} = \frac{4 N(M_m) \omega(M_m)}{r(M_m)(b_w - b_r) \ln 10} 10^{-(b_w - b_r) \delta M/2} \times \\ \times \left[1 - 10^{-\frac{(b_w - b_r)(M_m - M)}{10}} \right], \quad (II.33)$$

где $\omega(M_m) = \frac{E(M_m) S_0(M_m)}{S_p(M_m) T(M_m) 1000}$, $b_w = 1,5 - 2b + b_0 - b_p$.

Суммарная сейсмическая дислокация (II.33) связана с величиной сейсмогенности выражением

$$U_{\Sigma} = W \frac{4b_w 10^{b_r \delta M/2}}{r(M_m)(b_w - b_r)} \times \frac{10^{\frac{(b_w - b_r)(M_m - M_0)}{10}} - 1}{10^{\frac{b_w(M_m - M_0)}{10}} - 1}. \quad (II.34)$$

Дополнительный множитель в (II.34) по сравнению с (II.30) вносит поправку не более 0,5 порядка величины U_{Σ} .

Величина $u(M)$ векторная и ее можно суммировать лишь для очагов с одинаковой ориентацией векторов подвижек. Суммарная сейсмическая дислокация с учетом ориентации и знака дислокации представляет собой долговременный сейсмотектонический параметр сейсмичности, который является непосредственной мерой сейсмической составляющей тектонической деформации.

Связь величины суммарной сейсмической дислокации с видом напряженного состояния

Задача состоит в оценке относительной величины суммарной сейсмической дислокации на сейсмических разрывах, которые либо ориентированы различным образом в элементе объема, либо имеют векторы первых смещений, ориентированные различным образом при общей ориентации самих разрывов. Решение этой задачи направлено на определение вида напряженного состояния среды, источником которого являются тектонические медленные деформации, и сводится к следующему.

Поскольку рассматривается дислокация, возникающая под действием максимальных касательных напряжений, то напряженное состояние среды можно описать тензором напряжений (Введенская, 1969), компоненты которого отнесены к главным осям $\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z}$ и

$$\sigma_{\bar{X}} > \sigma_{\bar{Y}} > \sigma_{\bar{Z}}. \quad (II.35)$$

В каждой точке среды, находящейся в напряженном состоянии (II.35), в бисекторных плоскостях между осями главных напряжений действуют максимальные касательные напряжения

$$r_1 = \frac{\sigma_{\bar{X}} - \sigma_{\bar{Z}}}{2}, \quad r_2 = \frac{\sigma_{\bar{X}} - \sigma_{\bar{Y}}}{2}, \quad r_3 = \frac{\sigma_{\bar{Y}} - \sigma_{\bar{Z}}}{2}.$$

При этом предполагается в соответствии с данными А.А.Треккова (Трекков, 1968), что тектоническая деформация с течением времени не меняет своего направления и знака, т.е. ориентация главных направлений в напряженном состоянии среды постоянна, а в процессе деформирования и разрушения среды изменяются лишь абсолютные величины главных напряжений, в результате чего они могут меняться ролями.

Главные оси в очаге могут иметь самую произвольную ориентацию относительно поверхности Земли, которую в области очага можно принять плоской, и относительно частей света. Для простоты построений ориентируем кубический элемент объема моделируемого очага так, что его грани будут перпендикулярны и параллельны земной поверхности, т.е. главные направления горизонтальны и вертикальны. При последующих сопоставлениях реально наблюдаемых главных направлений с модельными кубическими элементами очага последние могут быть произвольно повернуты до совпадения ориентации наблюдаемых и моделируемых главных осей.

В напряженном состоянии (II.35) при одиночном землетрясении снимутся полностью или частично максимальные касательные напряжения τ_1 . Поскольку напряжения τ_2 и τ_3 в напряженном состоянии, предшествовавшем возникновению землетрясения, ничем себя в одиночном землетрясении не проявляют, то вид напряженного состояния по его "механизму очага" определить невозможно. Обычно в таких случаях говорят об относительном сжатии $-(\sigma_{\bar{x}} - \bar{\sigma})$ и относительном растяжении $+(\sigma_{\bar{z}} - \bar{\sigma})$ как компонентах тензора-девиатора при $(\sigma_y - \bar{\sigma}) = 0$ и $\bar{\sigma} = (\sigma_{\bar{x}} + \sigma_{\bar{y}} + \sigma_{\bar{z}})/3$. В модели А.В. Введенской компоненты девиатора принято обозначать: $-(\sigma_{\bar{x}, \bar{z}} - \bar{\sigma})$ через I, $+(\sigma_{\bar{x}, \bar{z}} - \bar{\sigma})$ через K, а промежуточное напряжение, равное нулю, через J. В тех случаях, когда ось девиатора I ближе к горизонтали, чем ось K, в очагах имеют место подвижки типа взброса или взбросо-сдвига (висячее крыло разрыва поднимается), при более крутом наклоне оси I по сравнению с K – подвижки типа сброса или сбросо-сдвига (висячее крыло разрыва опускается).

Каков бы ни был тип подвижки в очаге, ему может соответствовать шесть возможных напряженных состояний, различающихся по знакам главных напряжений: $\pm\sigma_{\bar{x}}$, $\pm\sigma_{\bar{y}}$, $\pm\sigma_{\bar{z}}$, и гораздо большее их множество по соотношению величин самих напряжений. Если реально действующие тектонические напряжения обозначить: σ_i – сжатия, σ_k – растяжения, то подвижка типа сброса или сбросо-сдвига может возникнуть в шести напряженных состояниях (рис.6), характеризующихся разными комбинациями этих напряжений.

Наиболее сейсмоопасной в напряженном состоянии (II.35) является компонента τ_1 . Однако снятая в одиночном очаге скальвающая компонента может относиться не к самой сейсмоопасной, т.е. может отличаться от той, которая возможна в очаге наибольшего в этой области землетрясения. Для суждения об относительной сейсмической опасности каждой из скальвающих компонент и соответствующих им сейсмических разрывов необходимо определить напряженное состояние среды. Последнее можно сделать по представительной совокупности "механизма очагов" и при задании условий прочности среды. Примем за критерии прочности среды по Губеру – Мизесу – Генки (Филоненко-Бородич, 1961) напряжения τ_0 и σ_0 , для которых условия прочности среды имеют вид

$$\left. \begin{array}{ll} -\tau_0 \leq \tau_1 \leq \tau_0 & -\sigma_0 \leq \sigma_{\bar{x}} - \sigma_{\bar{z}} \leq \sigma_0 \\ -\tau_0 \leq \tau_2 \leq \tau_0 & -\sigma_0 \leq \sigma_{\bar{x}} - \sigma_{\bar{y}} \leq \sigma_0 \\ -\tau_0 \leq \tau_3 \leq \tau_0 & -\sigma_0 \leq \sigma_{\bar{y}} - \sigma_{\bar{z}} \leq \sigma_0 \end{array} \right\} \quad (II.36)$$

Если в каждом одиночном землетрясении снимаются касательные напряжения $\tau(M)$ и $\sum \tau_i(M) = \tau_i$, $i = 1, 2, 3$, то τ_i/τ_{Σ} ($\tau_{\Sigma} = \tau_1 + \tau_2 + \tau_3$) существенно зависит от вида напряженного состояния среды в объеме, из которого взята рассматриваемая совокупность землетрясений. На рис.6 показаны возможные напряжен-

ные состояния среды для случая, когда τ_1 соответствует подвижкам типа сброса или сбросо-сдвига в очаге максимального землетрясения. На этих же рисунках показаны возможные переориентации плоскостей подвижек и изменения "механизма очагов" в результате смены ролей главных напряжений. В табл.2 описаны различные напряженные состояния для случая предельного соотношения между главными напряжениями и приведены соответствующие им соотношения между величинами снимаемых максимальных касательных напряжений и переориентация осей девиатора.

В табл.2 все напряжения взяты по модулю. Знак "+" в показателе означает один и тот же знак компоненты подвижки по падению разрывов, знак "-" - противоположный. Аналогичные соотношения для максимальных касательных напряжений τ_1 , соответствующих образованию взбросовых и взбросо-сдвиговых подвижек, можно получить из табл.2 и рис.6 путем замены всех главных напряжений на противоположные: σ_k на σ_i и σ_i на σ_k .

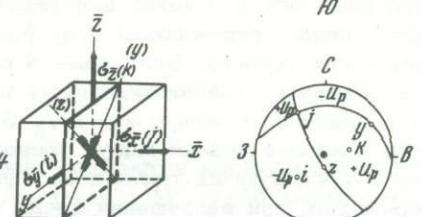
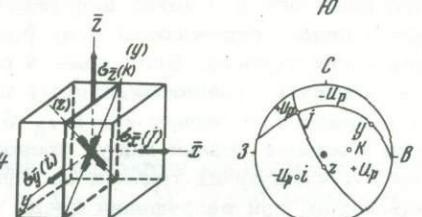
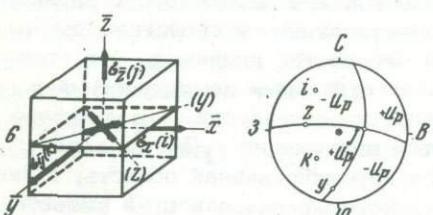
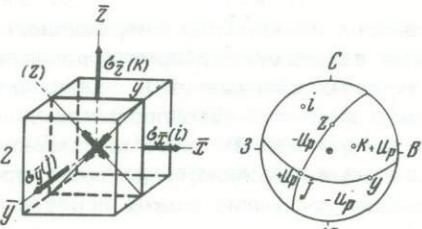
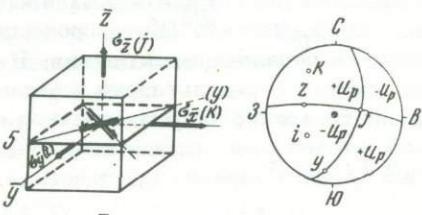
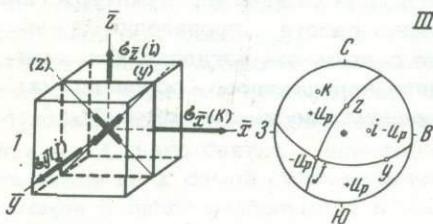
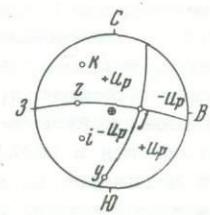
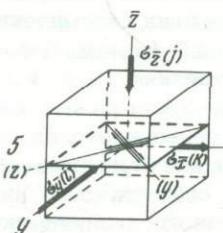
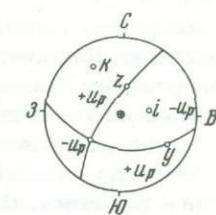
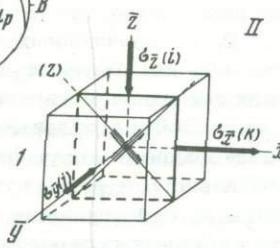
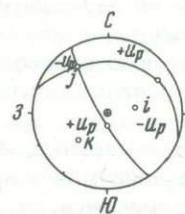
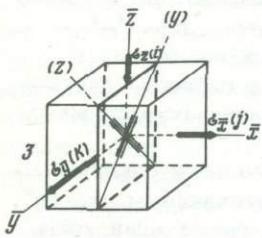
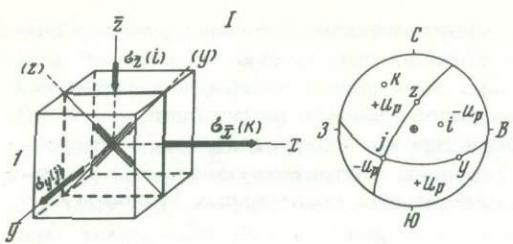
Как следует из табл.2, в напряженных состояниях 1-4 во всей совокупности очагов снимаются только касательные напряжения τ_1 - "механизмы очагов", ориентация сейсмических разрывов и тип подвижек во всех очагах одинаковы. В напряженных состояниях 5-7 на отдельных этапах деформирования среды и разрядки напряжений наибольшими могут оказаться напряжения τ_3 - происходит смена ролей максимального и промежуточного главных напряжений и соответствующая переориентация сейсмических разрывов и векторов первых смещений - подвижек. В напряженных состояниях 8-10 имеет место также единственная возможная переориентация сейсмических разрывов и векторов подвижек, но связана она со сменой ролей промежуточного и минимального главных напряжений. В напряженных состояниях 11 и 12 в процессе деформирования среды и снятия напряжений все три касательные напряжения могут оказаться наибольшими - возможна тройная переориентация сейсмических разрывов и векторов подвижек, причем подвижки могут менять знак на противоположный, чего не наблюдается в предыдущих случаях.

Как следует из проведенного анализа, по одной лишь переориентации осей тензор-девиатора нельзя получить представления о виде напряженного состояния среды; необходимо вводить в рассмотрение относительные величины снятых максимальных касательных напряжений. Для отдельного землетрясения величина $E(M)/S_p(M) \sim E^{2/3}(M)$ пропорциональна работе, производимой напряжениями на образование подвижки. В связи с этим для согласования эмпирических данных с результатами моделирования напряженного состояния (см. табл.2, рис.6) можно воспользоваться пропорциональностью отношений τ_i/τ_{Σ}

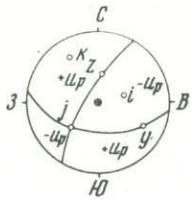
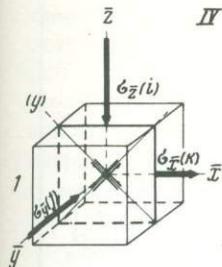
$$\sim \Sigma E_i^{2/3} / \Sigma E^{2/3} \text{ при } i = 1, 2, 3.$$

Практически все виды напряженного состояния, кроме плоского с равными главными напряжениями противоположного знака, обладают свойством смены ролей главных напряжений и переориентации плоскостей подвижек. Это свойство должно наиболее ярко проявляться в очагах отдельных землетрясений в сериях афтершоков. В свете высказанных выше представлений, в результате главного землетрясения, в котором снимаются напряжения $\tau_1(M)$, в новое равновесное состояние может перейти не вся деформированная область, а лишь зона его разрушения. Снятие напряжений τ_1 , которые оказались не высвобожденными в среде, окружающей зону разрушения главного толчка, происходит в последующих толчках. Если даже в объемном напряженном состоянии напряжения τ_1 окажутся высвобожденными до предела прочности среды, то заключенные в среде напряжения τ_2 и τ_3 в зависимости от напряженного состояния накануне главного толчка могут превосходить этот предел и будут высвобождаться в последующих толчках за главным.

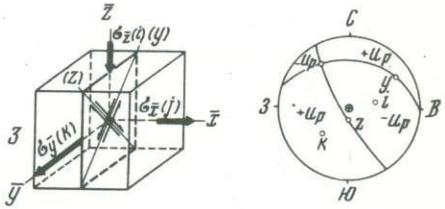
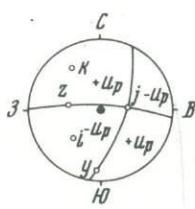
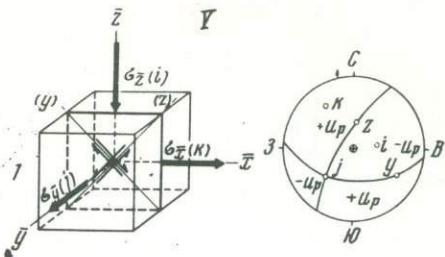
Несомненно, при разрушении среды и снятии напряжений могут меняться ее свойства (прочностные, релаксационные и т.д.), однако учет этих изменений не решает задачи о механизме возникновения афтершоков, а объясняет



IV



V



VI

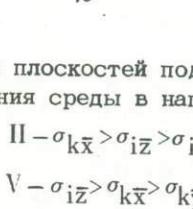
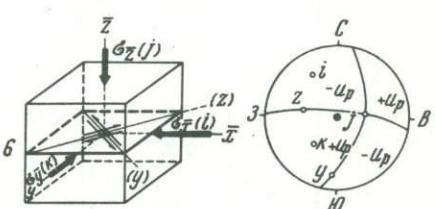
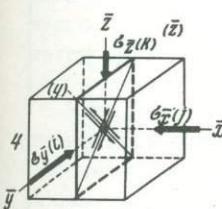
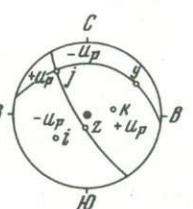
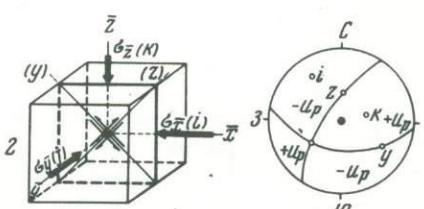
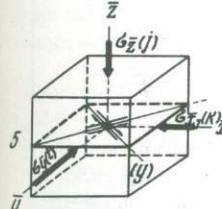
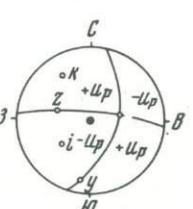
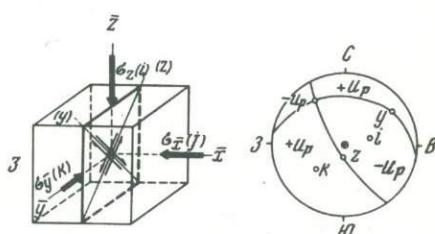
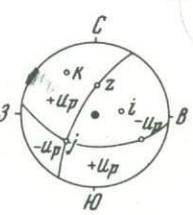
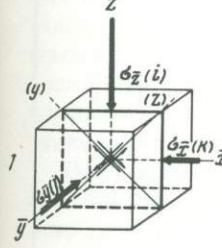


Рис. 6. Ориентация плоскостей подвижек и самих подвижек (1–6), возможная в процессе разрушения среды в напряженных состояниях (I–VI)

$$\text{I} - \sigma_{k\bar{x}} > \sigma_{k\bar{y}} > \sigma_{i\bar{z}}; \quad \text{II} - \sigma_{k\bar{x}} > \sigma_{i\bar{z}} > \sigma_{i\bar{y}}; \quad \text{III} - \sigma_{k\bar{x}} > \sigma_{k\bar{y}} > \sigma_{k\bar{z}};$$

$$\text{IV} - \sigma_{i\bar{z}} > \sigma_{i\bar{y}} > \sigma_{k\bar{x}}; \quad \text{V} - \sigma_{i\bar{z}} > \sigma_{k\bar{x}} > \sigma_{k\bar{y}}; \quad \text{VI} - \sigma_{i\bar{z}} > \sigma_{i\bar{y}} > \sigma_{i\bar{x}}$$

Таблица 2

Напряженные состояния и высвобождаемые, соответствующие максимальные касательные напряжения

№ п.п.	Вид напряженного состояния	Главные оси девиатора			№ под- вижки	Максимальные касательные напряжения
		I	K	J		
1	I	$\sigma_0 < \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{i\bar{z}} \gg \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{y}} \geq \sigma_{k\bar{y}} - \sigma_{i\bar{z}} < \sigma_0$	I	K	J	1
2	II	$\sigma_0 < \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{i\bar{y}} \gg \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{i\bar{y}} \geq \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{y}} < \sigma_0$	I	K	J	1
3	IV	$\sigma_0 < \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{k\bar{x}} \gg \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{y}} \geq \sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{k\bar{x}} < \sigma_0$	I	K	J	1
4	V	$\sigma_0 < \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{k\bar{x}} \gg \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{k\bar{y}} \geq \sigma_{k\bar{y}} - \sigma_{k\bar{x}} < \sigma_0$	I	K	J	1
5	I	$\sigma_0 < \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{i\bar{z}} \geq \sigma_{k\bar{y}} - \sigma_{i\bar{z}} \gg \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{y}} > \sigma_0$	I	J	K	1,3
6	V	$\sigma_0 < \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{k\bar{x}} \geq \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{k\bar{y}} \gg \sigma_{k\bar{y}} - \sigma_{k\bar{x}} > \sigma_0$	I	J	K	1,3
7	VI	$\sigma_0 < \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{x}} \geq \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{y}} \gg \sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{i\bar{x}} < \sigma_0$	I	J	K	1,3
8	II	$\sigma_0 < \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{i\bar{z}} \geq \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{i\bar{y}} \gg \sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{i\bar{z}} > \sigma_0$	J	K	I	1,5
9	III	$\sigma_0 < \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{z}} \geq \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{y}} \gg \sigma_{k\bar{y}} - \sigma_{k\bar{z}} < \sigma_0$	J	K	I	1,5
10	IV	$\sigma_0 < \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{k\bar{x}} \geq \sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{k\bar{x}} \gg \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{y}} > \sigma_0$	J	K	I	1,5
11	III	$\sigma_0 < \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{z}} \geq \sigma_{k\bar{y}} - \sigma_{k\bar{z}} \gg \sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{y}} > \sigma_0$	(IJK)	(IJK)	(IJK)	1-6
12	VI	$\sigma_0 < \sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{x}} \geq \sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{i\bar{x}} \gg \sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{i\bar{z}} > \sigma_0$	(IJK)	(IJK)	(IJK)	1-6

лишь характер изменения параметров афтершоков во времени, а иногда в пространстве. В частности, используя идею Н.Ф. Рейда, (Reid, 1933) об упругой отдаче, Х.Беньофф связал ее характеристики с параметрами афтершоков (Bennhoff, 1951), а в других работах (Duda, 1961, 1962; Mogi, 1962, 1963; Пшенников, 1965) изменения параметров афтершоков объясняются изменениями некоторых механических параметров среды в очагах. Только учитывая вид напряженного состояния и способ высвобождения напряжений, можно судить о механизме возникновения афтершоков. Это позволяет сделать модель "механизма" совокупности очагов по А.А. Треккову (Трекков, 1968).

Анализ данных о "механизме очагов" афтершоков и главного толчка для определения напряженного состояния накануне его возникновения облегчается тем обстоятельством, что в главном толчке всегда высвобождаются напряжения τ_1 . Ориентацию главных осей девиатора и переориентацию плоскостей подвижек афтершоков можно рассматривать при сравнении с главным толчком. Однако такой анализ применим для любой совокупности очагов, распределенной в некотором объеме. Ориентация главных осей девиатора в очагах с максимальными значениями $\Sigma E^{2/3}$ или τ принимается за ориентацию главных направлений в рассматриваемом объеме. Ориентация осей девиатора в совокупности очагов с τ_2 и τ_3 должна совпадать с их ориентацией в совокупности очагов τ_1 , что является первым критерием справедливости рассмотренной модели. Однако компоненты тензора-девиатора в каждой из групп очагов будут распределены по главным направлениям по-разному. По характеру переориентации компонентов тензора-девиатора и по соотношению величин высвобожденных касательных напряжений можно судить о виде напряженного состояния или по крайней мере о существенности его различия в отдельных областях и структурах сейсмоактивной зоны.

В силу того что величина сейсмогенности и суммарная сейсмическая дислокация осреднены за период повторяемости максимального наблюденного землетрясения, то можно принять, что в среднем за этот период скорость деформирования в каждом из главных направлений постоянна. Тогда постоянны и не зависят от размера деформируемого объема в конкретном напряженном состоянии отношения $\tau_1/\tau_{\Sigma}, \tau_2/\tau_{\Sigma}, \tau_3/\tau_{\Sigma}$ и их комбинации, а также – пропорциональные им отношения $\Sigma E_i^{2/3}/\Sigma E^{2/3}$. Но чтобы получить указанные средние соотношения, необходимы достаточно длительные наблюдения и представительная статистика "механизма очагов". За короткие периоды наблюдений над относительно небольшими землетрясениями можно получить характеристики не долговременного преимущественного напряженного состояния среды, а временного его изменения за счет смены ролей главных напряжений. Чтобы избежать этого, анализ напряженного состояния должен осуществляться по крупным землетрясениям с сериями их фор- и афтершоков и по совокупности независимых землетрясений одновременно.

Установленные рассмотренным способом напряженные состояния могут отличаться от реально существующих в геологической среде, и это – вопрос специального исследования. Нас же интересует дифференциация зоны сейсмичности по единым физико-тектоническим параметрам, выявление с их помощью участков и геоструктур с отличным или однородным сейсмотектоническим режимом и выделение среди них наиболее сейсмоопасных. Для решения этих задач предложенный конструктивный подход, на наш взгляд, вполне пригоден.

Попытка учета размеров очага и периода повторяемости землетрясений при картировании сейсмической энергии предпринята в работе И.А. Соколовой (1971). В этой работе повторяемость землетрясений любой величины нормирована по площади в 1000 км^2 . Иными словами, предполагается, что сейсмическая энергия любого очага накапливается за период его повторяемости на одинаковой площади в 1000 км^2 . Затем эта энергия относится к площади его очага как области ее высвобождения. В результате построения выполнены на ошибочной основе, неизбежно приводящей к увеличению плотности потока

сейсмической энергии в областях частого повторения небольших очагов, площадь очага которых меньше 1000 км^2 , и к его уменьшению в областях возникновения крупных очагов, площадь которых больше 1000 км^2 . Иначе, области наименьшего потока сейсмической энергии являются наиболее сейсмоопасными, а это противоречит не только логике вещей, но и фактическим данным.

Выводы

Использование данных о "механизме очагов" для характеристики сейсмичности устраняет существующее противоречие между физико-тектонической природой сейсмичности и мерой ее количественного выражения величиной активности. На основе сейсмической энергии очага, закона повторяемости землетрясений и "механизме очагов" сконструирован долговременный энергетический параметр сейсмичности W – величина сейсмогенности. По своей конструкции он, с одной стороны, характеризует способность среды генерировать сейсмическую энергию в предположении о стационарности тектонического течения, с другой стороны, – интенсивность сейсмического процесса в среднем за период повторяемости максимального наблюденного землетрясения.

Другой сейсмотектонический параметр сейсмичности представляет собой суммарную сейсмическую дислокацию. Если с помощью величины сейсмогенности оценивается лишь интенсивность сейсмического течения вне зависимости от вида напряженного состояния и направленности тектонической деформации, то величина U_{Σ} включает в себя эти элементы и позволяет дифференцировать сейсмическую зону по совокупности элементов физической сейсмотектоники.

При конструировании долговременных сейсмотектонических параметров сейсмичности использованы представления о дислокационной модели как точечного очага, так и протяженного. Первые позволили решить задачу определения пространственной ориентации сейсмических разрывов и вида напряженного состояния среды, вторые – охарактеризовать эти разрывы количественными величинами. Для целей массовой обработки наблюдательного материала над очагами и использования многочисленных результатов определения "механизма очагов" по методике А.В. Введенской современные представления о модели очага как протяженном разрыве несколько упрощены. В частности, предполагается, что скольжение по разрывам во всех очагах гладкое. Это упрощение позволило использовать магнитудную оценку сейсмической энергии и принять в качестве параметра долговременного тектонического течения в области возникновения максимального землетрясения величину снимаемых на его разрыве напряжений.

Во второй главе рассмотрены лишь те положения, которые будут использованы при изучении как очагов отдельных землетрясений, так и их совокупности. Частные задачи теоретического аспекта будут рассмотрены в соответствующих местах работы.

Глава III. КАРТИРОВАНИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Как уже отмечалось, отрезок оси промежуточного напряжения, проходящей через гипоцентр, изображает на карте место высвобождения сейсмической энергии и образования наибольших дислокаций в очаге, т.е. сейсмический разрыв. Основная цель картирования состоит в переходе от дискретных сейсмических разрывов, характеризующихся величинами $\omega(M)$ или $u(M)$, к непрерывному полю сейсмогенности и суммарной сейсмической дислокации для характеристики с их помощью отдельных участков и геоструктур и сравнения их между собой. С этой целью может быть использован лишь метод картирования с постоянной детальностью (Ризниченко, Горбунова, 1968).

Эталонную площадь, на которой производится подсчет и осреднение величин W и U_{Σ} , мы выбрали в виде квадрата, операции с которым наиболее просты и удобны в том отношении, что при скольжении не дают дополнительного перекрытия. Кроме того, такая площадь может быть привязана к естественной географической сетке координат.

III.1. ДЕТАЛЬНОСТЬ КАРТИРОВАНИЯ

Вопрос о детальности картирования величины сейсмогенности и суммарной сейсмической дислокации имеет принципиальное значение, поскольку определяет детальность сейсмологического описания отдельных геоструктур. Детальность картирования величин W и U_{Σ} не зависит от числа сейсмических разрывов на эталонной площади, а зависит лишь от размера этой площадки, которую будем характеризовать ее стороной δl . Важно установить и применить при картировании W и U_{Σ} минимальный размер эталонной площадки. Этот размер зависит от трех факторов: а) от точности определения координат эпицентров, б) от точности определения ориентации сейсмического разрыва как отрезка оси промежуточного напряжения, т.е. от точности определения "механизма очагов", и в) от ширины зоны высвобождения сейсмической энергии и напряжений вблизи сейсмического разрыва.

Для Курило-Камчатского региона "механизмы очагов" определены в основном для достаточно крупных землетрясений ($M \geq 5,0$), обеспеченных надежной системой наблюдений и относящихся к классу "A" точности по классификации, принятой в Атласе землетрясений в СССР (1961). Подавляющее большинство изученных очагов относится к периоду после 1960 г., в течение которого эпицентры определены с точностью не более 20 км. Следовательно, в соответствии с точностью определения координат эпицентров эталонная площадка в зоне имеет сторону в 20–25 км. Этот размер может значительно перекрываться ошибками в определении азимута простирания сейсмического разрыва, зависящими от точности определения "механизма очагов", поэтому вопрос об этой точности рассмотрим более подробно.

Точность отдельного "механизма очага" измеряется максимальным раствором ориентации главных осей, которую обозначим через δA_z° , при заданном поле n знаков первых смещений в продольных и поперечных волнах (подавляющее большинство "механизмов очагов" найдено лишь по знакам Р-волн). Он устанавливается путем качания и вращения нодальных линий вокруг

фиксированных средних положений осей X и Y, совпадающих с векторами первых смещений в очаге. Размер этих колебаний нодальных плоскостей ограничивается незначимой вариабельностью величины δn , представляющей собой относительное число при данном решении противоречивых знаков. В это число не включены знаки, расположенные в интервале $\pm 5^\circ$ вблизи нодальных линий и противоречащие решению, а также противоречивые знаки для всех возможных решений "механизма очага" при заданном поле знаков. Точными мы считаем такие решения, при которых $\delta Az < 30^\circ$, решения, расходящиеся более чем на 30° , считаются самостоятельными. Для каждого решения подсчитываются значения n , δn и δAz .

Сторона эталонной площадки не может превышать значение $\delta l_{xm} = l_{xm}(M) \operatorname{tg}(\delta Az)$. При решении вопроса о минимальном размере стороны эталонной площади важно знать среднестатистические параметры точности решений для всей совокупности "механизма очагов". Иными словами, к оценке точности решений "механизма очагов" необходимо применить статистико-вероятностные методы, для чего должны быть получены прежде всего эталонные или стандартные распределения этих параметров (n , δn , δAz) для оценки их средних значений и дисперсий при заданном доверительном уровне, с которыми можно сравнивать параметры точности решений отдельных очагов или их совокупности.

Материал наблюдений над балканскими землетрясениями удобен для получения стандартных распределений параметров, обусловливающих точность "механизма очага", и самой величины δAz по следующим соображениям. Для очагов этого региона сеть регистрирующих станций располагается практически на всех эпицентральных расстояниях во всем диапазоне азимутов. Несмотря на благоприятное расположение станций относительно очагов, материал наблюдений в Балканском регионе достаточно труден для определения "механизма очагов", поскольку большинство очагов расположено неглубоко — на 5–15 км глубины. При неглубоких, даже достаточно крупных землетрясениях, когда имеется большое число знаков, в их определении допускаются ошибки за счет интерпретации фаз на близких расстояниях и слабости первого короткопериодного сигнала на больших расстояниях. Не имея сейсмограмм, а лишь знаки первых смещений, полученные из различных сейсмологических сводок, нам трудно судить о правильности того или иного знака и его значимости. Поэтому данные по балканским "механизмам очагов" представляют исключительно благоприятный материал для статистического анализа случайных величин. К тому же более 150 очагов имеют определения "механизма" двух и более авторов, которые в большинстве своем дают различные решения (Fara, 1964; Ruprechtova, Vvedenskaya, 1962; Iosif, Radu, 1962; Wickens, Hodgson, 1967; Ritsema, 1967, 1974; Mckenzie, 1972; Балакина и др., 1972; и др.). Наряду с трудными случаями определения "механизма очагов" здесь имеются не менее многочисленные случаи бесспорных решений. Сводка данных о "механизме очагов" балканских землетрясений содержится в работе A.R.Ritsema (1974).

Стандартные распределения параметров точности решения "механизма очагов" получены нами по данным о 150 очагах из ~ 200 на глубине до 70 км (см. рис. 7). Для принятых и отвергнутых решений получены следующие среднестатистические значения параметров при 95%-ном доверительном уровне: $\delta n = 0,06$; $\sigma_{\delta n} = 0,06$; $\delta Az = 10^\circ$; $\sigma_{\delta Az} = 10^\circ$ для принятых решений и $\delta n = 0,13$; $\sigma_{\delta n} = 0,09$; $\delta Az = 55^\circ$; $\sigma_{\delta Az} = 25^\circ$. Для оценки точности отдельного "механизма очага" или их совокупности указанные параметры, полученные эмпирически, сравниваются со стандартными с помощью t -критерия Стьюдента (Митропольский, 1961; Большев, Смирнов, 1965).

На рис. 7 приведены эмпирические распределения параметров точности "механизма очагов" курило-камчатских землетрясений, полученные по данным автора (Аверьянова, 1968). Очаги разделены на две группы — по 1951 г. и с 1952 г., в котором начала функционировать сеть региональных сейсмических станций. Эти периоды характеризуются существенным различием в числе знаков, использованных для определения "механизма очагов" землетрясений

Таблица 3

Параметры точности и устойчивости решений "механизма очагов"

M	До 1952 г.				После 1952 г.			
	n	δn	$\sigma_{\delta n}$	P_1	n	δn	$\sigma_{\delta n}$	P_1
5,0	15	0,01	0,01	0,99	29	0,03	0,03	0,99
5,25	21	0,04	0,03	0,99	34	0,06	0,04	0,99
5,5	21	0,03	0,03	0,99	48	0,04	0,04	0,99
5,75	27	0,03	0,03	0,99	53	0,06	0,04	0,99
6,0	35	0,045	0,03	0,99	58	0,06	0,05	0,99
6,25	42	0,05	0,03	0,99	71	0,07	0,05	0,99
6,5	49	0,05	0,03	0,99	78	0,07	0,05	0,99
6,75	65	0,05	0,03	0,99	89	0,08	0,05	0,99
7,0	60	0,06	0,03	0,99	92	0,07	0,05	0,99
7,25	56	0,06	0,03	0,99	112	0,06	0,04	0,99
7,5	97	0,07	0,02	0,95	120	0,08	0,03	0,98
7,75	-	-	-	-	131	0,05	0,05	0,92
8,0	-	-	-	-	159	0,06	0,02	0,92
8,25	-	-	-	-	154	0,06	0,02	0,97
8,5	-	-	-	-	156	0,04	0,01	0,87

разной магнитуды (табл. 3). Однако величина δn в среднем невелика и дает при незначимой вариабельности точные в пределах $\Delta Az^{\circ} < 30^{\circ}$ решения.

Необходимо отметить, что на период до 1952 г. приходится всего 66 определений "механизма очагов" из 801, причем магнитуда их в основном более 6,0.

В 95% случаев точность решения "механизма очагов" не превышает 15° , для самых крупнейших землетрясений она не превышает 10° . С учетом этого сторона эталонной площади для картирования сейсмотектонических параметров устанавливается в 50 км. При таком размере стороны эталонной площадки ширину зоны высвобождения сейсмической энергии вблизи разрывов можно не учитывать.

Найденный сколь угодно точно "механизм очага" может оказаться ошибочным, если при расчете углов выхода сейсмического луча из очага принят годограф, не соответствующий скоростному разрезу в области возникновения очага. Нами принят годограф Р.З. Тараканова (Тараканов, 1965), соответствующий скоростному разрезу не только Курильского, но и Японского регионов (Тараканов, Левый, 1967). Этот годограф распространяется на расстояния до 20° , на которых наблюдаются особенно высокие вариации угла выхода сейсмической радиации из очага в зависимости от скоростного разреза. Для больших расстояний принят осредненный для Земли годограф Джейфриса-Буллена.

Таким образом, точность определения "механизма очагов" достаточно высокая — погрешность определения ориентации главных осей не превышает 15° в 95% случаев, а для всех решений не превышает 30° .

III.2. ТОЧНОСТЬ КАРТИРОВАНИЯ

Точность построения карты не зависит от ее детальности и связана с погрешностями определения картируемых величин W и U_{Σ} . Точность картирования величин W и U_{Σ} состоит из двух независимых компонентов: точности определения уровня величин и точности конфигурации их поля, связанной с точностью очертаний и ориентации выявляемых по сейсмическим разрывам сейсмотектонических линеаментов. Точность определения уровня сейсмогенности W изменяется величиной $\sigma \log E$ стандартной дисперсии графика повторяемости, а точность конфигурации поля W – устойчивостью решений "механизма очагов".

Устойчивость решений «механизма очагов»

Устойчивость решения "механизма очага" определяется его относительным весом по сравнению с другими возможными решениями в заданном поле распределения знаков первых смещений в объемных волнах. Если распределение знаков дает единственное решение, то ему приписывается устойчивость, равная единице. Если возможны 2, 3 и т.д. решения, точность которых не превосходит 30° , то каждому из них приписывается вес 0,5, 0,33 и т.д. и определяется δp . В результате такой операции получены стандартные распределения δp для единственных решений (принятых) и отвергнутых решений (два и более решений), представленные на рис. 7.

Статистико-вероятностная степень устойчивости решения "механизма очага" или их совокупности определяется вероятностью P_1 существования единственного решения или совокупности единственных решений, которая определяется значимостью отличия наблюдаемого δp от стандартного. Результаты оценки устойчивости решений "механизма очагов" курило-камчатских землетрясений приведены в табл. 3, из которой следует, что устойчивость решений очень высокая. Это объясняется тем, что большинство очагов располагается на достаточно большой глубине (20 км и глубже), что исключает массовые ошибки

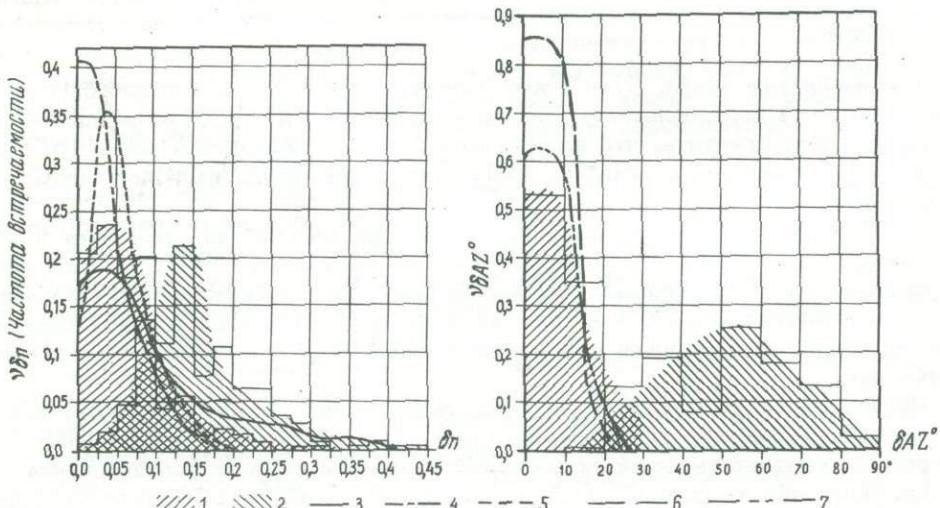


Рис. 7. Распределение параметров точности и устойчивости решений "механизма очагов"

Стандартные распределения для: 1 – принятых решений ($P_1=1$), 2 – отвергнутых решений ($P_1=0,5$); эмпирические распределения: 3 – для совокупности всех балканских очагов, 4 – для курило-камчатских очагов до 1952 г., 5 – то же, после 1952 г., 6 – для всей совокупности курило-камчатских очагов, 7 – для всей совокупности курило-камчатских очагов, взвешенных пропорционально $E^{2/3}(M)$.

в определении знака первого смещения в продольной волне за счет интерпретации фазы. Кроме того, при определении "механизма очагов" широко использовался сейсмограммный материал сети дальневосточных станций, а для наиболее крупных очагов (более 100 очагов) – сейсмограммный материал сети станций СССР и мировой сети. В целом по региону устойчивость оценивается в 0,96, т.е. из 801 решения лишь 32 могут быть заменены на другие, не менее точные решения.

Исходные данные для графиков повторяемости

Параметры графика повторяемости прямо участвуют в определении величины сейсмогенности и суммарной сейсмической дислокации. Дисперсия $\sigma_{\log E}$ определяет основную часть погрешности величины сейсмогенности. Графики повторяемости используются также для оценки периода повторяемости землетрясений и при характеристике сейсмичности с помощью сейсмотектонических параметров.

Графики повторяемости строились нами как в магнитудной, так и в энергетической форме. Параметры графика повторяемости как регрессии $\log N$ на $K = \log E$ или $\log N$ на M рассчитывались методом наименьших квадратов. Оценка согласованности исходных данных, особенно о максимальных и минимальных землетрясениях, с аппроксимирующей линией регрессии производилась стандартным способом – путем расчета несмешанных дисперсий обеих регрессий, коэффициента корреляции и критерия линейности (ζ/σ_ζ). Нижним принят 95%-ный доверительный уровень, за пределами которого линейная корреляция принималась незначимой.

В случае значимого искривления графика повторяемости принималась также линейная аппроксимация по отдельным его кускам. Значимость расхождения отдельных частей графика и сравнение различных графиков между собой производились также стандартными способами – по сравнению угловых коэффициентов с помощью критерия Стьюдента и накопленных частотностей с помощью критерия Смирнова – Колмогорова. Значимым принят 95%-ный доверительный уровень (Митропольский, 1961, 1971; Большев, Смирнов, 1965). Сравнение дисперсий между собой и оценка принадлежности их к единой генеральной совокупности производились с помощью критерия Кочрена для равного числа степеней свободы и критерия Бартлетта для разного числа степеней свободы.

За основную энергетическую характеристику землетрясений в работе принята магнитуда. Для сравнительного описания различных регионов важно иметь унифицированную классификацию землетрясений по их величине, за которую принята M_{ECCN} . Магнitudные оценки дальневосточных землетрясений местной сетью станций занижены примерно на -0,5 по сравнению с оценками континентальных станций сети ECCN (Федотов и др., 1969), поэтому в такие оценки вводилась поправка. Для перехода от магнитуды m_{pv} к M_{ECCN} использовано соотношение (Wyss, 1970; Бунэ, Голубева, 1971)

$$M_{ECCN} = -2,14 + 1,43 m_{pv} \quad (III.1)$$

Представительность исходных данных для графиков повторяемости исследована в лаборатории сейсмических стационаров СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Результаты этих исследований показывают, что с 1952 г. землетрясения с $M \geq 5,0$ представительны во всей Курило-Камчатской зоне. В связи с развитием региональной сети станций с 1958 г. в районе южных Курильских островов представительны землетрясения с $M \geq 3,5$ ($K \geq 10$), а во всей зоне – с $M \geq 4,0$, за исключением самого северного ее участка, где землетрясения с $M \geq 3,5$ представительны с 1961 г. (Федотов и др., 1969; Соловьев и др., 1964, 1965, 1970 и др.). Представительность данных косвенно оценивалась по линейности графиков повторяемости, особенно в области минимальных землетрясений.

В среднем по Курило-Камчатской зоне за период с 1923 по 1970 г., охваченный в наших исследованиях, нижним принят уровень $M=5,0$. Данные для графиков повторяемости, использованных при изучении сейсмичности региона, приведены в табл. 4 и 5. На рис. 8 приведены частотные

Таблица 4

Распределения числа землетрясений по магнитуде на отдельных глубинах и участках Курило-Камчатской зоны

h, км	5,0	5,25	5,5	5,75	6,0	6,25	6,5	6,75	7,0	7,25	7,5	7,75	8,0	8,25	8,5	Σ
Участок 1																
10-20	14	5	5	6	4	3	3	2	-	1	-	-	-	-	-	43
10-30	27	12	15	12	9	6	4	2	3	2	-	-	1	-	-	93
20-40	43	25	23	18	18	5	6	4	2	3	-	1	1	-	-	149
30-50	34	22	20	12	12	5	5	4	2	2	-	1	1	-	-	120
40-60	24	14	17	7	5	4	4	2	-	-	-	1	1	-	-	78
50-70	7	4	-	2	-	1	-	-	-	-	-	1	-	-	-	17
60-80	8	4	6	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	20
Участок 2																
0-10	10	6	2	3	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	23
0-20	31	17	9	8	8	5	6	2	-	-	-	1	-	-	-	87
10-30	59	38	37	27	22	13	6	4	2	2	-	1	-	-	1	212
20-40	82	51	51	34	33	15	11	5	2	2	-	1	-	-	1	288
30-50	73	49	63	32	32	14	7	4	2	2	-	-	-	-	1	279
40-60	63	32	44	16	22	9	7	4	1	-	-	-	-	-	-	198
50-70	34	20	28	10	12	7	5	6	-	-	1	-	-	-	-	122
60-80	16	9	13	9	9	5	5	4	1	2	1	-	-	-	-	74
70-90	7	6	6	6	5	3	2	2	1	2	1	-	-	-	-	41
80-100	6	4	4	5	2	2	2	-	1	2	1	-	-	-	-	29
Участки 3 и 4																
0-20	21	9	12	4	7	2	3	1	1	-	1	-	-	-	-	61
10-30	62	28	34	22	14	8	6	3	2	1	1	1	-	1	-	184
20-110	128	51	76	33	34	15	12	5	5	3	1	1	-	1	-	365
30-50	123	47	67	36	29	14	11	5	4	3	1	1	-	-	-	341
40-60	97	43	50	22	23	13	9	4	5	2	1	-	-	-	-	269
50-70	28	19	22	12	8	3	4	2	1	1	-	-	-	-	-	100
60-80	19	14	17	7	7	3	3	3	2	2	2	1	-	-	-	80
70-90	9	7	9	-	6	-	3	3	1	1	2	1	-	-	-	42
80-100	6	4	4	3	3	2	2	3	1	1	2	1	-	-	-	32
90-100	2	2	2	3	2	2	-	1	1	-	-	-	-	-	-	15

Участок 5

0-10	3	1	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
0-20	13	5	6	3	5	2	2	-	-	1	-	-	-	-	37
10-30	57	20	26	13	17	7	9	5	3	2	1	-	1	-	161
20-40	83	34	46	22	22	11	14	6	4	2	2	1	1	-	248
30-50	89	38	52	26	20	9	11	6	4	1	2	1	1	-	254
40-60	57	26	41	17	12	4	5	2	2	1	2	1	-	-	169
50-70	32	18	18	8	6	-	2	2	1	2	-	-	-	-	89
60-80	14	7	10	10	7	5	3	4	3	3	-	-	-	-	66
70-90	9	4	8	4	3	3	2	3	3	2	-	-	1	-	42
80-100	8	-	9	4	3	3	2	3	2	2	-	-	1	-	37
90-100	4	2	3	2	2	2	-	1	2	1	-	-	1	-	19
100-120	5	4	4	2	2	2	-	2	1	1	-	-	-	-	23

Участок 6

0-10	26	17	13	5	8	3	3	2	1	-	1	-	-	-	7
0-20	52	36	35	17	22	10	7	3	3	-	2	-	2	1	190
10-30	78	56	63	26	36	22	12	5	4	1	2	-	2	1	307
20-40	98	76	86	30	54	23	15	5	7	2	1	-	2	1	400
30-50	95	71	81	23	50	19	16	6	5	2	1	-	-	-	369
40-60	91	71	68	23	48	10	14	4	4	2	1	-	-	-	336
70-90	3	3	3	2	2	-	2	1	1	-	-	-	-	-	17

Все участки

0-10	44	25	18	10	9	4	5	2	1	1	1	-	-	-	120	
0-20	131	70	68	39	45	21	20	10	4	3	3	1	2	1	418	
10-30	278	146	187	102	103	51	39	18	11	9	4	2	4	2	1	957
20-40	434	231	288	137	160	69	58	21	21	9	4	3	4	3	1	1443
30-50	414	212	298	130	145	59	50	25	18	7	4	3	2	-	1	1366
40-60	334	179	227	83	110	37	39	17	13	4	3	2	-	-	1048	
50-70	138	77	124	48	52	16	19	12	3	4	1	-	-	-	494	
60-80	86	47	75	28	37	12	15	11	6	9	3	1	-	-	330	
70-90	30	18	29	17	14	6	9	8	6	5	3	2	-	1	148	
80-100	23	16	20	14	11	8	6	6	6	5	3	2	-	1	121	
90-110	12	11	11	8	7	5	3	2	3	2	2	1	-	1	68	
100-120	14	10	10	8	9	7	4	3	3	2	1	-	-	-	71	
110-130	6	5	7	4	5	3	3	3	2	2	-	-	-	-	40	
120-140	5	7	6	5	5	4	2	3	3	3	2	-	-	-	45	
130-150	6	5	5	3	4	3	2	-	3	2	2	-	-	-	35	
140-160	7	6	5	3	4	4	3	2	3	2	2	-	-	-	41	
150-170	5	5	3	3	4	4	3	3	3	3	-	-	-	-	36	
160-180	2	2	2	2	3	3	3	3	-	1	-	-	-	-	21	

Таблица 5. Распределения числа землетрясений по магнитуде на участках вдоль Курило-Камчатской зоны

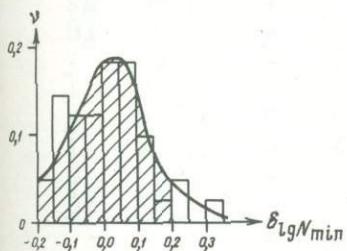
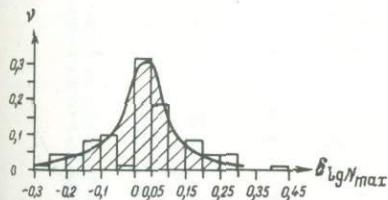
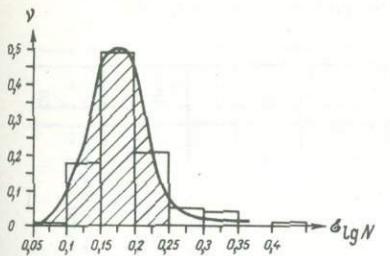


рис. 8

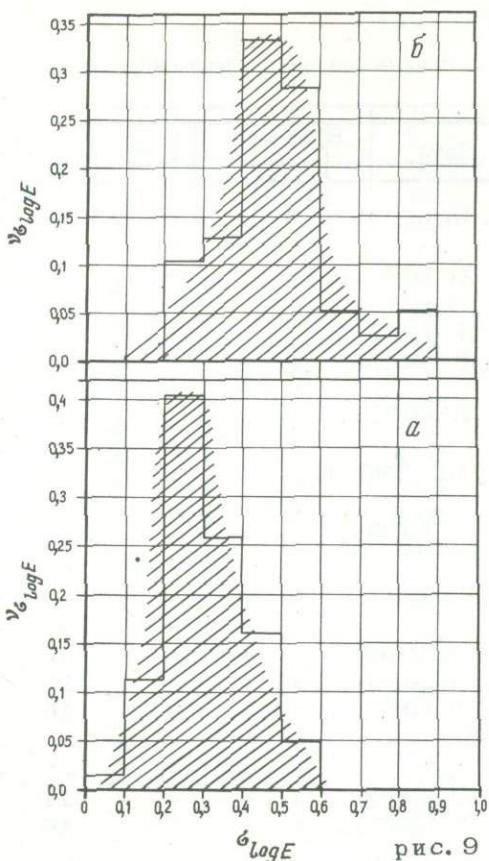


рис. 9

Рис. 8. Распределение основной дисперсии графиков повторяемости и отклонений крайних точек максимальных и минимальных землетрясений от графиков

Рис. 9. Распределение дисперсии $\sigma \log E$ графиков повторяемости на глубине до 60 км (а) и 60–120 км (б)

распределения величины дисперсии $\sigma \log N$ и отклонений крайних точек графиков, соответствующих максимальным ($\delta \log N_{\max}$) и минимальным ($\delta \log N_{\min}$) землетрясениям. Эти распределения прежде всего свидетельствуют о подобии дисперсий $\sigma \log N$ для всей совокупности графиков – в 95% случаев ее значение не выходит за пределы 0,25 порядка величины $\log N$. Следовательно, с точностью в 0,25 порядка могут оцениваться периоды повторяемости. Затем отклонения изображающих точек максимальные и минимальные землетрясения от линий графиков случайны и в 95–98% случаев не выходят за пределы основной дисперсии. Это служит косвенным подтверждением представительности исходных данных.

На рис. 9 показаны частотные распределения дисперсии $\sigma \log E$ графика повторяемости. На глубине до 60 км величина сейсмогенности может оцениваться с точностью до 0,5 порядка, а на глубине 60–120 км – с точностью до 0,7 порядка.

Необходимо подчеркнуть, что нами исследовались распределения числа землетрясений по их величине в натуральном виде, т.е. выборки данных принимались полными. В связи с этим над материалом наблюдений не производились какие-либо операции (суммирование данных или сглаживание распределений),

Таблица 6

Распределения числа форшоков (ф) и афтершоков (а) по магнитуде

Дата	Группа	3,5	3,75	4,0	4,25	4,5	4,75	5,0	5,25
2. III 1933 г.	ф	-	-	-	-	-	-	59	38
	а	-	-	-	-	-	-	38	31
3. XI 1936 г.	а	-	-	-	-	-	-	10	5
5. XI 1938 г.	а	-	-	-	-	-	-	25	16
10. II 1945 г.	а	-	-	-	-	-	-	8	4
4. III 1952 г.	ф	-	-	-	-	-	-	24	15
	а	-	-	-	-	-	-	63	31
4. XI 1952 г.	ф	-	-	-	-	-	-	7	12
	а	-	-	-	-	-	-	91	63
9. III 1957 г.	ф	-	-	-	-	-	-	44	17
	а	-	-	-	-	-	-	203	77
6. XI 1958 г.	ф	-	-	-	-	-	-	25	15
	а	-	-	-	-	-	-	55	22
4. V 1959 г.	ф	-	-	-	-	-	-	37	16
	а	-	-	-	-	-	-	21	7
26. XII 1969 г.	а	-	-	12	-	7	3	2	1
27. XII 1959 г.	а	-	-	22	13	10	7	4	2
28. XII 1959 г.	а	-	-	16	7	5	3	1	1
20. III 1960 г.	ф	-	-	-	-	-	-	27	9
	а	-	-	-	-	-	-	37	16
25. VII 1960 г.	а	-	-	11	4	2	1	1	-
3. IX 1960 г.	а	-	20	10	4	2	1	1	-
12. II 1961 г.	а	-	-	-	26	13	12	8	4
23. IV 1961 г.	а	-	-	-	12	14	6	4	3
11. VIII 1961 г.	а	-	-	14	6	3	3	2	1
7. V 1962 г.	а	29	8	3	2	2	1	-	-
28. VI 1963 г.	а	-	-	-	26	11	6	4	3
13. X 1963 г.	ф	-	-	-	-	-	-	36	10
	а	-	-	-	-	-	-	113	62
28. III 1964 г.	ф	-	-	-	-	-	-	33	15
	а	-	-	-	-	-	-	97	67
4. II 1965 г.	ф	-	-	-	-	-	-	60	18
	а	-	-	-	-	-	-	133	78
8. II 1965 г.	а	18	10	5	5	3	2	1	-
11. VI 1965 г.	а	-	-	32	15	14	7	9	7
13. XII 1965 г.	а	-	-	4	4	3	2	2	1
22. XII 1965 г.	а	-	-	17	-	6	4	2	1
11. V 1966 г.	а	-	-	9	3	5	2	1	-
19. III 1967 г.	а	-	-	-	18	13	7	5	5
29. I 1968 г.	а	-	-	42	31	15	11	7	5
16. V 1968 г.	ф	-	-	-	-	-	-	16	9
	а	-	-	-	-	-	-	66	33
20. V 1968 г.	а	-	-	-	10	6	4	3	-
11. VIII 1969 г.	ф	-	-	-	-	-	-	22	7
	а	-	-	-	-	-	-	62	20

5,5	5,75	6,0	6,25,	6,5	6,75	7,0	7,25	7,5	Σ
42	16	16	5	7	3	3	-	1	190
33	14	21	9	8	2	2	1	-	160
4	4	3	2	2	-	1	-	-	31
21	9	14	9	8	2	2	1	1	108
3	3	2	-	1	-	-	-	-	21
15	6	2	1	2	2	1	-	-	77
46	21	21	7	9	1	3	-	-	202
25	9	13	-	5	2	2	5	-	80
52	28	32	16	13	7	4	1	1	308
15	8	13	9	10	7	4	1	-	126
83	69	81	43	30	11	5	2	-	604
24	20	13	2	4	3	2	6	1	115
19	9	3	-	3	-	-	1	-	112
20	8	4	4	1	5	1	1	-	97
3	2	2	1	2	1	1	-	-	40
-	-	-	-	-	-	-	-	-	25
-	1	-	-	-	-	-	-	-	59
-	-	-	-	-	-	-	-	-	33
15	10	8	2	1	-	-	1	-	73
16	6	4	6	1	1	1	-	-	88
-	-	-	-	-	-	-	-	-	19
-	-	-	-	-	-	-	-	-	38
2	2	1	1	-	-	-	-	-	69
2	2	1	-	-	-	-	-	-	44
-	-	-	-	-	-	-	-	-	29
-	-	-	-	-	-	-	-	-	45
2	2	1	1	-	-	-	-	-	56
26	10	10	1	2	5	3	7,75-1	-	104
28	26	15	12	5	1	3	1	-	266
18	13	15	6	7	3	3	-	1	114
66	33	17	18	9	1	3	-	-	331
20	14	10	14	3	-	-	-	-	139
67	44	25	17	4	3	-	1	2	366
-	-	-	-	-	-	-	-	-	44
3	3	-	-	-	-	-	-	-	90
1	1	-	-	-	-	-	-	-	18
-	-	-	-	-	-	-	-	-	30
-	-	-	-	-	-	-	-	-	20
3	2	2	1	-	-	-	-	-	56
3	2	1	1	-	-	-	-	-	118
8	3	3	-	1	1	-	-	-	41
28	16	15	4	6	1	1	-	1	69
2	-	2	-	1	-	-	-	-	28
12	5	5	4	1	1	2	1	-	60
21	8	6	5	3	1	3	-	-	129

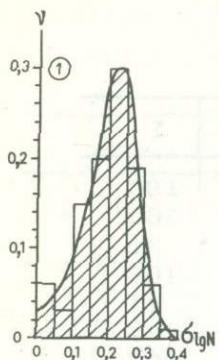
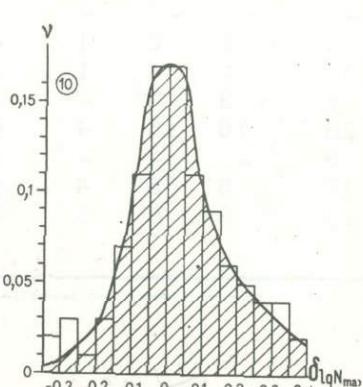
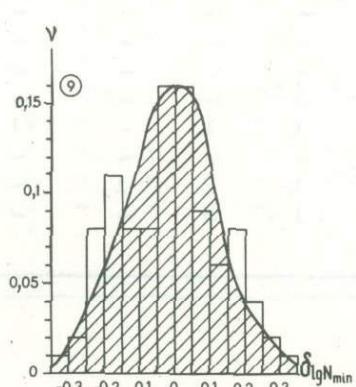
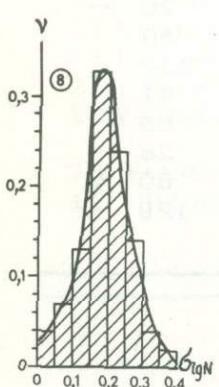
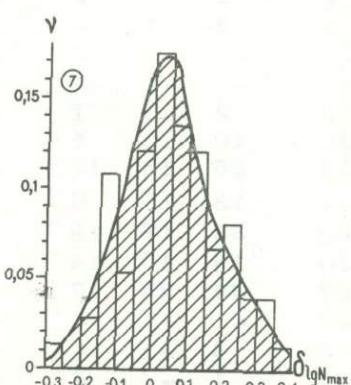
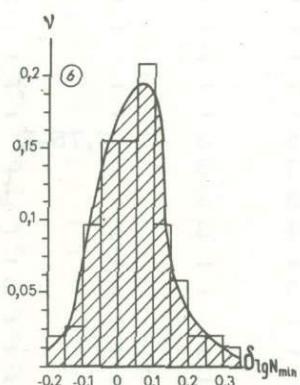
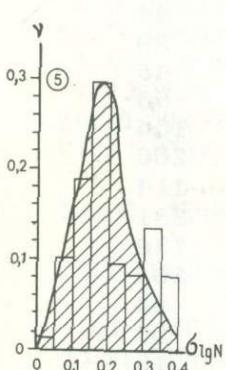
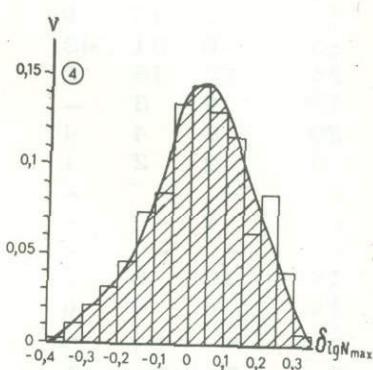
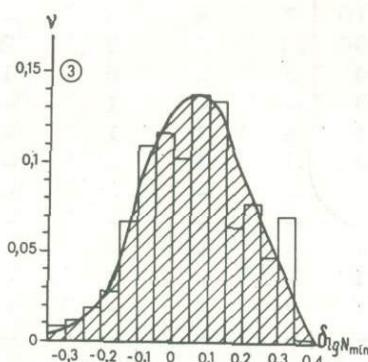
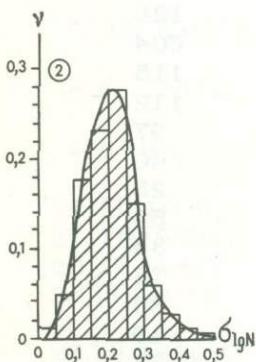


Рис. 10. Распределение основной дисперсии графиков повторяемости и отклонений от них точек, соответствующих максимальным и минимальным землетрясениям, для всей совокупности данных о форшоках и афтершоках (1), форшоков (2,3,4), афтершоков катастрофических землетрясений (5,6,7), афтершоков менее крупных землетрясений (8,9,10)



искажающие распределения числа землетрясений по величине их дисперсии. Подсчет числа землетрясений производился в интервале магнитуды, равном 0,25. Числу землетрясений не приписывались какие-либо веса, а относительный недобор землетрясений определенной величины за период наблюдений учитывался в величине дисперсии. Натуральность распределений числа землетрясений по величине особенно важна при изучении серий фор- и афтершоков.

При изучении периодов подготовки отдельных очагов и периодов разрушения в них среди (фор- и афтершоков) важно выяснить закономерности, отражающие не абсолютный, а относительный уровень накопления и разрядки напряжений в очагах разной величины. Анализ представительности данных показал возможность использовать для этой цели форшоки и афтершоки в интервале 2,75–3,25 единицы магнитуды, что соответствует 4–5 порядкам величины сейсмической энергии. Данные о распределении числа форшоков и афтершоков по магнитуде приведены в табл. 6.

При рассмотрении фор- и афтершоков во времени выборки данных очень небольшие, поэтому особенно важно установить надежность оценки параметров графиков повторяемости. На рис. 10 приведены частотные распределения основной дисперсии $\sigma_{\log N}$ и отклонений максимальных и минимальных толчков от средней аппроксимирующей линии графиков. Они показывают, что систематического недобра слабых толчков нет и графики линейны в пределах 95%-ного доверительного уровня при дисперсии $< 0,3$. Дисперсии по оценкам с помощью критерия Бартлетта подобны с вероятностью $\sim 0,97$. Все это свидетельствует об отсутствии зависимости оценок параметров графика повторяемости от объема принятых нами выборок эмпирического материала и позволяет сравнивать графики между собой.

III. НАДЕЖНОСТЬ КАРТИРОВАНИЯ

Надежность результатов картирования величин W и U_{Σ} зависит от степени изученности "механизма очагов" по сравнению со всей их совокупностью выше некоторого уровня представительности. Как уже отмечалось, сравнение лишь числа изученных и всех очагов не может являться объективной мерой степени изученности, поскольку очаги имеют различные размеры и соответствующие им величины подвижек и разрывов. За меру изученности "механизма очагов" примем величину $\nu_{M.O.} = \sum E_{M.O.}^{2/3} / \sum E^{2/3}$, в которой числитель относится к изученным очагам, знаменатель – ко всей их совокупности и которая является критерием представительности данных о "механизме очагов". При $\nu_{M.O.} < 0,67$ данные нельзя считать представительными, при $\nu_{M.O.} \geq 0,67$ данные представительны, поскольку величина напряжений и подвижек в очагах с неизвестным "механизмом" не может внести существенных коррективов в закономерности, выявленные по этим величинам в изученных очагах.

Оценка представительности данных о «механизме очагов»

Основным объектом наших исследований является Курило-Камчатская зона, для которой все определения "механизма очагов" выполнены в СахКНИИ ДВНИЦ АН СССР группой сотрудников под руководством и с участием автора. В основном "механизмы очагов" определены для достаточно крупных землетрясений с $M \geq 5,0$ за период 1933–1969 гг. Сводка данных о представительности "механизма очагов" приведена в табл. 7.

Степень изученности более чем за половину периода мала, данные о "механизме очагов" непредставительны. Однако до 1952 г. в Курило-Камчатской зоне наблюдался период относительного сейсмического затишья, предшествовавшего двум крупнейшим землетрясениям 4.III 1952 г. и 4.XI 1952 г. За этот

Таблица 7

Сводка данных о всех землетрясениях Курило-Камчатской зоны с $M \geq 5,0$ и с изученным "механизмом" на глубине до 200 км

Год	Всего по зоне		Изучено		Изученность	
	N	$\log \Sigma E^{2/3}$	N	$\log \Sigma E^{2/3}$	ν_N	$\nu_{M.O.}$
1933	16	10,54	4	10,25	0,25	0,51
1934	10	10,46	2	10,21	0,2	0,56
1935	6	10,56	1	10,2	0,17	0,41
1936	16	11,16	5	11,04	0,31	0,76
1937	20	11,01	4	10,72	0,2	0,51
1938	16	10,78	2	10,61	0,12	0,68
1939	9	10,67	4	10,62	0,44	0,89
1940	5	10,88	2	10,86	0,4	0,95
1941	7	10,09	1	9,2	0,15	0,13
1942	10	11,01	3	10,88	0,33	0,74
1943	4	10,09	2	9,85	0,5	0,56
1944	6	9,98	2	9,5	0,33	0,52
1945	8	10,85	5	10,82	0,63	0,89
1946	14	11,19	1	10,95	0,07	0,6
1947	19	10,9	4	10,62	0,21	0,55
1948	15	10,56	4	10,1	0,27	0,35
1949	6	10,94	3	10,56	0,5	0,51
1950	7	10,5	4	10,42	0,57	0,83
1951	19	10,84	12	10,54	0,63	0,5
1952	118	12,08	83	12,06	0,7	0,95
1953	114	11,28	58	11,23	0,51	0,89
1954	74	10,75	38	10,62	0,51	0,74
1955	34	10,48	19	10,38	0,56	0,79
1956	35	11,17	12	11,07	0,34	0,79
1957	34	10,29	22	10,27	0,65	0,95
1958	49	11,53	48	11,52	0,98	0,98
1959	34	11,03	32	11,02	0,97	0,98
1960	56	11,27	55	11,26	0,98	0,98
1961	44	10,97	41	10,96	0,93	0,98
1962	14	10,53	14	10,53	1,0	1,0
1963	80	11,7	74	11,67	0,92	0,93
1964	126	11,06	53	10,87	0,42	0,65
1965	114	10,47	47	10,37	0,41	0,79
1966	67	10,42	36	10,29	0,54	0,74
1967	76	10,67	46	10,66	0,61	0,98
1968	54	11,33	29	11,31	0,54	0,95
1969	96	11,52	31	11,42	0,33	0,79
Все	1430	12,7	801	12,61	0,56	0,83

период в зоне наблюдалось всего 206 землетрясений с $M \geq 5,0$, из числа которых наиболее крупные изучены. В результате в целом по зоне данные о "механизме очагов" представительны за весь изучаемый период.

Чем крупнее землетрясение, тем полнее изучен их "механизм". В табл. 8 приведены сведений о представительности данных о "механизме очагов" землетрясений разной величины.

Как в совокупности всех землетрясений, так и в совокупности афтершоков изучены наиболее крупные из них. Поскольку крупнейшие землетрясения наиболее полно отражают особенности напряженных состояний среды за наиболее длительные периоды тектонического деформирования, то принятый к рассмотрению материал вполне достаточен для оценки преимущественного напряженного состояния в зоне. Непредставительным оказался лишь материал наблюдений

Таблица 8

Представительность "механизма очагов" землетрясений разной величины

M	Все	Форшоки		Афтершоки	
		+	-	+	-
5,0	0,22	0,03	0,05	0,05	0,14
5,25	0,37	0,11	0,11	0,18	0,36
5,5	0,68	0,09	0,12	0,31	0,65
5,75	0,77	0,12	0,18	0,4	0,67
6,0	0,76	0,18	0,46	0,59	0,98
6,25	0,78	0,19	0,68	0,71	0,79
6,5	0,81	0,19	0,4	0,72	0,8
6,75	0,72	0,34	0,84	0,68	0,98
7,0	0,82	0,39	0,82	1,0	1,0
7,25	0,92	0,42	1,0	1,0	1,0
7,5	0,98	1,0	1,0	1,0	1,0
7,75	1,0	-	1,0	-	-
8,0	1,0	-	-	-	-
8,25	1,0	-	-	-	-
8,5	1,0	-	-	-	-
Все	0,83	0,32	0,68	0,69	0,78

над форшоками землетрясений с вбросо-сдвиговыми подвижками (+). Серии форшоков и афтершоков землетрясений с вбросо-сдвиговыми подвижками и сбросо-сдвиговыми (-) подвижками рассмотрены раздельно.

Учет очагов с неизвестным «механизмом» при картировании величины сейсмогенности

Учет очагов с неизвестным "механизмом" при картировании сейсмогенности сводится к решению вопроса об ориентации сейсмических разрывов в таких очагах.

Как будет показано ниже, проекция оси промежуточного напряжения в подавляющем большинстве очагов согласуется с направлением их наибольшего горизонтального размера. В связи с этим для очагов, сопровождающихся афтершоками, за ориентацию разрыва принимается ориентация наибольшей оси области афтершоков. Необходимо подчеркнуть, что для всех землетрясений с известными по афтершокам очаговыми зонами сейсмические разрывы наносятся в пределах этих зон. Для землетрясений с неизвестным положением очагов сейсмические разрывы проводятся на карте так, что их середины приходятся на эпицентры. Поскольку такие землетрясения имеют, как правило, небольшую величину, то в положении сейсмического разрыва относительно эпицентра допускается незначительная погрешность. Протяженность разрыва оценивается по соотношению 1 из табл. 1.

Для очагов без афтершоков и с протяженностью сейсмического разрыва $l_{xm}(M)$ меньше стороны эталонной площадки сейсмические разрывы принимаются точечными. Для очагов с $l_{xm}(M)$ больше стороны эталонной площадки принимается господствующая ориентация сейсмических разрывов в области их возникновения. При определении господствующей ориентации сейсмических разрывов производится их взвешивание пропорционально $E^{2/3} (M)$.

Каждой линии или точке, изображающей сейсмический разрыв на карте, приписывается значение $\omega(M)$. Если разрыв проходит через несколько эталонных площадок, то величина $\omega(M)$ приписывается каждой из них. Величина сейсмогенности W , получаемая в результате суммирования $\omega(M)$ на каждой эталон-

ной площадке, приписывается ее центру. Однако получаемая в результате суммирования $\omega(M)$ величина сейсмогенности характеризует каждую точку эталонной площадки, поэтому при выделении зон равной сейсмогенности необходимо учитывать это обстоятельство.

При картировании суммарной сейсмической дислокации необходимо знать не только ориентацию сейсмического разрыва, но и тип его подвижки. Учет типа подвижек в очагах с неизвестным "механизмом" осуществляется двояким способом.

Первый способ состоит в разделном картировании величины сейсмогенности для очагов с различными типами подвижек. Величина сейсмогенности очагов с неизвестным "механизмом" на каждой эталонной площадке разносится по типам подвижек, пропорционально их относительной сейсмогенности. При таком способе картирования области с тем или иным преимущественным напряженным состоянием выделяются непосредственно по пространственному распределению соотношений τ_i/τ_{Σ} . Этот способ картирования уже применялся нами (Аверьянова, 1968). Однако он удобен в областях с четкой дифференциацией типа подвижек, когда результаты можно представить в виде единственной карты.

Во втором способе относительная интенсивность подвижек оценивается в среднем по трем пространственным направлениям зоны: по протяженности, глубине и ширине. Поле сейсмогенности, включающее в себя данные о всех землетрясениях с известными и неизвестными подвижками, дифференцируется по величине каждой из подвижек пропорционально их относительной интенсивности. Этот способ применен нами при изучении сейсмичности Курило-Камчатской зоны в данной работе.

Подвижки мы классифицировали лишь по знаку компоненты по падению разрывов, т.е. на сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. Такая классификация позволяет выделить области подъема земной поверхности и области ее прогиба по данным о "механизме очагов" и сопоставить их с морфоструктурами.

Экстраполяция данных о сейсмических разрывах в очагах с известным "механизмом" на очаги с неизвестным "механизмом" возможна лишь в случае представительности "механизма очагов". Экстраполяция этих данных, полученных в периоды активизации, на периоды спокойного сейсмического режима не может вызывать возражений, поскольку в периоды активизации наиболее ярко проявляются особенности напряженного состояния среды. Распространение данных о сейсмических разрывах, полученных в периоды спокойного сейсмического режима и по относительно небольшим землетрясениям, на всю сейсмичность неправомерно. По крайней мере в каждом случае такой экстраполяции необходимо анализировать обстановку: величину наблюденного и изученного максимального землетрясения, длительность периода наблюдений, вариабельность относительной интенсивности подвижек во времени и т.д.

Из рассмотренных здесь положений вытекает один важный методический момент, связанный с выделением квазиоднородных сейсмотектонических зон по параметрам сейсмичности. Для выделения таких зон необходимо исследовать пространственное распределение параметров напряженного состояния и параметров сейсмического режима при одних и тех же условиях наблюдения. При совместном анализе этих параметров выделяются квазиоднородные сейсмотектонические зоны, для которых производится оценка долговременных параметров сейсмичности.

ВЫВОДЫ

Вопросы оценки детальности, точности и надежности картирования параметров сейсмичности играют большую роль при количественном описании. Исследование этих вопросов для целей картирования сейсмотектонических параметров сейсмичности и анализ исходных данных показали следующее.

Детальность картирования величины сейсмогенности и суммарной сейсмической дислокации зависит от точности определения эпицентров и "механизма очагов". Точность решения "механизма очага" зависит от степени несогласованности знаков первых смещений в объемных волнах с положением нодальных плоскостей. Среднестатистическая точность определения "механизма очагов" курило-камчатских землетрясений при 95%-ном уровне не превышает 15° в ориентации осей главных напряжений. В соответствии с этим установлена сторона эталонной площадки в 50 км.

Точность оценки уровня величин W и U_{Σ} при их картировании зависит от точности определения параметров графика повторяемости и представительности исходных данных для графиков повторяемости. Анализ этих данных показал, что они представительны — графики повторяемости линейны, объемы выборок однородны относительно основной дисперсии графиков и результаты оценки параметров графиков не зависят от объема исходных данных. В соответствии с конкретными среднестатистическими значениями дисперсий графика повторяемости величина сейсмогенности может определяться с точностью до 0,5 порядка, а периоды повторяемости землетрясений — с точностью до 0,25 порядка величин.

Точность конфигурации полей W и U_{Σ} и устойчивость выявляемых на основе данных о "механизме очагов" сейсмических линеаментов определяется степенью устойчивости решений "механизма очагов". Сравнение параметров устойчивости решений "механизма очагов" курило-камчатских землетрясений со стандартными, полученными по данным многих авторов о "механизме очагов" балканских землетрясений, показало, что они устойчивы с вероятностью 0,96 — лишь 32 "механизма очагов" из 801 и из числа не самых крупных могут быть заменены другими, не менее точными.

Надежность картирования сейсмотектонических параметров и надежность описания с их помощью сейсмичности зависит от представительности данных о "механизме очагов". Под представительностью в данном случае понимается степень изученности "механизма очагов" по сравнению со всей их совокупностью выше некоторого уровня представительности инструментальных наблюдений. Она измеряется относительной величиной работы, которые совершают напряжения на образование разрывов в изученных очагах по сравнению со всей их совокупностью. В Курило-Камчатской зоне непредставительны лишь данные о форшоках землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками, вся совокупность данных о "механизме очагов" представительна.

Глава IV. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ

Описание динамики развития очагов во времени имеет чрезвычайно важное значение для решения главных задач сейсмологии: раскрытия природы и условий образования очагов и прогноза землетрясений. Такие описания имеются в советской и зарубежной литературе (Schäffner, 1962; Аверьянова, 1968; Симберева, 1969; Tadasi, 1969), однако они полностью не раскрывают природы образования очагов и процессов разрушения среды в них и не могут с достаточной уверенностью использоваться в прогнозе землетрясений, поскольку носят чисто качественный характер. Главная задача в изучении динамики очага состоит в определении напряженного состояния накануне возникновения землетрясения и его эволюции вплоть до завершающего момента жизни очага, в выражении динамического состояния очага количественными мерами.

По имеющейся литературе о "механизме очагов" афтершоков можно судить о том, что в отдельных очагах в процессе разрушения среды не происходит изменения напряженного состояния – афтершоки наследуют "механизм очага" главного землетрясения (Кухтикова, 1960; Мишарина, 1963; Захарова, 1966; Симберева, 1969; и др.). В другой не менее многочисленной группе очагов напряженное состояние в процессе разрушения среды меняется, что отражается в различии "механизма очагов" главного толчка и афтершоков или их части (Benioff, 1954; Schäffner, 1962; Stauder, 1962, 1968; Stauder, Bollinger, 1966; Аверьянова, 1968; Tadasi, 1969; и др.). Поскольку особенности напряженного состояния отражают характер развития тектонической деформации в областях возникновения каждого очага, то анализ указанных различий должен составить предмет самостоятельного исследования. В данной главе будут рассмотрены лишь динамические характеристики очаговых зон отдельных землетрясений в северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса и преимущественно в Курило-Камчатском регионе для описания напряженного состояния в этом районе.

Динамические характеристики по сериям афтершоков изучены для 18 очагов, сведения о которых приведены в табл. 9. В восьми случаях в очагах главных землетрясений имели место подвижки в виде взбросо-сдвига, в десяти – сбросо-сдвига. Несомненно, два этих типа подвижек возникают в различных напряженных состояниях, поэтому обобщение данных и их анализ будут произведены раздельно для групп очагов с различными подвижками.

IV.1. «МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ» И ГЛАВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ СРЕДЫ В ОЧАГАХ

«Механизм очагов» афтершоков и форшоков, сопровождавших землетрясения со сбросо-сдвиговыми подвижками

Для некоторых из рассмотренных нами землетрясений имеются определения "механизма очагов" других авторов, которые в большинстве случаев согласуются с нашими, особенно для афтершоков землетрясений 4.XI 1952 г., 9.III 1957 г., 4.II 1965 г. (Stauder, 1962, 1968, 1968a; Fara, 1964; Wickens, Hodgson, 1967). Для некоторых землетрясений, в том числе и крупнейших, "механизмы очагов", определенные нами и другими авторами, различаются. Это различие относится к ориентации плоскостей подвижек, а тип подвижек во всех несогласующихся случаях остается одним и тем же – сбросо-сдвигом.

Таблица 9

Данные о главных землетрясениях

№ п.п.	Дата	Момент очага, часы— минуты	Координаты гипоцентра		H, км	M
			Северная широта, градусы	Восточная долгота, градусы		
Взбросо-сдвиговые подвижки						
1	6.XI 1958 г.	22-58	44,3	148,5	80	8,25
2	28.VI 1963 г.	21-55	46,3	153,9	40	7,25
3	13.X 1963 г.	05-18	44,6	149,7	20	8,25
4	28.III 1964 г.	03-36	61,0	147,8*	30	8,5
5	11.VI 1965 г.	03-33	44,5	149,1	30	7,0
6	19.III 1967 г.	04-01	45,4	151,4	40	7,0
7	29.I 1968 г.	10-19	43,3	147,0	40	7,5
8	20.V 1968 г.	21-09	44,8	150,3	50	7,25
Сбросо-сдвиговые подвижки						
9	4.III 1952 г.	01-22	42,1	143,8	20	8,25
10	4.XI 1952 г.	16-58	52,0	161,0*	30	8,5
11	9.III 1957 г.	14-22	51,3	175,8*	30	8,5
12	4.V 1959 г.	07-15	52,7	160,2	20	7,75
13	20.III 1960 г.	17-07	39,8	143,5	20	8,0
14	12.II 1961 г.	21-53	43,8	147,8	20	7,25
15	23.IV 1961 г.	09-01	44,9	150,6	20	6,75
16	4.II 1965 г.	05-01	51,3	178,6	30	8,25
17	16.V 1968 г.	00-48	40,7	143,7	20	8,0
18	11.VIII 1969 г.	21-27	43,5	147,8	20	8,0

Примечание. Землетрясения 11.VI 1965 г., 19.III 1967 г., 20.V 1968 г. являются афтершоками землетрясения 13.X 1963 г. Звездочками отмечена западная долгота.

Для землетрясения 4.V 1959 г. одна из нодальных плоскостей, найденная Л.М. Балакиной (Балакина, 1960), имеет одинаковую ориентацию с найденной нами (Аверьянова, 1965, 1968); положение второй нодальной плоскости значительно расходится. Две главные причины привели к этому различию: в нашем построении гипоцентр принимается расположенным в земной коре ($H=20$ км) и используется региональный годограф Р.З. Тараканова, в построении Л.М. Балакиной гипоцентр принимается подкоровым и используется годограф Джейффриса-Буллена, что привело к значительному различию поля знаков Р-волн на близких расстояниях. Эти же причины привели к различию решений о "механизме очагов" землетрясений 4.III 1952 г., 4.XI 1952 г., 20.III 1960 г., 12.II 1961 г., приведенных в нашей работе (Аверьянова, 1968) и в работе A.J.Wickens and J.H.Hodgson(1967). Большую роль, кроме того, в различии определений "механизма очагов" этих землетрясений сыграло то обстоятельство, что в работе указанных авторов (Wickens, Hodgson, 1967) использованы не все знаки смещений в Р-волнах, зарегистрированных дальневосточными станциями, учет которых позволил более надежно определить положение нодальных плоскостей (Аверьянова, 1968).

Наибольший интерес, естественно, представляет вопрос о соответствии эмпирических данных рассмотренной выше модели очага. Для решения этого вопроса прежде всего оценена устойчивость главных направлений по согласованности ориентации осей девиатора в афтершоках между собой и с главным толчком.

Для количественной оценки степени устойчивости главных направлений и определения их ориентации использованы частотно-векторные диаграммы, представленные на рис. 11. Главные толчки в рассматриваемых сериях явля-

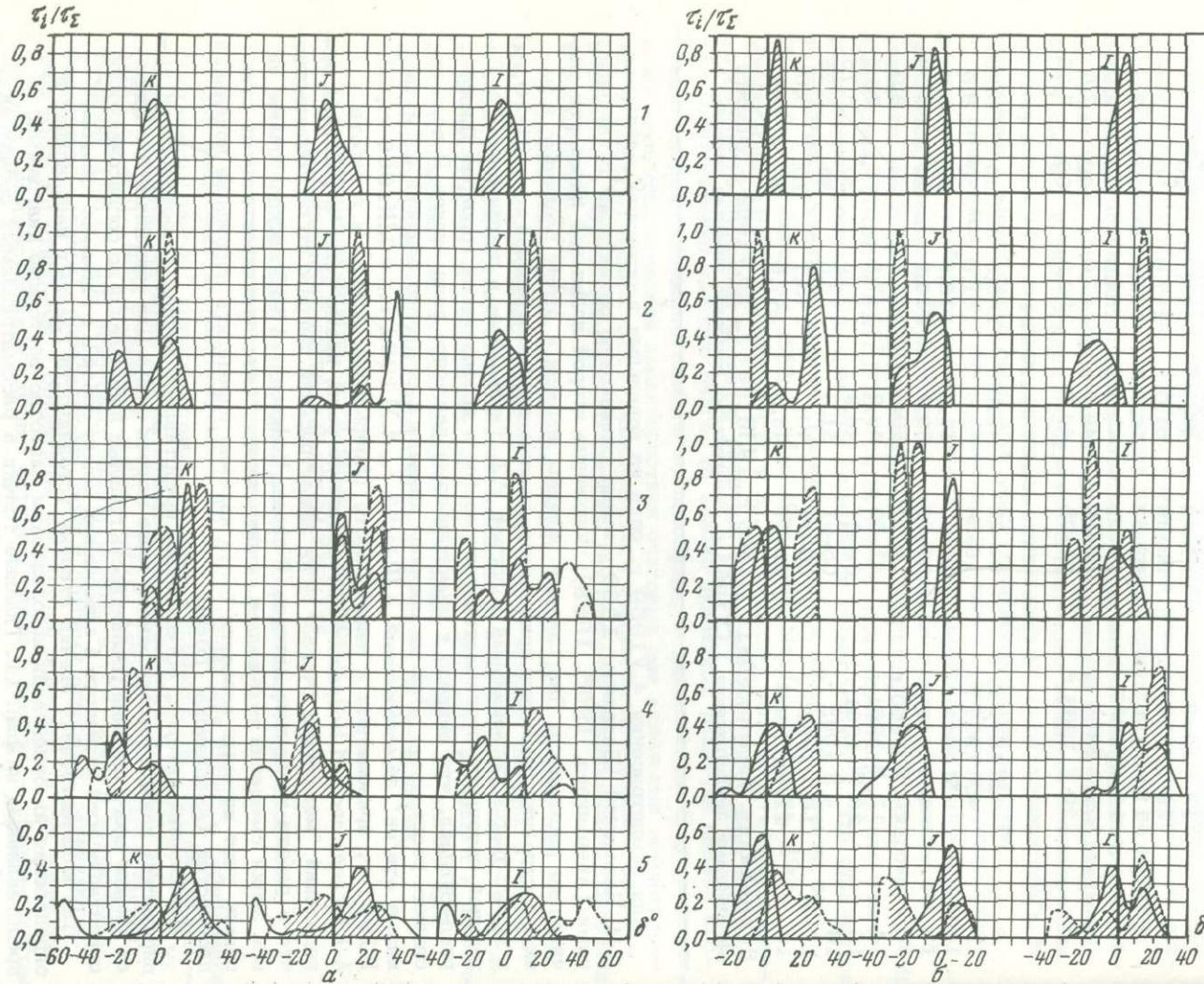
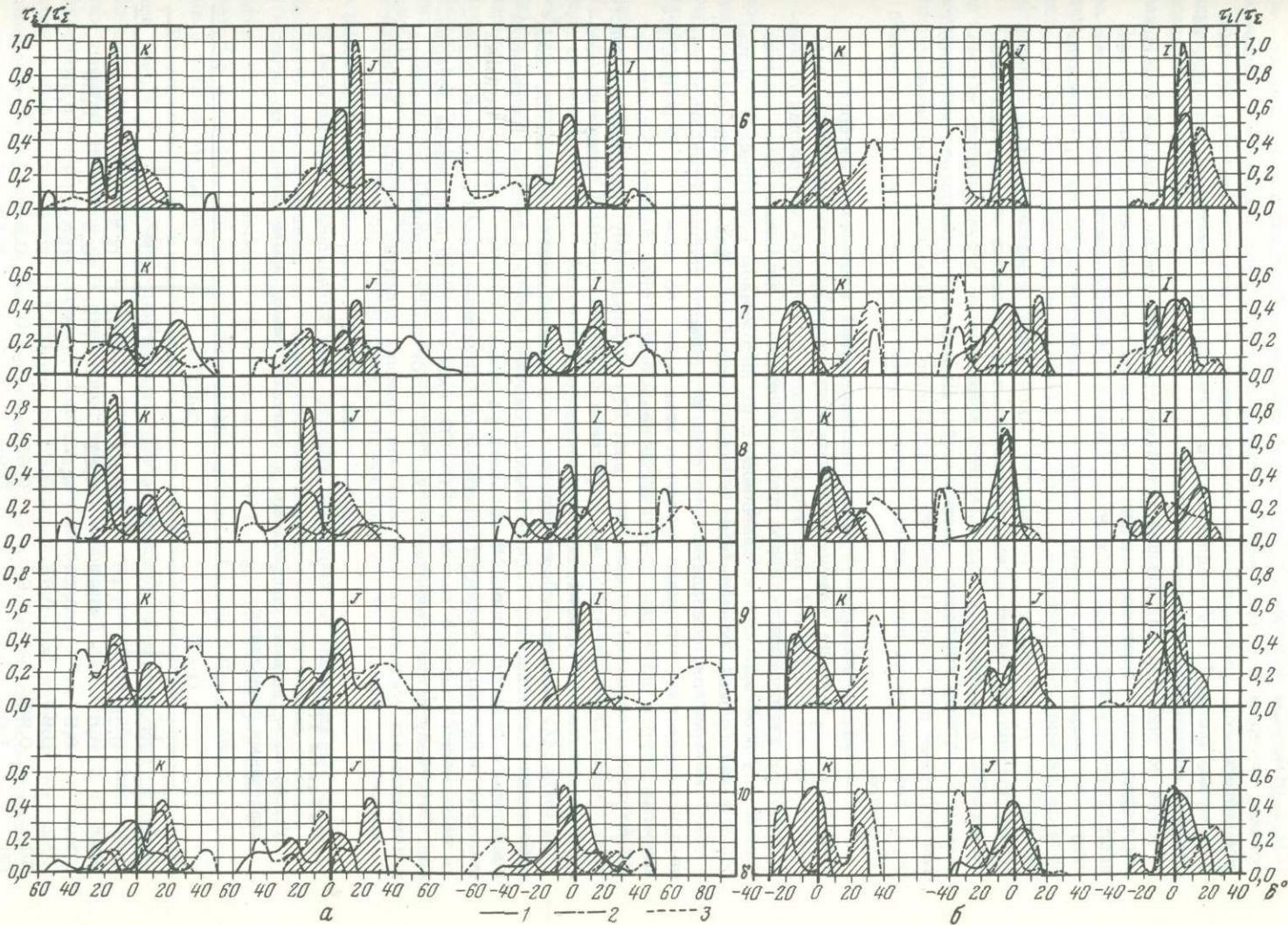


Рис. 11. Частотно-векторные диаграммы главных напряжений девиатора афтершоков, сопровождавших землетрясения со сбросо-сдвиговыми подвижками по азимуту (а) и по углу наклона осей (б)

Землетрясения: 1 - 23. IV 1961 г., 2 - 12 II 1961 г.,
3 - 4. V 1959 г., 4 - 20.III 1960 г.,
5 - 16. V 1968 г., 6 - 11.VIII 1969 г.,
7 - 4.II 1965 г., 8 - 4.III 1952 г.,
9 - 4.XI 1952 г., 10 - 9.III 1957 г.

Диаграммы соответствуют максимальным касательным напряжениям: 1 - τ_1 , 2 - τ_2 , 3 - τ_3



ются крупнейшими, поэтому за главные направления напряженного состояния, бывшего накануне возникновения главного землетрясения, принимаются главные направления девиатора этих толчков. Относительная интенсивность главных напряжений девиатора афтершоков (рис. 11) распределена по азимуту (а) и углу наклона (б), отсчитываемых от осей девиатора главного толчка. Номером 1 отмечены напряжения девиатора, которые наблюдались при главном толчке, номером 2 — напряжения, которые соответствуют плоскостям подвижек афтершоков, расположенным между осями K и J главного толчка, номером 3 — между осями I и J главного толчка. Рассмотрим все три отмеченные варианта девиатора афтершоков.

Судя по рис. 11, наибольшей устойчивостью обладают главные оси напряжений, соответствующих τ_1 и плоскостям подвижек с ориентацией, наблюдавшейся при главных толчках. Однако при укрупнении очага и соответствующем возрастании магнитуды главного толчка от 6,75 до 8,5 пределы ориентации осей расширяются от 20° до $50-60^\circ$ по азимуту и от 15° до $40-50^\circ$ по углу наклона. Это явление закономерно и может быть объяснено двумя причинами: значительной протяженностью очаговых зон крупных землетрясений, в пределах которых меняется ориентация структур дуги, и появлением неупругой компоненты деформации. Для случая переориентации плоскостей подвижек при смене ролей промежуточного и минимального напряжений (τ_2), действовавших при главном толчке, ориентация всех трех осей довольно устойчива.

Наибольшее число случаев переориентированных подвижек в афтершоках относится к τ_3 , когда меняются ролями напряжения, действовавшие в главном толчке по осям K и J . Для этого варианта отмечается интересная особенность. При увеличении размеров очага наблюдается изменение угла наклона осей K и J в афтершоках по сравнению с их положением при главном толчке: ось K в афтершоках, совпадающая с осью J главного толчка, выполняется, а ось J афтершоков, совпадающая с осью K главного толчка, становится круче при незначимых вариациях азимутов этих осей (до $20-30^\circ$). В результате наиболее крутая ось I при практически неизменном угле наклона испытывает значительные вариации по азимуту (рис. 11). По-видимому, напряжения, действовавшие накануне главного землетрясения по крутым осям I были минимальными и испытывают наименьшую устойчивость.

В табл. 10 даны значения относительной интенсивности напряжений, высвобожденных в областях, концентрически окружающих оси главных напряжений девиатора основного толчка. В тридцатиградусной области, соответствующей принятой допустимой точности определения "механизма очага", высвобождаются напряжения главного толчка и 80–90% интенсивности напряжений афтершоков. Это, безусловно, свидетельствует об устойчивости главных направлений в напряженных состояниях очаговых зон, бывших накануне основных землетрясений.

Таблица 10

Устойчивость главных направлений в очаговых зонах землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками

δ°	Ось K		Ось J		Ось I	
	Az $^\circ$	e $^\circ$	Az $^\circ$	e $^\circ$	Az $^\circ$	e $^\circ$
10	0,29	0,47	0,31	0,42	0,32	0,51
20	0,67	0,68	0,61	0,62	0,5	0,86
30	0,87	0,84	0,8	0,81	0,61	0,98
40	0,94	0,98	0,88	0,93	0,69	1,0
50	0,99	1,0	0,95	1,0	0,84	-
60	1,0	-	0,98	-	0,89	-

сений. Наибольшей устойчивостью обладают во всех очагах горизонтальные оси K , затем – оси J . В афтершоках наблюдается основная переориентация этих осей по сравнению с главным толчком. Наименьшей устойчивостью обладают крутые оси I , но устойчивость этих осей нарушается лишь в очагах крупнейших землетрясений ($M > 7,75-8,0$), в афтершоках которых действующие по этим осям напряжения меняются с двумя другими главными напряжениями.

В табл. 11 приведены значения пространственных параметров главных осей для всех трех вариантов с указанием области их ориентации (вариаций) и относительной интенсивности напряжений, высвобожденных афтершоками в пределах этих областей.

Для форшоков в связи с их малочисленностью по сравнению с афтершоками не проведен аналогичный анализ устойчивости главных направлений. Можно лишь отметить, что "механизм очагов" форшоков является повторением "механизма очагов" афтершоков – среди них встречаются все три отмеченные для афтершоков типа "механизма".

Таким образом, напряженные состояния в очаговых зонах землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками характеризуются устойчивостью главных направлений, переориентацией плоскостей подвижек и сменой ролей главных напряжений.

«Механизм очагов» афтершоков и форшоков, сопровождавших землетрясения с взбросо-сдвиговыми подвижками

Взбросо-сдвиговые подвижки наблюдались в очагах восьми землетрясений, три из числа которых – 11.VI 1965 г., 19.III 1967 г. и 20.VI 1968 г. – являются афтершоками Урупского землетрясения 13.X 1963 г., но в свою очередь сопровождались собственными афтершоками, для которых определен "механизм очагов".

"Механизмы очагов" Итурупского землетрясения 6.XI 1958 г. и его крупнейшего афтершока 12.XI 1958 г. получены также в работах Балакиной (1962), Wickens, Hodgson (1967); они хорошо согласуются с полученными нами. Природа смещений в очаге Аляскинского землетрясения 28.III 1964 г. обсуждалась многими авторами. Анализ имеющимся определениям "механизма очага" этого землетрясения дается в работе Harding, Algemissen (1969). В этой работе для определения "механизма очага" Аляскинского землетрясения использована вся имеющаяся в литературе информация о знаках и величинах смещений в продольных и поперечных волнах, при расчетах на ЭВМ выбран наилучший вариант "механизма очага". Наше определение полностью согласуется с результатами расчета на ЭВМ.

"Механизмы очагов" афтершоков Аляскинского землетрясения содержатся в работах Stauder, Bollinger (1966), Tadasi (1969).

В результатах определений этих авторов наблюдаются значительные расхождения, обусловленные не только разным количеством изученных очагов (38 в первой и 99 во второй), но и различиями "механизма очагов" многих афтершоков. Сопоставление наших определений с определениями указанных авторов показало, что они обнаруживают полное согласие лишь с результатами в работе М. Тадаси (Tadasi, 1969).

Частотно-векторные диаграммы главных напряжений девиатора для афтершоков (рис. 12) аналогичны диаграммам для афтершоков землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками. Однако здесь даже в сравнительно небольших очагах имеется не менее двух преимущественных ориентаций для каждого из напряжений (вторичные афтершки афтершоков землетрясения 13.X 1963 г. включены в общую совокупность). Кроме того, здесь наибольшей интенсивностью обладают переориентированные напряжения τ_2 , а в очагах со сбросо-сдвиговыми подвижками – τ_3 .

Таблица 11

Преимущественная ориентация осей главных напряжений девиатора в афтершоках

Землетрясение		№ варианта	Ось К			
Дата	M		Az°	v	e°	v
1	2	3	4	5	6	7
						Сбросо-
23. IV 1961 г.	6,75	1	0,4	-	0,3	-
		1	359±10	1,0	08±5	1,0
		Cр.	02±10	-	05±5	-
12. II 1961 г.	7,25	1	194	-	06	-
		1	199±10	0,67	06±5	0,2
		1	169±5	0,33	26±10	0,8
		3	209±5	1,0	01±5	1,0
		Cр.	197±15	-	10±15	-
4. V 1959 г.	7,75	1	333	-	15	-
		1	343±10	1,0	15±5	1,0
		2	333±5	1,0	05±7	1,0
		3	358±10	1,0	35±10	1,0
		Cр.	342±15	-	18±15	-
20. III 1960 г.	8,0	1	36	-	07	-
		1	21±15	0,7	07±12	1,0
		1	356±10	0,3		
		3	26±5	0,85		
		3	01±5	0,15	22±10	1,0
		Cр.	24±15	-	12±15	-
16. V 1968 г.	8,0	1	357	-	19	-
		1	12±15	0,69	09±10	1,0
		1	307±5	0,24		
		3	342±10	0,43		
		3	12±10	0,53	34±20	1,0
		Cр.	357±15	-	21±15	-
11. VII 1969 г.	8,0	1	265	-	01	-
		1	265±10	0,6	0,6±12	1,0
		1	240±5	0,31		
		2	240±5	1,0		
		3	260±20	0,84	09±15	0,2
		3	230±10	0,16	26±10	0,8
		Cр.	250±20	-	07±15	-

Ось J				Ось I			
Az°	v	e°	v	Az°	v	e°	v
8	9	10	11	12	13	14	15
сдвиговые подвижки							
272	-	59	-	95	-	31	-
272+15	1,0	54+5	1,0	90+10	1,0	36+5	1,0
272+15	-	56+5	-	92+10	-	33+5	-
298	-	67	-	102	-	22	-
303+10	0,24	57+10	1,0	97+7	1,0	12+15	1,0
333+5	0,76		-	-	-	-	-
303+5	1,0	43+5	1,0	117+5	1,0	47+5	1,0
309+15	-	59+15	-	105+12	-	27+15	-
228	-	42	-	80	-	44	-
238+10	1,0	47+5	1,0	85+5	1,0	49+5	1,0
243+10	1,0	27+5	1,0	110+7 35+5	0,55	49+5	0,55
					0,45	19+5	0,45
248+10	1,0	17+5	1,0	85+5 130+5	0,82	29+5	1,0
					0,18	-	-
239+12	-	33+15	-	83+25	-	39+12	-
287	-	60	-	130	-	28	-
277+10	0,65	40+15	1,0	115+20	0,9	43+15	0,95
247+5	0,3		-	160+5	0,1		
277+15	1,0	45+7	1,0	150+10 90+5	0,85	48+10	1,0
					0,15	-	-
278+20	-	48+15	-	130+20	-	40+15	-
251	-	40	-	107	-	44	-
266+20	0,75	45+15	0,97	117+15	0,71	44+20	0,98
211+5	0,22		-	32+5	0,23		
236+15	0,62	10+10	0,7	102+15	0,44	24+15	0,37
271+12	0,38	50+5	0,3	142+15	0,56	59+10	0,63
250+17	-	36+20	-	109+20	-	45+20	-
355	-	60	-	175	-	30	-
355+10	0,91	55+10	0,99	165+15	0,96	35+10	1,0
00+5	1,0	55+5	1,0	120+5	1,0	40+5	1,0
350+15	0,65	50+5	0,16	105+15	0,25	50+20	1,0
20+10	0,33	10+10	0,84	120+20	0,75		
00+20	-	47+25	-	170+30	-	39+20	-

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
4.II 1965 г.	8,25	1	10	-	18	-
		1	00±10	0,33	03±15	1,0
		1	35±15	0,64		
		2	05±5	0,71	08±5	0,71
		2	325±5	0,29	43±5	0,29
		3	350±15	0,55	53±15	0,98
		3	35±15	0,44		
		Cp.	18±25	-	22±25	-
4.III 1952 г.	8,25	1	02	-	07	-
		1	347±10	0,6	12±10	0,66
		1	07±10	0,38	32±10	0,34
		2	347±5	0,87	17±15	1,0
		3	07±20	1,0	17±10	0,39
					47±15	0,61
		Cp.	358±20	-	19±25	-
4.XI 1952 г.	8,5	1	328	-	19	-
		1	328±15	1,0	14±10	1,0
		2	308±15	1,0	14±10	1,0
		3	328±15	0,22	49±15	0,95
		3	358±15	0,78		
		Cp.	331±30	-	23±20	-
9.III 1957 г.	8,5	1	310	-	20	-
		1	305±20	1,0	15±15	1,0
		2	295±5	0,2	00±5	0,46
		2	320±5	0,57	40±10	0,54
		2	350±5	0,23		
		3	295±5	0,17	25±5	0,3
		3	325±10	0,8	45±10	0,7
		Cp.	314±20	-	24±20	-
Взбросо-						
28.VI 1963 г.	7,25	1	64	-	50	-
		1	69±15	0,95	47±10	0,95
		2	64±10	0,72	50±10	1,0
		2	24±5	0,28		
		Cp.	62±20	-	49±10	-

8	9	10	11	12	13	14	15
257	-	46	-	115	-	37	-
267 ₊₁₀	0,46	36 ₊₂₀	0,95	115 ₊₁₅	0,76	37 ₊₁₀	1,0
302 ₊₁₅	0,52			155 ₊₁₀	0,24		
237 ₊₁₀	0,56	22 ₊₁₀	0,57	105 ₊₅	0,38	32 ₊₁₀	1,0
272 ₊₅	0,44	61 ₊₅	0,43	125 ₊₅	0,62		
237 ₊₁₅	0,56	11 ₊₁₀	0,75	135 ₊₂₀	0,94	32 ₊₂₀	0,84
267 ₊₁₀	0,36	46 ₊₁₀	0,25				
261 ₊₃₀	-	35 ₊₂₀	-	124 ₊₃₀	-	35 ₊₂₀	-
262	-	52	-	98	-	39	-
242 ₊₁₅	0,57	42 ₊₁₅	0,92	68 ₊₅	0,2	39 ₊₁₅	1,0
277 ₊₁₀	0,14			108 ₊₁₅	0,8		
247 ₊₅	0,79	{ 47 ₊₅	0,68	73 ₊₁₅	0,71	49 ₊₁₀	0,9
		10 ₊₅	0,3	133 ₊₅	0,29	14 ₊₅	0,1
267 ₊₂₀	0,65	12 ₊₅	0,53	118 ₊₁₀	0,34	37 ₊₁₈	0,87
212 ₊₅	0,26	42 ₊₁₅	0,47	158 ₊₂₀	0,58		
254 ₊₃₀	-	39 ₊₂₀	-	110 ₊₃₀	-	40 ₊₂₀	-
225	-	34	-	82	-	50	-
230 ₊₂₀	1,0	34 ₊₁₅	1,0	87 ₊₁₅	1,0	50 ₊₁₅	1,0
{ 220 ₊₁₀	0,67	39 ₊₁₀	1,0	52 ₊₁₅	1,0	50 ₊₁₀	1,0
190 ₊₁₀	0,33						
225 ₊₅	0,15	10 ₊₁₀	1,0	107 ₊₁₀	0,15	35 ₊₁₀	0,94
225 ₊₁₅	0,85			157 ₊₂₀	0,85		
229 ₊₃₀	-	29 ₊₁₅	-	92 ₊₄₀	-	47 ₊₁₅	-
63	-	54	-	207	-	37	-
{ 63 ₊₁₀	0,45	49 ₊₁₅	0,92	207 ₊₂₀	0,9	37 ₊₁₀	1,0
35 ₊₁₅	0,55						
28 ₊₁₀	0,31	24 ₊₁₀	0,45	207 ₊₁₀	0,78	37 ₊₁₅	1,0
83 ₊₁₅	0,69	54 ₊₁₀	0,55	247 ₊₅	0,22		
58 ₊₁₅	0,65	34 ₊₁₀	0,73	172 ₊₁₅	0,63	27 ₊₁₀	0,44
130 ₊₂₀	0,35	54 ₊₁₀	0,27	227 ₊₂₀	0,37	57 ₊₁₀	0,56
64 ₊₄₀	-	47 ₊₂₀	-	205 ₊₃₀	-	39 ₊₁₅	-

СДВИГОВЫЕ ПОДВИЖКИ

249	-	40	-	157	-	02	-
254 ₊₁₀	0,95	45 ₊₇	0,95	152 ₊₁₀	1,0	07 ₊₅	1,0
249 ₊₁₀	0,56	30 ₊₁₅	1,0	162 ₊₁₅	1,0	12 ₊₁₅	1,0
283 ₊₅	0,44						
251 ₊₂₅	-	38 ₊₁₅	-	157 ₊₁₅	-	07 ₊₁₀	-

Скокчание таблицы 11

1	2	3	4	5	6	7
29.I 1968 г.	7,5	1	147	-	60	-
		1	142 \pm 10	0,75	55 \pm 10	1,0
		1	102 \pm 10	-0,25		
		Cр.	140 \pm 20	-	57 \pm 10	-
6.XI 1958 г.	8,25	1	216	-	53	-
		1	184 \pm 15	0,54	48 \pm 10	0,87
		1	241 \pm 10	0,41	18 \pm 10	0,13
		2	211 \pm 5	0,28	48 \pm 15	0,81
		2	241 \pm 10	0,53	13 \pm 5	0,19
		Cр.	217 \pm 30	-	46 \pm 15	-
13.X 1963 г.	8,25	1	40	-	52	-
		1	35 \pm 10	0,29	47 \pm 15	0,93
		1	65 \pm 15	0,59		
		2	15 \pm 15	0,64	57 \pm 10	0,86
		2	55 \pm 15	0,28	27 \pm 10	0,14
		3	55 \pm 5	1,0	47 \pm 5	1,0
		Cр.	51 \pm 20	-	50 \pm 15	-
28.III 1964 г.	8,5	1	01	-	40	-
		1	11 \pm 15	0,7	45 \pm 15	1,0
		1	46 \pm 5	0,25		
		2	01 \pm 10	0,31	45 \pm 15	1,0
		2	31 \pm 15	0,69		
		3	11 \pm 10	0,86	65 \pm 5	1,0
		Cр.	14 \pm 20	-	49 \pm 20	-

Знак минус перед σ^0 означает, что осредненная ось наклонена в противоположную сторону от указанного азимута.

Степень устойчивости главных направлений в очаговых зонах землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками значительно выше, чем со сбросо-сдвиговыми. Об этом свидетельствуют частотно-векторные диаграммы главных напряжений девиатора (см. рис. 12). На этих диаграммах под номером 1 изображены напряжения при подвижках, возникающих в биссекторных плоскостях между осями I и K главного толчка, т.е. аналогичные подвижкам главного толчка и соответствующие τ_1 . Под номером 2 показаны диаграммы напряжений при подвижках в биссекторных плоскостях между осями I и J - τ_3 , а под номером 3 - между осями J и K при главном толчке - τ_2 . Относительная интенсивность напряжений, высвобожденных афтершоками в тридцатиградусных областях, окружающих главные оси при основных толчках, выше чем в очагах со сбросо-сдвиговыми подвижками (табл. 12).

8	9	10	11	12	13	14	15
316	-	30	-	51	-	06	-
<u>306+15</u>	<u>0,8</u>	<u>40+15</u>	<u>1,0</u>	<u>51+10</u>	<u>0,67</u>	<u>01+15</u>	<u>1,0</u>
<u>281+5</u>	<u>0,2</u>			<u>11+10</u>	<u>0,33</u>		
<u>308+15</u>	-	<u>35+15</u>	-	<u>44+20</u>	-	<u>04+15</u>	-
17	-	35	-	112	-	10	-
<u>02+10</u>	<u>0,36</u>	<u>35+15</u>	<u>0,97</u>	<u>98+10</u>	<u>0,45</u>	<u>10+15</u>	<u>0,97</u>
<u>32+10</u>	<u>0,64</u>			<u>127+10</u>	<u>0,55</u>		
<u>07+15</u>	<u>0,73</u>	<u>20+15</u>	<u>1,0</u>	<u>117+10</u>	<u>0,84</u>	<u>25+10</u>	<u>0,84</u>
<u>342+5</u>	<u>0,22</u>			<u>147+5</u>	<u>0,16</u>	<u>-05+5</u>	<u>0,16</u>
<u>14+20</u>	-	<u>33+15</u>	-	<u>116+20</u>	-	<u>13+15</u>	-
243	-	35	-	145	-	12	-
<u>253+15</u>	<u>0,93</u>	<u>40+15</u>	<u>0,99</u>	<u>160+15</u>	<u>0,95</u>	<u>07+15</u>	<u>0,97</u>
<u>218+15</u>	<u>0,42</u>	<u>10+10</u>	<u>0,42</u>	<u>130+15</u>	<u>0,46</u>	<u>-03+10</u>	<u>0,54</u>
<u>268+15</u>	<u>0,49</u>	<u>35+10</u>	<u>0,53</u>	<u>175+15</u>	<u>0,48</u>	<u>23+10</u>	<u>0,42</u>
<u>238+5</u>	<u>1,0</u>	<u>40+5</u>	<u>1,0</u>	<u>140+5</u>	<u>1,0</u>	<u>17+5</u>	<u>1,0</u>
<u>245+20</u>	-	<u>35+15</u>	-	<u>149+20</u>	-	<u>11+15</u>	-
202	-	48	-	99	-	08	-
<u>197+15</u>	<u>0,31</u>	<u>53+15</u>	<u>1,0</u>	<u>104+15</u>	<u>0,5</u>	<u>13+15</u>	<u>1,0</u>
<u>232+15</u>	<u>0,58</u>			<u>154+10</u>	<u>0,27</u>		
<u>197+20</u>	<u>0,83</u>	<u>43+15</u>	<u>0,92</u>	<u>109+15</u>	<u>0,78</u>	<u>-02+10</u>	<u>1,0</u>
<u>167+5</u>	<u>0,11</u>						
<u>192+10</u>	<u>1,0</u>	<u>38+10</u>	<u>1,0</u>	<u>124+10</u>	<u>0,92</u>	<u>-13+5</u>	<u>0,72</u>
						<u>38+7</u>	<u>0,28</u>
<u>200+30</u>	-	<u>46+15</u>	-	<u>112+30</u>	-	<u>03+20</u>	-

Таблица 12

Устойчивость главных направлений в очаговых зонах землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками

δ°	Ось I		Ось J		Ось K	
	Az $^\circ$	e $^\circ$	Az $^\circ$	e $^\circ$	Az $^\circ$	e $^\circ$
10	0,47	0,55	0,45	0,67	0,3	0,7
20	0,68	0,79	0,69	0,85	0,66	0,86
30	0,88	0,97	0,85	0,97	0,83	0,99
40	0,93	1,0	0,93	1,0	0,9	1,0
50	0,98	-	0,99	-	0,95	-
60	1,0	-	1,0	-	0,98	-

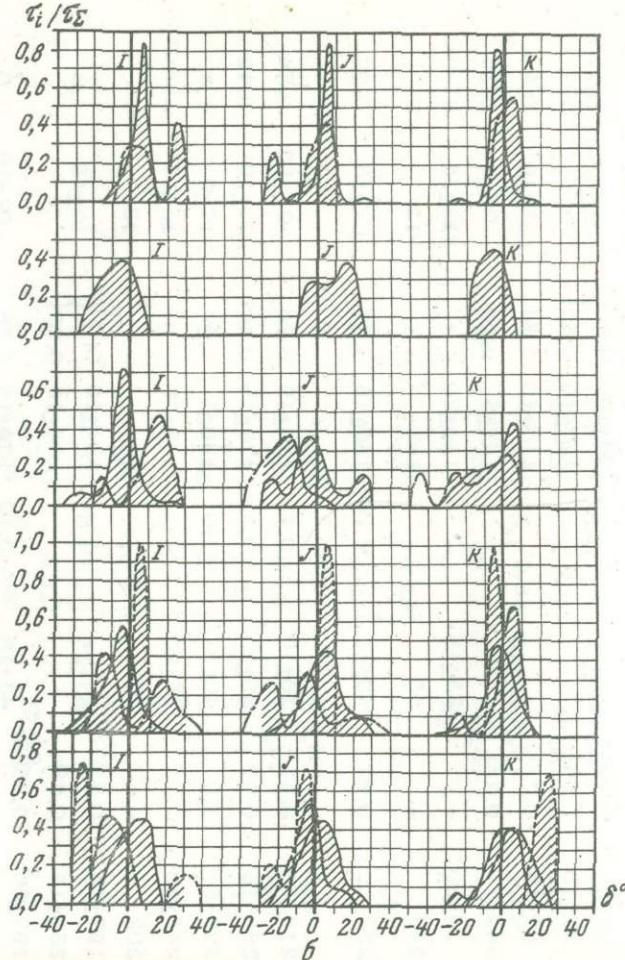
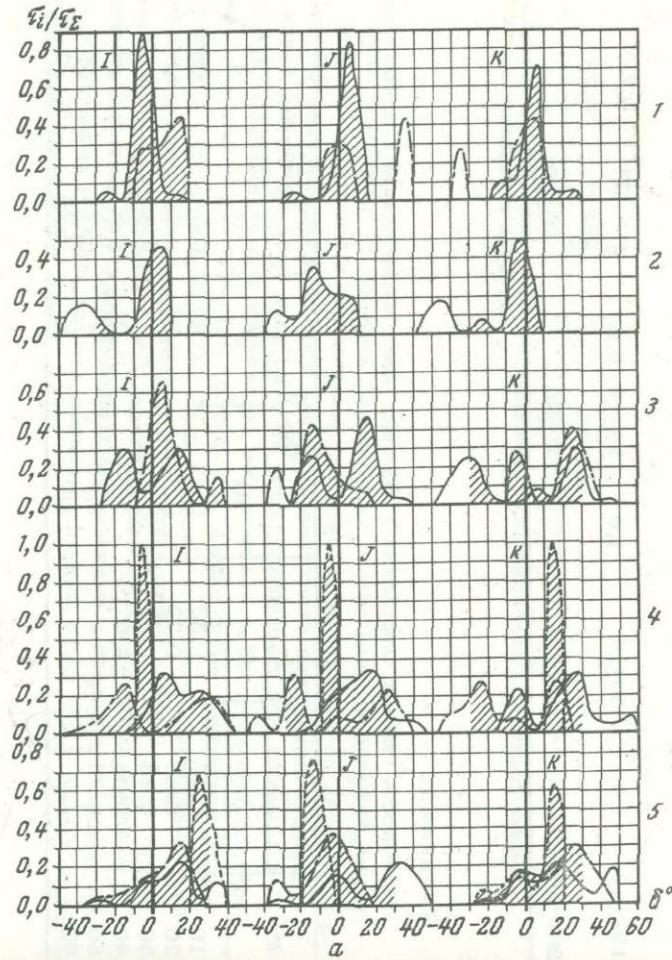


Рис. 12. Частотно-векторные диаграммы главных напряжений девиатора афтершоков, сопровождавших землетрясения с взврессо-сдвиговыми подвижками: по азимуту (а) и углу наклона осей (б)

Землетрясения: 1 – 28. VI 1963 г., 2 – 29. I 1968 г., 3 – 6. XI 1958 г., 4 – 13. X 1963 г., 5 – 28. III 1964 г.

Условные обозначения
см. на рис. 11

Таким образом, в очаговых зонах землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками также наблюдается устойчивость главных направлений в напряженных состояниях, переориентация плоскостей подвижек в процессе высвобождения напряжений и смена ролей главных напряжений. Наименьшей устойчивостью в этих очаговых зонах обладают крутые оси напряжений, которые в девиаторе главного толчка имеют символ K . По-видимому, напряжения, действовавшие по этой оси в очаговых зонах до возникновения главного толчка, были наименьшими.

"Механизм очагов" форшоков совершенно подобен "механизму очагов" афтершоков, поэтому анализ на устойчивость главных направлений в напряженных состояниях по данным о форшоках не проведен, тем более что число определений "механизма очагов" форшоков значительно меньше, чем афтершоков.

IV.2. НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ

Напряженные состояния в очагах и поле упругих напряжений Земли определялись в некоторых работах (Балакина и др., 1967, 1972; Введенская, 1969) в предположении, что напряжения, действующие по крутой оси девиатора I или K, равны нулю. В таком случае максимальными являются горизонтальные или близкие к горизонтальным напряжения, имеющие одинаковый знак с соответствующими напряжениями девиатора. Принятое предположение допустимо для крупных и неглубоких очагов, так как вблизи земной поверхности крутые или вертикальные напряжения не могут быть достаточно большими из соображений симметрии напряженного состояния. Однако это предположение ничем не обосновывается для небольших и глубоких очагов. Переходя от поверхности Земли к ее глубинам, авторы указанных работ рассматривают поэтому относительные горизонтальные сжатия и растяжения девиатора. В этих работах вид напряженного состояния определен по непредставительной статистике "механизма очагов" – в изученных авторами очагах высвобождено не более 10% от всех землетрясений с $M > 5,0$ в Курило-Камчатской, Японской и Алеуто-Аляскинской зонах. Большинство из рассмотренных землетрясений относится к афтершокам, а из числа самостоятельных не рассмотрены самые крупнейшие.

О напряженном состоянии среды в пределах сейсмоактивных зон в целом будет говориться ниже при специальном исследовании этого вопроса. По данным наблюдений над форшоками, главными землетрясениями и афтершоками рассмотрим напряженные состояния среды в очаговых зонах отдельных землетрясений.

Одно из главных направлений, совпадающее с осью девиатора основного толчка, горизонтально или близко к горизонтальному, поэтому, следуя ранее высказанным предположениям, будем считать ее совпадающей с осью X, промежуточное напряжение девиатора – с осью Y, а третье главное напряжение девиатора – с осью Z. Тогда в очагах землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками $\tau_1 \sim \Sigma E_1^{2/3}$ определяет интенсивность максимальных касательных напряжений и подвижек в плоскостях между осями K и I, $\tau_2 \sim \Sigma E_2^{2/3}$ – между осями K и J, $\tau_3 \sim \Sigma E_3^{2/3}$ – между осями J и I девиатора главного толчка. В очагах с взбросо-сдвиговыми подвижками $\tau_1 \sim \Sigma E_1^{2/3}$ соответствует интенсивности максимальных касательных напряжений и подвижек в биссекторных плоскостях между осями I и K, $\tau_2 \sim \Sigma E_2^{2/3}$ – между осями I и J, $\tau_3 \sim \Sigma E_3^{2/3}$ – между осями K и I девиатора главного толчка. Задача состоит в выяснении напряженного состояния в очаговых зонах накануне возникновения главных землетрясений. Только для самых крупных очагов мы располагаем сведениями о "механизме очагов" форшоков, поэтому периоды подготовки будут охарактеризованы лишь для крупных очагов, а для всей их совокупности – периоды разрушений.

Статистика динамических параметров очагов

После того как установлена преимущественная ориентация главных направлений в напряженных состояниях очаговых зон и соответствующая им ориентация плоскостей максимальных касательных напряжений (табл. 11, рис. 11, 12), оценим интенсивность касательных напряжений, высвобожденных при возникновении различных подвижек. На рис. 13 приведены частотные диаграммы интенсивности подвижек, построенные для каждой серии афтершоков без учета и с учетом главного землетрясения. На этих диаграммах подвижки, образованные

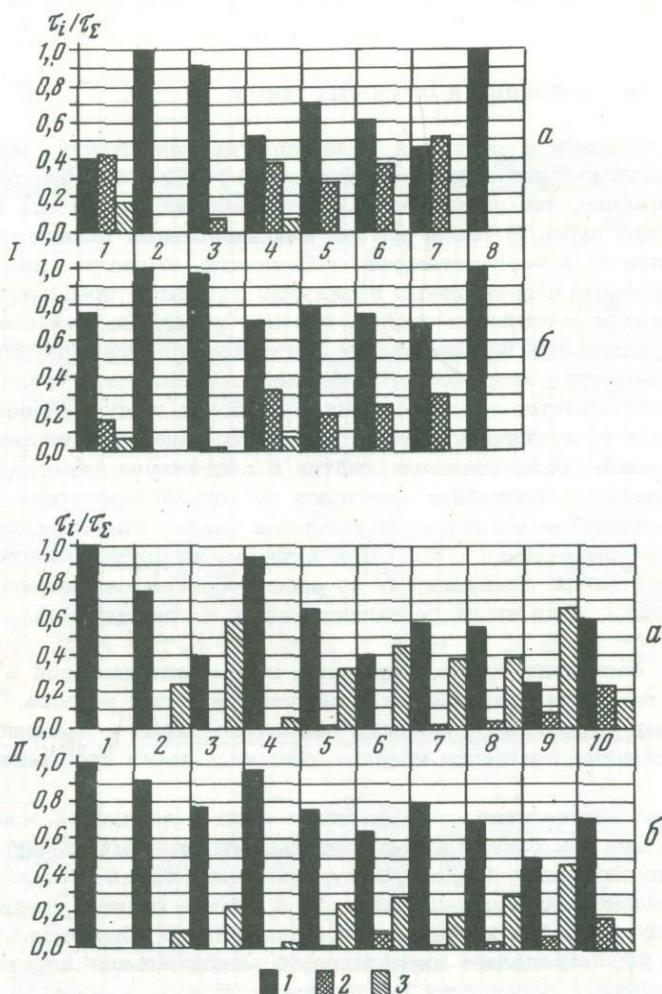


Рис. 13. Относительная интенсивность максимальных касательных напряжений, высвобожденных афтершоками (а) и главными землетрясениями и афтершоками (б)

Касательные напряжения: 1 - τ_1 , 2 - τ_2 , 3 - τ_3 ; I - землетрясения с взбросо-сдвиговыми подвижками: 1 - 28.VI 1963 г., 2 - 29.I 1968 г., 3 - 6.XI 1958 г., 4 - 28.III 1964 г., 5 - 13.X 1963 г., 6 - 11.VI 1965 г., 7 - 19.III 1967 г., 8 - 20.V 1968 г.; II - землетрясения со сбросо-сдвиговыми подвижками: 1 - 23.IV 1961 г., 2 - 12.II 1961 г., 3 - 4.V 1959 г., 4 - 20.III 1960 г., 5 - 16.V 1968 г., 6 - 11.VIII 1969 г., 7 - 4.III 1952 г., 8 - 4.II 1965 г., 9 - 4.XI 1952 г., 10 - 9.III 1957 г.

Таблица 13

Относительная интенсивность напряжения

№ № п.п.	Y, X	X, Y	a a ₀	b, b ₀	σ_y	σ_x	n	r	P _r
Сбросо-сдвиговые подвижки									
1	τ_1/τ_{Σ}	M	2,43	-0,21	0,08	0,78	10	-0,77	0,98
	M	τ_1/τ_{Σ}	9,87	-2,55					
Взбросо-сдвиговые подвижки									
3	τ_1/τ_{Σ}	M	0,84	0,0	0,16	0,9	8	0,0	0,0
4	τ_2/τ_{Σ}	M	0,15	0,0	0,12	1,0	8	0,0	0,0

на плоскостях одной и той же преимущественной ориентации, не разделены по знаку.

Как и следовало ожидать, интенсивность касательных напряжений, снимаемых на плоскостях подвижек главного толчка и совокупности афтершоков одинакового с ним "механизма", во всех случаях максимальна и сами напряжения относятся к τ_1 . Если бы оказалось, что интенсивность снятых напряжений в афтершоках на плоскостях подвижек иной ориентации выше интенсивности напряжений главного толчка и афтершоков одинакового с ним "механизма", то это означало бы, что в определении "механизма очагов" допущены ошибки или рассматриваемые землетрясения не относятся к одной очаговой зоне. Если рассматривать афтершоки без главных толчков, то встречаются случаи, когда τ_1 оказываются не наибольшими.

В очагах со сбросо-сдвиговыми подвижками при главных толчках относительная интенсивность напряжений τ_1/τ_{Σ} и τ_3/τ_{Σ} связаны с величиной главного землетрясения значимыми корреляциями: τ_1/τ_{Σ} отрицательной (регрессии 1 в табл. 13), τ_3/τ_{Σ} положительной (регрессии 2 в табл. 13). Соотношение между интенсивностью напряжений τ_1 и τ_3 также зависит от величины главного землетрясения

$$\tau_3/\tau_1 = -2,76 + 0,42 M. \quad (\text{IV.1})$$

При возрастании магнитуды главного толчка от 6,75 (K = 15) до 8,5 (K = 17,55) отношение τ_3/τ_1 возрастает от 0,1 до 0,8, а для землетрясения 4.XI 1952 г. оно практически равно единице.

В очагах с взбросо-сдвиговыми подвижками при главных толчках τ_1/τ_{Σ} не зависит от величины главного землетрясения и составляет примерно 84% от интенсивности всех высвобожденных напряжений (выражение 3 в табл. 13). Примерно 15% приходится на высвобожденные напряжения τ_2 (выражение 4 в табл. 13), интенсивность которых также не зависит от величины главного землетрясения. Для всех очагов землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками независимо от их размеров имеет место соотношение

$$\tau_2/\tau_1 = 0,2 \pm 0,1. \quad (\text{IV.2})$$

На долю напряжений τ_2 , высвобожденных в очагах со сбросо-сдвиговыми подвижками, и τ_3 – с взбросо-сдвиговыми подвижками приходится в среднем примерно 1%. Высвобождаются эти напряжения в каждой группе далеко не во всех очагах и относительная интенсивность их очень мала.

Результаты оценки относительной интенсивности подвижек, дифференцированных по знаку приведены на рис. 14 для очагов со сбросо-сдвиговыми подвижками и на рис. 15 для очагов с взбросо-сдвиговыми подвижками.

При землетрясениях со сбросо-сдвиговыми подвижками наблюдается чрезвычайно интересная картина изменения подвижек афтершоков с укрупнением главного толчка. Чем крупнее землетрясение, тем интенсивнее переориентированные подвижки и тем многообразнее сама переориентация. Если в очаге землетрясения 23.IV 1961 г. ($M=6,75$) наблюдается подобие между подвижками афтершоков и главного толчка, то в очаге крупнейшего землетрясения

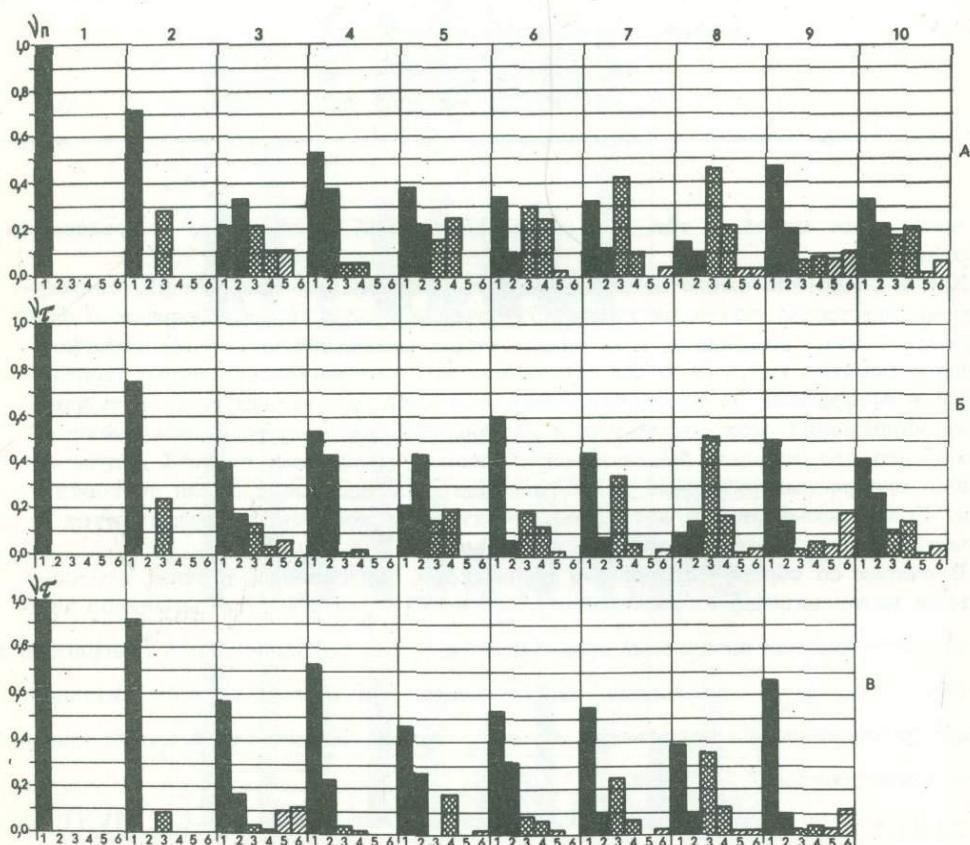


Рис. 14. Относительная интенсивность подвижек в очаговых зонах землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками

1 – 23.IV 1961 г., 2 – 12.II 1961 г., 3 – 4.V 1959 г., 4 – 20.III 1960 г., 5 – 4.III 1952 г., 6 – 4.II 1965 г., 7 – 16.V 1968 г., 8 – 4.XI 1952 г., 9 – 9.III 1957 г., 10 – в форшоках крупных землетрясений.

А – число подвижек; Б – интенсивность подвижек афтершоков; В – интенсивность совокупности подвижек главных толчков и афтершоков. 1,2 – подвижки соответствуют максимальным касательным напряжениям τ_1 , 3,4 – τ_3 , 5,6 – τ_2 ; подвижки с нечетными номерами имеют знак компоненты по параллели разрыва, одинаковый с подвижками главных толчков, с четными номерами – имеют противоположный знак

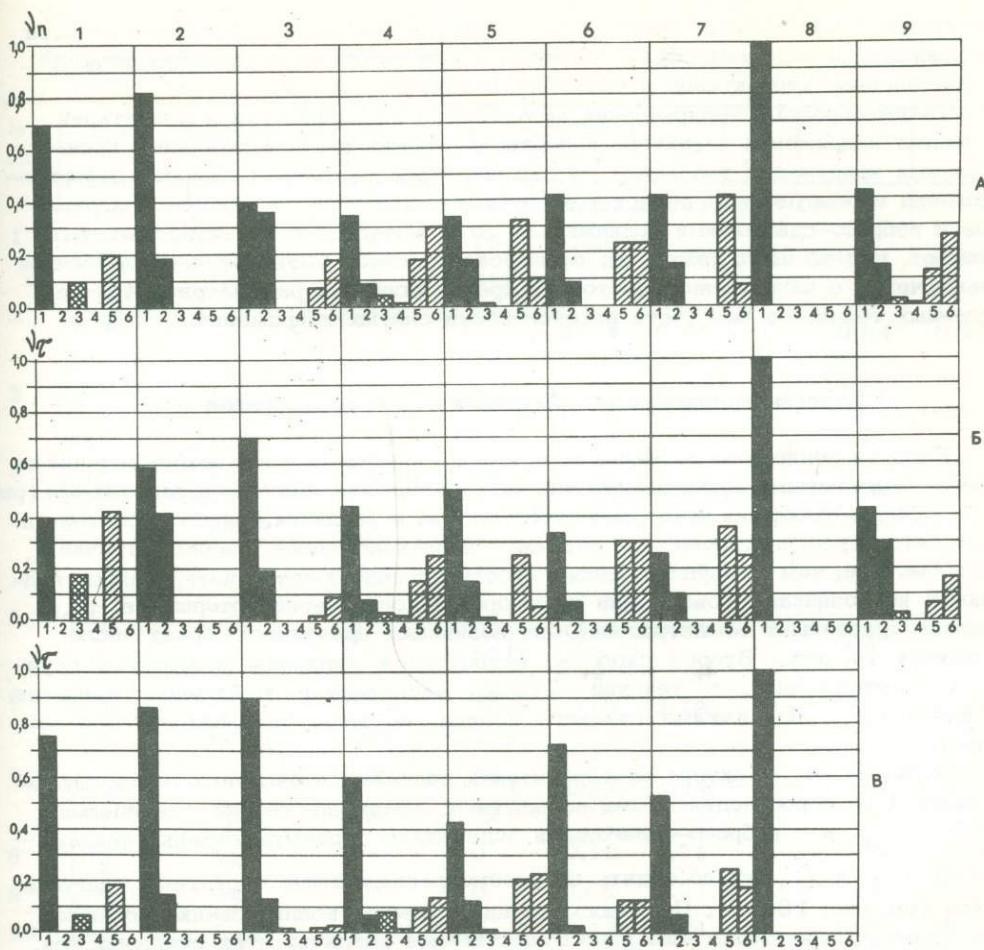


Рис. 15. Относительная интенсивность подвижек в очаговых зонах землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками

1 – 28.VI 1963 г., 2 – 29.I 1968 г., 3 – 6.XI 1958 г., 4 – 28.III 1964 г., 5 – 13.X 1963 г., 6 – 11.VI 1965 г., 7 – 19.III 1967 г., 8 – 20.V 1968 г., 9 – в форшоках крупных землетрясений

Условные обозначения см. на рис.14

4.XI 1952 г. ($M=8,5$) афтершоки имеют шесть вариантов ориентации векторов подвижек. В очагах крупнейших землетрясений переориентированные подвижки иногда превосходят по интенсивности одинаковые с главным толчком подвижки афтершоков. Это обуславливает возможность неправильного толкования напряженного состояния среды при рассмотрении "механизма очагов" афтершоков без главных толчков.

В очагах землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками интенсивность переориентированных подвижек афтершоков практически не зависит от величины главного землетрясения. Здесь также наблюдается смена знака подвижек как в самых небольших, так и в самых крупных очагах. В самом крупном очаге землетрясения 28.III 1964 г. ($M = 8,5$) наблюдается 6 типов подвижек, но подвижки, связанные с γ_3 , имеют относительно небольшую интенсивность.

Изученность афтершоков в отдельных сериях неодинакова, что вносит в результаты определенный разброс. Но, как уже отмечалось, афтершоки с неиз-

вестными "механизмами очагов" составляют не более 30% по интенсивности напряжений и подвижек от их величины в каждой серии и не могут внести существенных корректировок в выявленные закономерности.

Таким образом, эмпирический материал об интенсивности и ориентации главных напряжений девиатора и соответствующих им максимальных касательных напряжений указывает на существенное различие процессов деформирования и разрушения в областях возникновения очагов со сбросо-сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми подвижками. Этот материал с очевидностью показывает, что по наблюдению над афтершоками может быть получено ошибочное заключение о напряженном состоянии среды, если они рассматриваются без главных толчков и без учета интенсивности снятых напряжений.

Изменения интенсивности подвижек и их типа во времени

Распределение типа подвижек во времени в очаговых зонах землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками (рис. 16) и взбросо-сдвиговыми подвижками (рис. 17) обнаруживают как некоторые сходства, так и различия. Сходство состоит в том, что переориентированные подвижки возникают после главного толчка тем быстрее, чем он крупнее. Если в небольших очагах переориентированные подвижки не возникают совсем или возникают в конце серий афтершоков, то в очагах крупнейших землетрясений они возникают практически сразу после главных толчков. Второе сходство относится к периодам подготовки крупных землетрясений, в течение которых наблюдается увеличение подвижек, однотипных с подвижками главного толчка, по мере приближения его момента.

О различном характере переориентаций подвижек в очаговых зонах землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками, преимущественно связанными с τ_1 и τ_3 , и с взбросо-сдвиговыми подвижками, преимущественно связанными с τ_1 и τ_2 , можно судить по рассмотренным выше частотным диаграммам (см. рис. 13–15). При рассмотрении процесса возникновения подвижек во времени выявляется еще одно существенное различие этих очаговых зон. Заключается оно в том, что в конце серий афтершоков крупнейших землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками не наблюдается возобновления однотипных с главным толчком подвижек. В то же время, в очаговых зонах землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками такое возобновление имеет место. Особенно наглядно это прослеживается в очаговой зоне землетрясения 13.X 1963 г. Для этой очаговой зоны удалось проследить "механизм очагов" вторичных афтершоков, сопровождавших достаточно крупные его афтершоки. Все три рассмотренных крупных афтершока – 11.VI 1965 г., 19.III 1967 г., 20.V 1968 г. – имеют одинаковый с главным землетрясением "механизм очага". Однако чем позднее происходит крупный афтершок после главного толчка, тем сильнее его вторичные афтершоки наследуют подвижки главного землетрясения.

Наиболее ярко особенности изменения подвижек во времени выражены на частотных диаграммах их интенсивности (рис. 18). Характер изменения подвижек во времени зависит от величины главного землетрясения (см. рис. 16 и 17), поэтому для выявления достаточно устойчивых тенденций или закономерностей можно объединить данные о форшоках и афтершоках по землетрясениям близких величин. К сожалению, по небольшим очагам изучены только единичные случаи. Наибольшее число изученных серий афтершоков, а также форшоков относится к крупнейшим землетрясениям, для которых и составлена статистика динамических параметров во времени. Результаты ее представлены на рис. 18 и в табл. 14. Для форшоков обобщение данных проведено по одногодовым периодам наблюдений, для афтершоков – по логарифмическим равным отрезкам времени, исчисляемым в сутках.

Таблица 14

Изменения во времени интенсивности высвобожденных напряжений

№ п.п.	Y, X	$X; Y$	a, a_0	b, b_0	σ_y	σ_x	n	r	P_r
Взбросо-сдвиговые подвижки									
1	r_1/r_{Σ}	-t	1,1	0,15	0,25	1,42	7	-0,84	0,97
	-t	r_1/r_{Σ}	6,9	5,96					
2	r_2/r_{Σ}	-t	0,11	-0,15	0,14	0,92	7	0,94	0,99
	-t	r_2/r_{Σ}	2,98	-5,89					
3	r_1/r_{Σ}	$\log t$	0,52	0,08	0,16	0,56	11	0,61	0,96
	$\log t$	r_1/Σ_{Σ}	-0,24	2,12					
4	r_2/r_{Σ}	$\log t$	0,47	-0,09	0,06	0,24	11	-0,89	0,99
	$\log t$	r_2/r_{Σ}	2,82	-3,41					
Сбросо-сдвиговые подвижки									
5	r_1/r_{Σ}	-t	1,0	0,17	0,15	0,85	7	-0,95	0,98
	-t	r_1/r_{Σ}	-5,7	5,23					
6	r_2/r_{Σ}	-t	0,01	-0,05	0,19	2,18	7	0,54	0,87
	-t	r_2/r_{Σ}	-2,08	-6,1					
7	r_3/r_{Σ}	-t	0,0	-0,12	0,21	1,44	7	0,83	0,98
	-t	r_3/r_{Σ}	-0,92	-5,82					
8	r_1/r_{Σ}	$\log t$	0,44	0,0	0,18	0,71	11	0,12	0,0
9	r_2/r_{Σ}	$\log t$	0,07	0,0	0,05	0,71	11	0,0	0,0
10	r_3/r_{Σ}	$\log t$	0,49	0,0	0,12	0,71	11	0,0	0,0
11	r_1/r_{Σ}	$\log t$	0,73	-0,1	0,28	0,61	11	-0,49	0,89
	$\log t$	r_1/r_{Σ}	2,24	-1,14					
12	r_2/r_{Σ}	$\log t$	0,21	0,0	0,11	0,71	11	0,0	0,0
13	r_3/r_{Σ}	$\log t$	0,07	0,1	0,1	0,39	11	0,84	0,99
	$\log t$	r_3/r_{Σ}	0,93	3,38					

Как следует из частотно-временных диаграмм (см. рис. 18), изменения относительной интенсивности подвижек в период подготовки очага закономерны. За 5–10 лет до возникновения землетрясения с взбросо-сдвиговыми подвижками наблюдается убывание r_1/r_{Σ} и возрастание r_2/r_{Σ} , в течение последних 5–6 лет до главного толчка картина меняется: r_1/r_{Σ} возрастает от 0,2 до 1 (регрессии 1 в табл. 14), а r_2/r_{Σ} убывает от 0,8 до 0 (регрессии 2 в табл. 14). Та же картина наблюдается в очагах землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками, с той лишь разницей, что здесь меняются соотношения интенсивности подвижек r_1/r_{Σ} и r_3/r_{Σ} : r_1/r_{Σ} в течение 5–6 лет до главного толчка возрастает от 0–0,2 до 0,8–1, а r_3/r_{Σ} убывает от 0,8 до 0–0,2. Меньшая доля интенсивности напряжений приходится на r_2/r_{Σ} . За

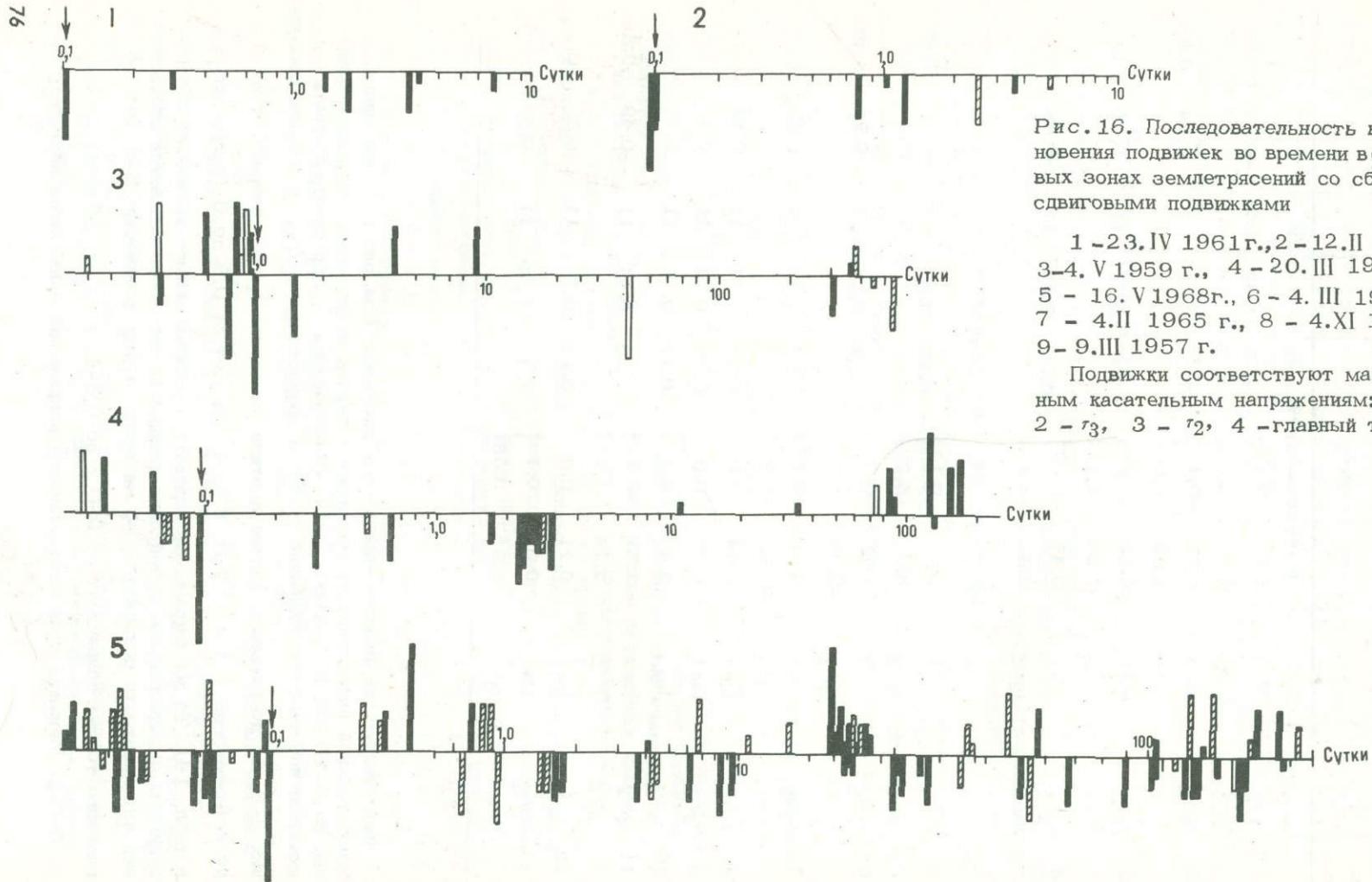
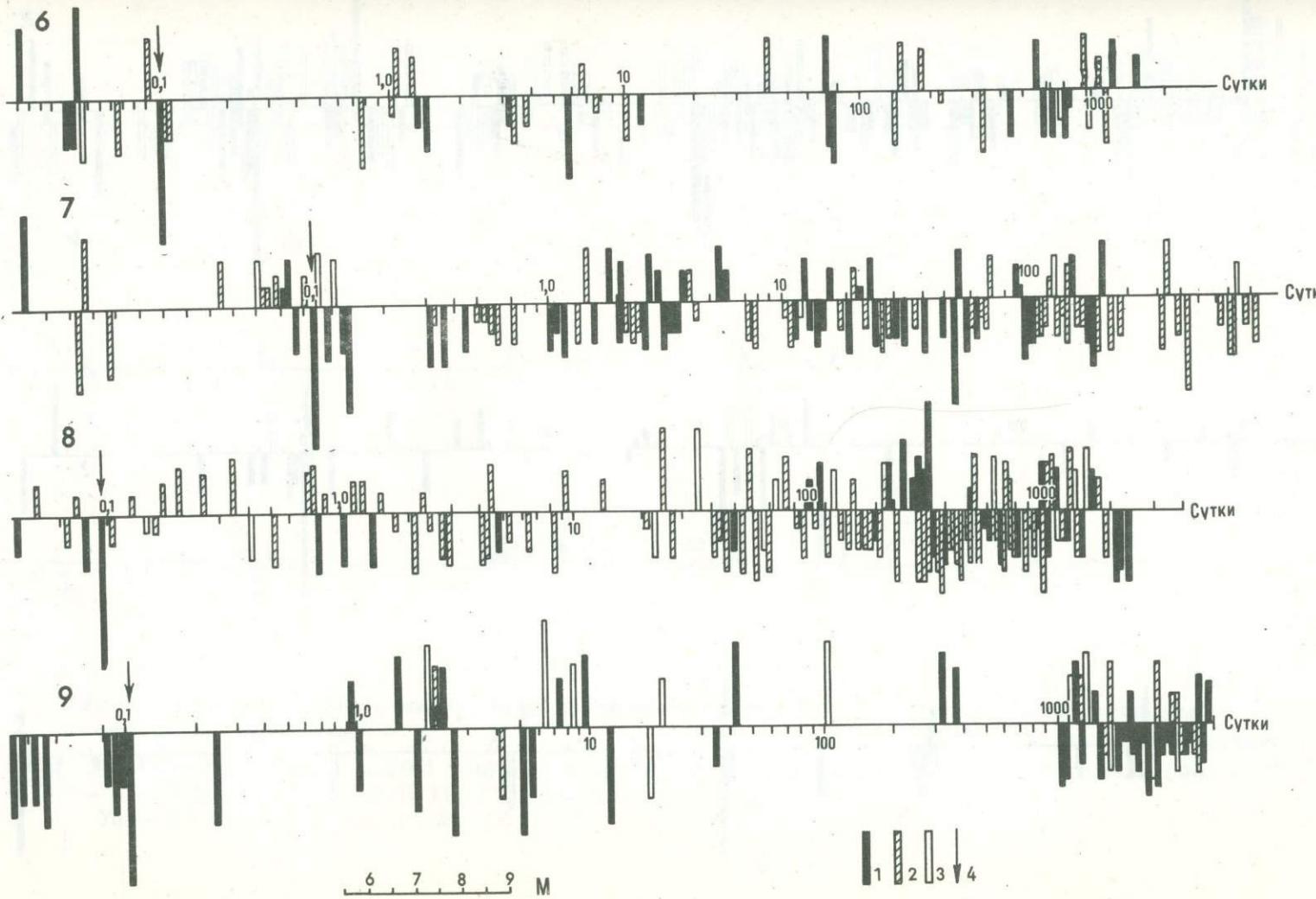
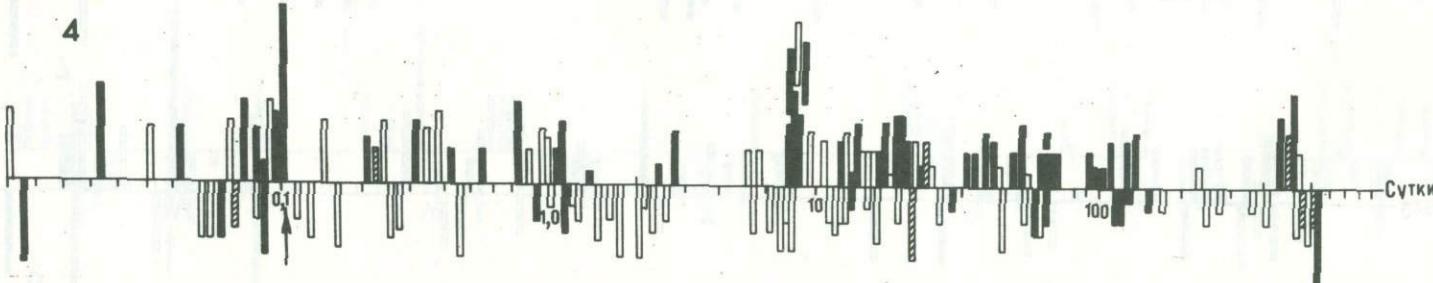
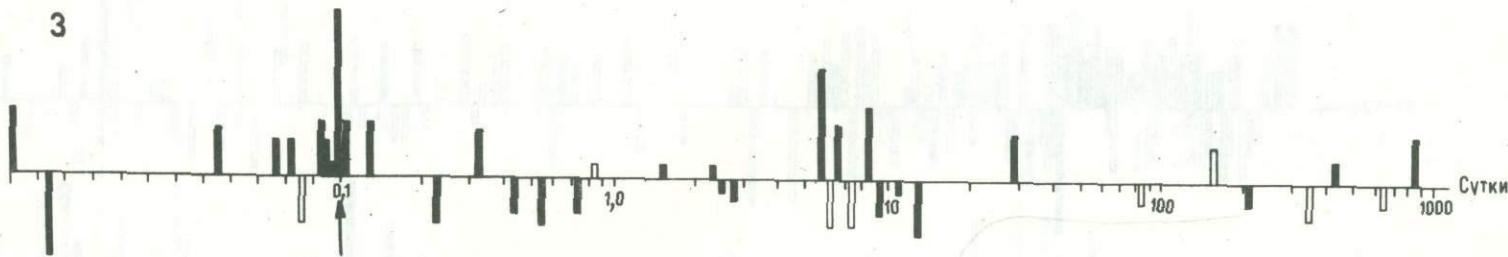
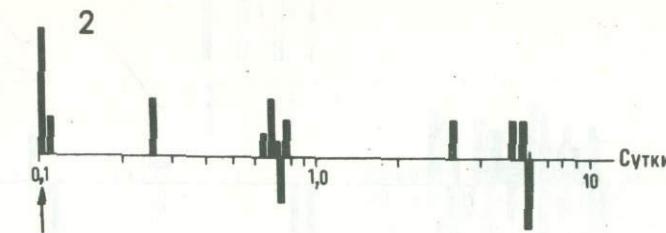
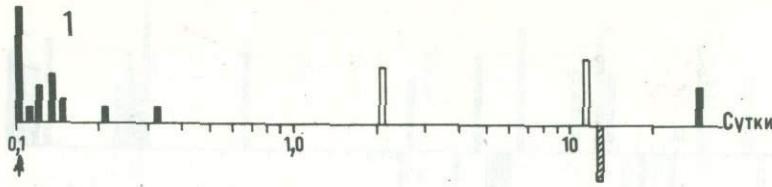


Рис. 16. Последовательность возникновения подвижек во времени в очаговых зонах землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками

1 - 23.IV 1961 г., 2 - 12.II 1961 г.,
3 - 4.V 1959 г., 4 - 20.III 1960 г.,
5 - 16.V 1968 г., 6 - 4.III 1952 г.,
7 - 4.II 1965 г., 8 - 4.XI 1952 г.,
9 - 9.III 1957 г.

Подвижки соответствуют максимальным касательным напряжениям: 1 - τ_1 ,
2 - τ_3 , 3 - τ_2 , 4 - главный толчок





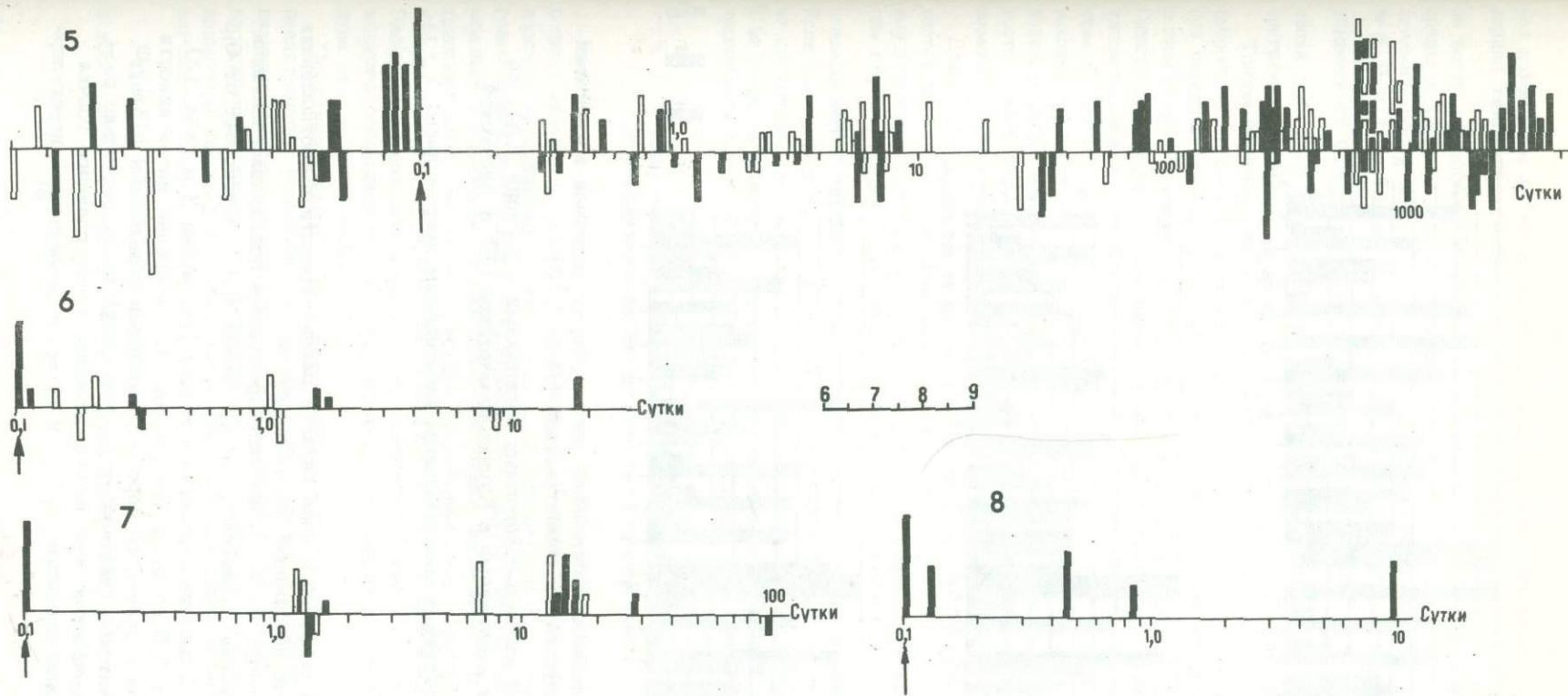


Рис. 17. Последовательность возникновения подвижек во времени в очаговых зонах землетрясений с вибро-
со-сдвиговыми подвижками

1 - 28.VI 1963 г., 2 - 29.I 1968 г., 3 - 6.XI 1958 г., 4 - 28.III 1964 г., 5 - 13.X 1963 г.,
6 - 11.VI 1965 г., 7 - 19.III 1967 г., 8 - 20.V 1968 г.

Условные обозначения см. на рис. 16

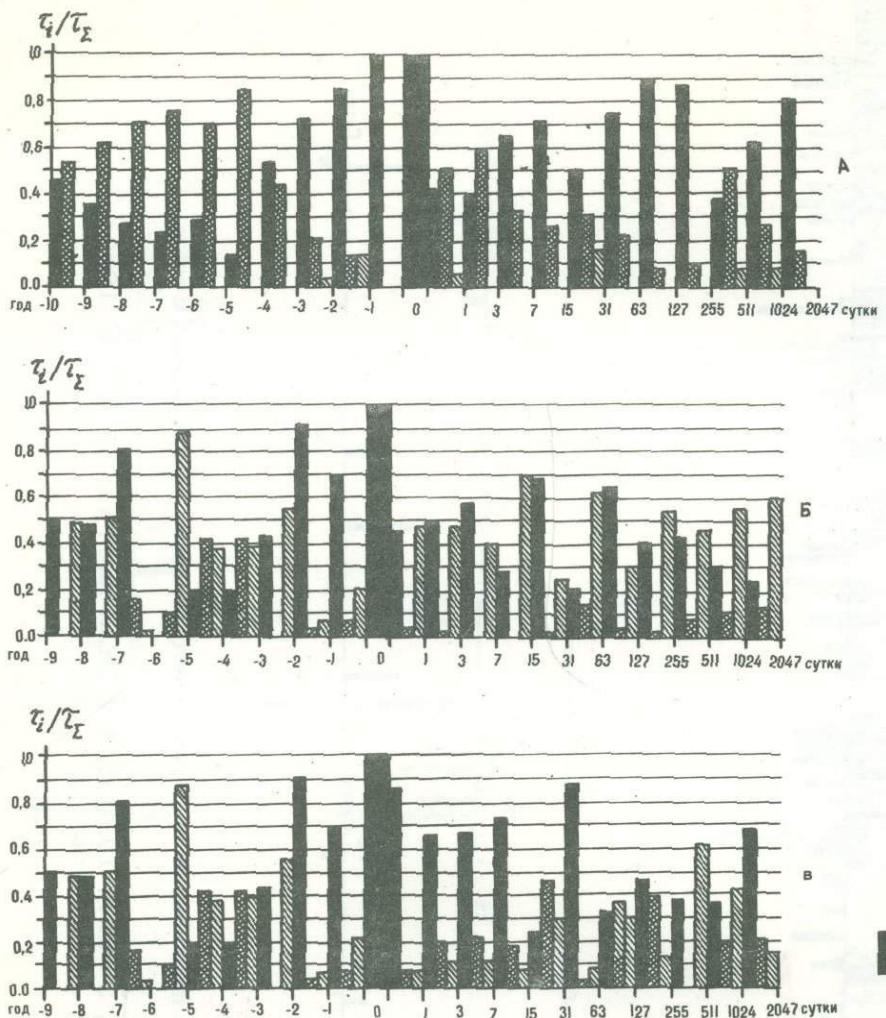


Рис. 18. Распределение относительной интенсивности подвижек во времени в очаговых зонах крупнейших землетрясений ($M > 7,75$)

Землетрясения со взбросо-сдвиговыми подвижками в регионе (А), со сбросо-сдвиговыми подвижками в Курило-Камчатской (Б) и Алеутской (В) зонах.

Подвижки соответствуют максимальным касательным напряжениям: 1 — τ_1 , 2 — τ_2 , 3 — τ_3 .

пределами 6 лет до главного толчка никакой закономерности в соотношениях интенсивности разных напряжений не наблюдается.

Сразу после главного толчка с взбросо-сдвиговыми подвижками наблюдается примерное равновесие подвижек τ_1 и τ_2 , затем τ_1/τ_{Σ} возрастает от 0,5 до 0,85 в течение 6 лет после главного толчка (регрессии 3 в табл. 14), а τ_2/τ_{Σ} убывает от 0,5 до 0,15 (регрессии 4). Изменение интенсивности подвижек афтершоков в очагах со сбросо-сдвиговыми подвижками в Алеутской и Курило-Камчатской (включая север Японской) зонах несколько различно. В Курило-Камчатской зоне непосредственно после главного толчка наблюдается примерное равенство τ_1/τ_{Σ} и τ_3/τ_{Σ} и последующее нерегуляр-

ное изменение их во времени. В конце периода афтершоков намечается регулярная тенденция убывания τ_1/τ_{Σ} и возрастания τ_3/τ_{Σ} и τ_2/τ_{Σ} , но на фоне всего процесса афтершоков она незначима. В среднем процесс разрушения среды в крупных очагах со сбросо-сдвиговыми подвижками характеризуется динамическими параметрами, значения которых приведены в табл. 14 (под № 8, 9 и 10). В очагах алеутских землетрясений с течением времени τ_1/τ_{Σ} убывает от 0,8 до 0,4 (регрессии 11 в табл. 14), τ_2/τ_{Σ} остается практически постоянным (выражение 12), а τ_3/τ_{Σ} возрастает от 0,2 до 0,4 (регрессии 13).

Таким образом, намечаются определенные различия очагов со сбросо- и взбросо-сдвиговыми подвижками, выражющиеся в характере преимущественной переориентации плоскостей подвижек форшоков и афтершоков по сравнению с главными толчками и в хронологическом изменении интенсивности подвижек. Однако несмотря на это, процессы деформирования в очаговых зонах с любым типом подвижек относительно подобны. Это отражается в общем для них свойстве к смене ролей непряжений и переориентации подвижек и в одинаковых закономерностях изменения интенсивности переориентированных подвижек в течение периода подготовки очагов. Свойство убывания относительной интенсивности одних подвижек по сравнению с интенсивностью других может использоваться в прогнозе крупных землетрясений ($M > 7,75-8,0$).

Для очагов Средней Азии И.Г. Симберевой установлена переориентация плоскостей подвижек отдельных форшоков по сравнению с главным толчком и подобие ему подвижек афтершоков (Симберева, 1969). Такая ситуация вполне возможна в том случае, когда в пределах очаговой зоны соотношения τ_1/τ_2 или τ_1/τ_3 неповсеместно одинаковы, т.е. в условиях значительной раздробленности среды. Если же в пределах всей напряженной области указанные соотношения примерно постоянны, то при подготовке очага возрастают величины напряжений τ_1 и по мере приближения главного землетрясения исключается возможность возникновения форшока с подвижками, отличными от подвижек главного толчка.

Напряженное состояние накануне возникновения землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками

Как было показано выше, афтершоки самого небольшого из числа рассмотренных землетрясений со сбросо-сдвигами имеют единственную ориентацию плоскостей подвижек и осей девиатора, одинаковую с главным толчком. В очаговых зонах крупнейших землетрясений в афтершоках наблюдаются все возможные в объемном напряженном состоянии подвижки. Все остальные землетрясения занимают промежуточное положение между самым небольшим и крупным из них по переориентации подвижек в афтершоках и их интенсивности. Рассмотрим вначале подробно все имеющиеся данные для определения напряженного состояния в очаге крупнейшего землетрясения 4.XI 1952 г. накануне его возникновения.

"Механизм очага" этого землетрясения изображен на рис. 6, на котором представлены возможные исходные напряженные состояния, в которых может возникнуть сбросо-сдвиговая подвижка, и соответствующие переориентации последующих подвижек. По характеру переориентации подвижек в афтершоках возможны два напряженных состояния накануне возникновения главного толчка: всестороннего неравноосного растяжения (рис. 6, III) –

$$\sigma_{k\bar{x}} > \sigma_{k\bar{y}} > \sigma_{k\bar{z}} \quad (IV.3)$$

и всестороннего неравноосного сжатия (рис. 6, VI) –

$$\sigma_{i\bar{z}} > \sigma_{i\bar{y}} > \sigma_{i\bar{x}} \quad (IV.4)$$

Судя лишь по такому внешнему фактору, как характер переориентации подвижек после главного толчка, устанавливается тип напряженного состояния, но не знаки и величины главных напряжений. Только с помощью интенсивности высвобожденных максимальных касательных напряжений можно решить вопрос, всестороннему неравномерному сжатию или растяжению обязано своим возникновением землетрясение 4. XI 1952 г.

Рассмотрим вначале возможность реализации напряженного состояния (IV. 4), для которого одним из предельных является случай

$$\left. \begin{array}{l} \sigma_0 < (\sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{x}}) \gg (\sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{i\bar{x}}) \gg (\sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{y}}) > \sigma_0, \\ \sigma_{i\bar{z}} > \sigma_{i\bar{y}} > \sigma_{i\bar{x}}, \end{array} \right\} \quad (IV.5)$$

т.е. когда $\tau_1 \geq \tau_2 \gg \tau_3$ или $\tau_2/\tau_1 \gg \tau_3/\tau_1$. Последнее соотношение не подтверждается фактическими наблюдениями, которые дают

$$\tau_3/\tau_1 \gg \tau_2/\tau_1. \quad (IV.6)$$

Вторым предельным условием для напряженного состояния (IV. 4) является

$$\left. \begin{array}{l} \sigma_0 < (\sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{x}}) \gg (\sigma_{i\bar{z}} - \sigma_{i\bar{y}}) \gg (\sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{i\bar{x}}) < \sigma_0, \\ \sigma_{i\bar{z}} \gg \sigma_{i\bar{y}} = \sigma_{i\bar{x}}, \end{array} \right\} \quad (IV.7)$$

при котором справедливо соотношение (IV. 6). Но в указанном напряженном состоянии не должно наблюдаться смены знака подвижек в одних и тех же плоскостях, которая широко развита в афтершоках землетрясения 4. XI 1952 г. Следовательно, всестороннее неравноосное сжатие не удовлетворяет данным наблюдений над афтершоками.

Всестороннее неравномерное растяжение (IV. 3) при условиях

$$\left. \begin{array}{l} \sigma_0 < (\sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{z}}) \gg (\sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{y}}) \gg (\sigma_{k\bar{y}} - \sigma_{k\bar{z}}) < \sigma_0, \\ \sigma_{k\bar{x}} \gg \sigma_{k\bar{y}} = \sigma_{k\bar{z}}, \end{array} \right\} \quad (IV.8)$$

также не соответствует эмпирическим данным, поскольку для него хотя справедливо соотношение (IV. 6), но не должна иметь место смена знака подвижек на одинаково ориентированных плоскостях. Остается единственный вариант напряженного состояния (IV. 3) при условиях

$$\left. \begin{array}{l} \sigma_0 < (\sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{z}}) \gg (\sigma_{k\bar{y}} - \sigma_{k\bar{z}}) \gg (\sigma_{k\bar{x}} - \sigma_{k\bar{y}}) > \sigma_0, \\ \sigma_{k\bar{x}} \gg \sigma_{k\bar{y}} > \sigma_{k\bar{z}}. \end{array} \right\} \quad (IV.9)$$

В этом варианте справедливо соотношение (IV.6) и предусмотрена смена знака подвижек по всем плоскостям максимальных касательных напряжений, что и наблюдается в натуре.

Таким образом, в очаге землетрясения 4. XI 1952 г. накануне его возникновения напряженное состояние представляло собой всестороннее неоднородное растяжение, в котором максимальное растяжение почти горизонтально и совпадает с направлением оси K при главном толчке, промежуточное напря-

жение действует по оси J и по величине почти одинаково с максимальным, минимальное растяжение совпадает с осью I девиатора основного толчка и направлено довольно круто по сравнению с максимальным. Как было обнаружено выше, в этом напряженном состоянии ориентация оси минимального напряжения оказалась наименее устойчивой.

Аналогичный анализ для других землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками, за исключениями землетрясений 23.IV 1961 г. и 12.II 1961 г., показывает, что в их очаговых зонах накануне главных толчков были напряженные состояния (IV.3), т.е. всесторонние неравноосные растяжения. Однако с изменением размеров очага вид напряженного состояния меняется. Установлено, что с ростом величины землетрясения средние значения τ_3/τ_{Σ} возрастают, а τ_1/τ_{Σ} убывают (регрессии 1 и 2 в табл. 13), отношение τ_3/τ_1 возрастает (IV.1) при очень малых значениях τ_2/τ_1 , не зависящих от величины очага. Все это говорит о том, что в условиях растяжения при увеличении размеров деформированной области, которая испытывает разрывные нарушения, отношение величины промежуточного напряжения к величине максимального напряжения растет. Это может происходить за счет того, что при увеличении области деформирования потенциальная энергия сдвига, связанная с промежуточным напряжением, растет быстрее, чем потенциальная энергия сдвига, связанная с максимальными напряжениями, но первая не превосходит величины второй. Принципиально возможен и такой вариант, когда в процессе деформирования до начала разрушения максимальное и промежуточное напряжение могут поменяться ролями, но в рассмотренных очагах этого не наблюдается.

О напряженных состояниях в очаговых зонах землетрясений 23.IV 1961 г. и 12.II 1961 г. накануне их возникновения ничего определенного по имеющимся данным о механизме очагов афтершоков сказать нельзя. Однако имеется ряд важных факторов, которые позволяют определить их как всесторонние неравномерные растяжения (IV.3). Одним из таких факторов является приуроченность очагов указанных землетрясений к очаговой зоне более крупного землетрясения 11.VIII 1969 г., накануне которого по всем признакам было напряженное состояние (IV.3). Данные об этом землетрясении не содержатся на рис. 14 и 15, так как эти рисунки были выполнены задолго до изучения серии афтершоков 11.VIII 1969 г., но они содержатся во всех остальных сводках (рис. 11 и др.). При неизменном процессе деформирования в этой области может возникнуть только смена ролей главных напряжений, но не существенное изменение самого напряженного состояния. Вторым важным фактором, говорящим в пользу напряженного состояния (IV.3), является строгое соответствие динамических параметров рассматриваемых землетрясений закономерностям, установленным для всей совокупности землетрясений со сбросо-сдвиговыми подвижками.

Особенно хорошо динамические параметры землетрясений 23.IV 1961 г. и 12.II 1961 г. соответствуют высказанному положению о величине промежуточных напряжений. В очаге землетрясений 23.IV 1961 г. величина промежуточного напряжения настолько мала, что оно не проявилось в достаточно крупных изученных афтершоках и разность его с величиной минимального напряжения не превзошла предела прочности материала в очаге. Интенсивность высвобожденных напряжений изученными афтершоками этого землетрясения составляет 85% от интенсивности напряжений, высвобожденных всеми афтершоками с $M > 5,0$. Для землетрясения 12.II 1961 г. в изученных афтершоках высвободилось 67% от интенсивности всех афтершоков с $M > 5,0$, однако в числе их имеются афтершоки с переориентированными подвижками за счет смены роли максимального и промежуточного напряжений. Величина промежуточного растяжения была здесь уже достаточной для того, чтобы преодолеть предел прочности и в процессе снятия напряжений поменяться ролью с максимальным напряжением.

Следовательно, все фактические данные говорят за то, что землетрясения со сбросо-сдвиговыми подвижками в пределах островных дуг на северо-западе Тихого океана на глубинах до 60 км возникли в условиях всестороннего неравноосного растяжения при максимальных горизонтальных растяжениях (для краткости будем называть их условиями растяжения, подразумевая, что они объемны). В процессе деформирования, связанного с увеличением размеров очагов и их энергии, напряженное состояние меняется от (IV.8) до (IV.9). Иными словами, в процессе деформирования происходит относительно быстрый рост потенциальной энергии сдвига за счет промежуточных непряжений по сравнению с ее ростом за счет максимальных напряжений.

В условиях всестороннего неравномерного растяжения при возникновении подвижек максимальные напряжения преодолевают противодействие минимальных, за счет чего последние неизбежно возрастают. Разрядка напряжений в этих условиях не может привести к их полному снятию – в конце процесса разрушения все три главные напряжения могут попеременно становиться максимальными и производить работу на образование подвижек, пока их величина не станет меньше предела прочности. Именно такая картина наблюдается в конце серий афтершоков крупнейших землетрясений. Чем меньше землетрясение, тем меньше величины промежуточных напряжений и тем устойчивее механизм афтершоков. При уменьшении землетрясений переориентация подвижек и смена ролей напряжений все дальше отодвигается в хвост серии афтершоков.

Напряженное состояние накануне возникновения землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками

Напряженное состояние в очаговых зонах землетрясений с взбросо-сдвиговыми подвижками существенно отличается от только что рассмотренного. Для этих очагов не будем проводить столь детального анализа, как в предыдущем случае. Дело в том, что в среднем все динамические характеристики этих очагов не зависят от величины главного землетрясения, что позволяет говорить об одинаковых условиях их возникновения. Эти условия характеризуются

$$\tau_1 > \tau_2 \gg \tau_3 \text{ или } \tau_1/\tau_{\Sigma} > \tau_2/\tau_{\Sigma} \gg \tau_3/\tau_{\Sigma} > 0. \quad (\text{IV.10})$$

Все эмпирические данные о динамических параметрах очагов с взбросо-сдвиговыми подвижками говорят за то, что накануне возникновения основных толчков все три главные напряжения были отличными от нуля, а напряженное состояние представляло всестороннее неравномерное сжатие –

$$\sigma_{i\bar{x}} > \sigma_{i\bar{y}} > \sigma_{i\bar{z}}, \quad (\text{IV.11})$$

при условии

$$\left. \begin{array}{l} \sigma_0 < (\sigma_{i\bar{x}} - \sigma_{i\bar{z}}) \geq (\sigma_{i\bar{x}} - \sigma_{i\bar{y}}) \gg (\sigma_{i\bar{y}} - \sigma_{i\bar{z}}) \geq \sigma_0, \\ \sigma_{i\bar{x}} \gg \sigma_{i\bar{y}} \gg \sigma_{i\bar{z}}. \end{array} \right\} \quad (\text{IV.12})$$

Максимальные горизонтальные сжатия в этом напряженном состоянии направлены по оси *I*, промежуточное – по оси *J* и минимальные сжатия по оси *K* девиатора главного толчка.

Величина промежуточного напряжения в условиях сжатия значительно меньше максимального в очагах любого размера. В результате основную долю работы на образование подвижек совершают лишь максимальные напряжения исходного напряженного состояния, а промежуточное и минимальное меняются ролью. Только в самом крупном очаге 28.III 1964 г., $M=8,5$, разность проме-

жуточного и минимального напряжений достигает предела прочности среды, однако интенсивность высвобожденных напряжений τ_3 очень мала по сравнению с τ_1 и τ_2 .

Предположение о возможности существования в очагах перед землетрясениями с взбросо-сдвиговыми подвижками иных напряженных состояний противоречит характеру переориентации подвижек в афтершоках и их относительной интенсивности.

IV.3. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ «МЕХАНИЗМА ОЧАГОВ»

Остается нерешенным вопрос о соответствии "тектонических" элементов "механизма очагов" структурному плану. Такими элементами являются векторы подвижек и плоскости подвижек. Наибольший интерес представляет соответствие ориентации осей промежуточных напряжений направлению простирации геоструктур прогиба и подъема, поскольку в принятой модели предполагается, что вдоль этого направления происходит разрастание сейсмического разрыва и к отрезку оси промежуточного напряжения, проходящей через гипоцентр, приурочены наибольшие деформации зоны разрушения очага.

Подвижки и их плоскости

Из "механизма очага" по квадрантному распределению знаков первых смещений в продольных и поперечных волнах определяется два вектора первых подвижек в очаге и ориентация соответствующих им плоскостей подвижек. Мы не располагаем объективными данными для выбора одной из них в качестве сейсмического разрыва и должны рассматривать обе плоскости подвижек как этот разрыв.

Векторные диаграммы первых смещений в очагах приведены на рис. 19 и 20. Они показывают, что ориентация векторов первых подвижек менее устойчива, чем осей главных напряжений (см. рис. 11 и 12), однако выявляются достаточно четкие ее преимущественные направления. Лишь очаги алеутских землетрясений обладают малой устойчивостью ориентации векторов первых подвижек, по-видимому, из-за значительной протяженности очагов и повсеместного резкого изменения направления простирания островной дуги. Векторные диаграммы первых подвижек в очагах одновременно определяют ориентацию плоскостей подвижек: азимут падения плоскости подвижки противоположен азимуту сопряженной подвижки, а угол падения является дополнительным до 90° к углу наклона вектора подвижки, поскольку векторы подвижек взаимно перпендикулярны и лежат во взаимно перпендикулярных плоскостях.

Чем крупнее землетрясение, тем более многочисленными преимущественными ориентациями векторов подвижек и их плоскостей оно характеризуется. Во всех случаях одной из преимущественных является ориентация плоскостей вдоль направления простирания структур островных дуг. Такие плоскости в основном имеют падение во внутреннюю сторону островных дуг, но встречаются противоположные падения, особенно в районе Аляски и Алеутской островной дуги. Векторы подвижек в таких плоскостях ориентированы под углом $40\text{--}60^\circ$ к горизонтальной верхней их грани в направлении к обоим флангам островных дуг.

Наряду с продольными плоскостями подвижек одинаково широко развиты плоскости, секущие направление простирания островных дуг. Секущие плоскости подвижек имеют падение в направлении обоих флангов островных дуг. Смещения по этим плоскостям происходят в основном при наклоне векторов подвижек в сторону Тихого океана, т.е. во внешнюю сторону островных дуг. В районе Аляски и Алеутской островной дуги часть векторов подвижек по секущим плоскостям наклонена во внутреннюю сторону.

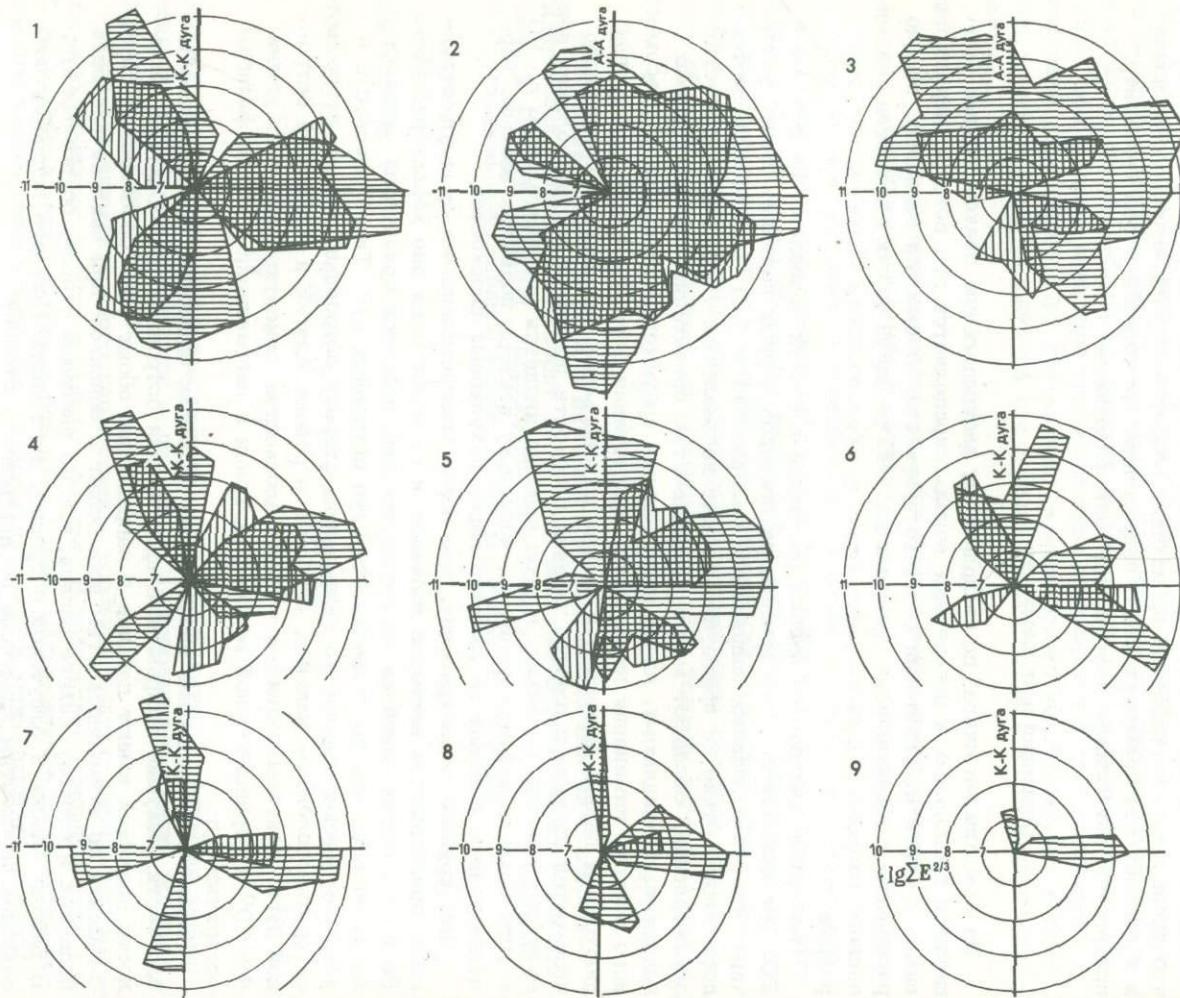


Рис. 19. Векторные диаграммы подвижек афтершоков в условиях растяжений в очагах землетрясений

1 - 4.XI 1952 г.,
2 - 9.III 1967 г., 3 - 4.II 1965 г.,
4 - 4.III 1952 г., 5 - 16.V 1968 г.,
6 - 20.III 1960 г., 7 - 4.V 1959 г.,
8 - 12.II 1961 г., 9 - 23.IV 1961 г.
Горизонтальная штриховка - сбросо-сдвиги, вертикальная - взбросо-сдвиги

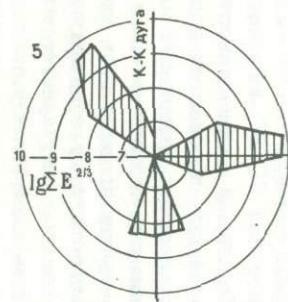
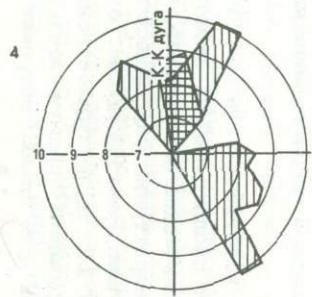
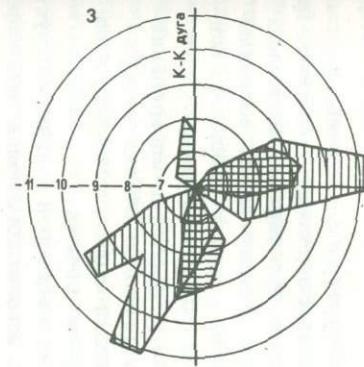
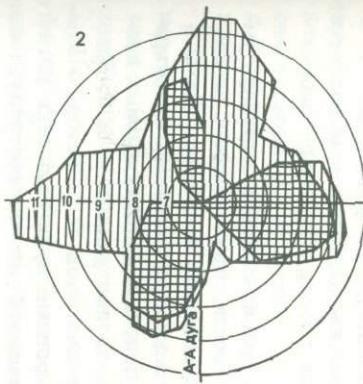
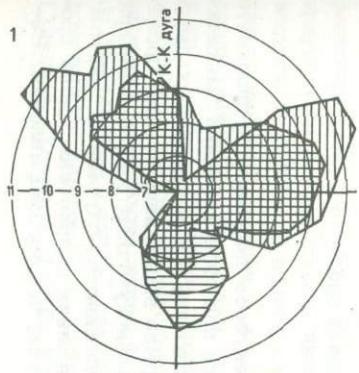


Рис.20. Векторные диаграммы подвижек афтершоков в условиях сжатия в очагах землетрясений

1 - 13. X 1963 г., 2 - 28. III 1964 г.,
3 - 6. XI 1958 г., 4 - 29. I 1968 г., 5 - 28. VI 1963 г.

Условные обозначения см. на рис.19

Если в качестве основного тектонического параметра очага рассматривать вектор подвижки, то обнаруживается несоответствие структурного плана с данными о "механизме очагов". Как следует из векторных диаграмм (см. рис. 19 и 20), интенсивность продольных и секущих подвижек практически одинакова. В действительности продольный структурный план в районах островных дуг более четко выражен, чем секущий, что соответствует более высокой развитости продольных структур по сравнению с поперечными (см. рис. 1). Рассматриваемые очаговые зоны располагаются в основном вблизи границы Мохоровичча, и деформации среды должны сказатьсь на рельфе этой поверхности. Рельеф поверхности Мохоровичча (см. рис. 2) также определяет преимущественное развитие продольных глубинных структур по сравнению с поперечными.

Наиболее существенные противоречия между структурными планами рассматриваемых регионов и ориентацией плоскостей очаговых подвижек возникают при учете размеров последних. Продольные относительно простирания островных дуг плоскости подвижек вмещаются в размеры дуг независимо от величины землетрясения. Одновременно возникающие в очагах секущие плоскости подвижек при достаточно крупных землетрясениях ($M = 8,0-8,5$) превосходят размеры структур в 2-3 раза. Для согласования результатов определения "механизма очагов" с тектонической обстановкой регионов многие авторы придают секущей плоскости подвижки неопределенный смысл, ссылаясь лишь на несогласованность ее ориентации со структурным планом.

Несоответствие ориентации плоскостей подвижек и векторов подвижек структурным планам некоторых областей Тихоокеанского сейсмического пояса установлено ранее Дж. Ходжсоном (Ходжсон, 1966), который обнаружил неустойчивость их ориентации относительно направления простирания главных структур. Более многочисленные данные из северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса, рассмотренные ниже, определяют относительную устойчивость этих параметров "механизма очагов", но одновременно указывают на несоответствие некоторых преимущественных ориентаций их со структурным планом регионов.

Направления первых подвижек в очагах дают довольно сложную картину суммарного смещения верхней 60-80-километровой толщи. Прежде всего не наблюдается какой-либо единой направленности сейсмических подвижек. Даже в одинаково ориентированных плоскостях подвижек вдоль направления простирания островных дуг смещения происходят в двух почти перпендикулярных направлениях, наклоненных в сторону флангов примерно под углами в 45° . Если учесть, что эти смещения происходят в пределах очаговой зоны каждого землетрясения и им соответствуют еще секущие островные дуги подвижки разного знака, то нужно признать, что характер этих смещений не соответствует единому поддвигу океанической литосферы под континентальные плиты или надвигу континентальных плит на океаническую.

Сейсмические дислокации в очаговых зонах вдоль направлений промежуточного напряжения

Статистическая неустойчивость ориентации векторов подвижек и плоскостей подвижек не играет сколько-нибудь заметной роли при сопоставлении "механизма очагов" с тектонической обстановкой, если исходить из высказанных выше предположений и разрастании сейсмического разрыва вдоль направления промежуточного напряжения. Векторные диаграммы промежуточных напряжений приведены на рис. 11 и 12. В преимущественном большинстве случаев (с учетом интенсивности напряжений) промежуточные напряжения направлены вдоль простирания островных дуг, однако встречаются и секущие их направления. Се-

кующие направления промежуточных напряжений, как правило, наклонены во внутреннюю сторону островных дуг в соответствии с падением зон Беньоффа (на диаграммах промежуточные напряжения распределены по азимуту, в сторону которого наклонены их оси от горизонтали).

Об относительной интенсивности подвижек разного знака, соответствующих воздыманию кровли зон разрушения (взбросо-сдвигов) и ее прогибу (сбросо-сдвигов), можно судить по отношению размеров площадей диаграмм. Чем крупнее землетрясение, тем сильнее в его очаговой зоне проявляются подвижки противоположного знака по сравнению с подвижками главных толчков. Пространственное распределение осей промежуточных напряжений, отрезки которых изображают идеализированные сейсмические разрывы, приведено на рис. 21-24.

Как правило, оси промежуточного напряжения и соответствующие им зоны разрушения среди в очагах с сейсмическими разрывами ориентированы вдоль направления простирации островных дуг. В районе северного Хонсю они ориентированы поперек простирации островной дуги Хонсю, но согласуются с ориентацией Курильской гряды островов. Создается впечатление, что поле напряжений и характер деформаций в районе стыка Курильской и Японской островных дуг едины. Встречаются секущие направления промежуточных напряжений главных толчков и в других районах Курило-Камчатской зоны, но эти толчки небольшие. Ориентация осей промежуточных напряжений главных землетрясений повсеместно согласуется с направлением наибольшего горизонтального размёра зон афтершоков, за исключением опять-таки небольшого района восточнее северного Хонсю.

Эпицентры главных толчков большинства крупных землетрясений расположены на периферии очаговых зон. Сейсмические разрывы в таких очагах распространялись от одного их края к другому. При землетрясениях: 4. XI 1952 г., 9.III 1957 г., 4.II 1965 г., 28.III 1964 г., 16.V 1968 г. разрастание разрывов происходило сверху вниз – от кровли очага в глубь к его подошве, а при землетрясениях 13.X 1963 г. и 11.VIII 1969 г. – от подошвы очага вверх к его кровле. В некоторых очагах (4.III 1952 г., 6.XI 1958 г., 4.V 1959 г., 20.III 1960 г.) процесс разрастания разрывов распространялся в обоих направлениях от гипоцентров.

В афтершоках оси промежуточного напряжения или параллельны направлению простирации островных дуг, или секут это направление в основном под углом $< 90^\circ$. Лишь в Алеутской зоне встречаются строго перпендикулярные к направлению ее простирации оси промежуточного напряжения.

На рис. 25–27 представлены очаги изученных землетрясений в виде полей $\Sigma E(M)/S_p(M)$, которые дают наглядное представление о степени сейсмической опасности отдельных участков очаговых зон. Как правило, области максимальной генерации сейсмической энергии вытянуты вдоль простирания структур островных дуг. К этим областям приурочены оси наибольших прогибов в очаговых зонах со сбросо-сдвиговыми подвижками и оси наибольших подъемов в очаговых зонах с взбросо-сдвиговыми подвижками. Продольные интенсивные прогибы и подъемы достаточно хорошо согласуются с морфоструктурами регионов (см. рис. 1). В Курило-Камчатском регионе интенсивные подъемы приурочены к геоантиклинальному поднятию северо-западного борта глубоководного желоба и к подводному хребту Витязя, прогибы – к приосевой части глубоководного желоба и к Срединно-Курильскому прогибу, протягивающемуся вдоль побережья Камчатки, Курильских островов и острова Хоккайдо (Марков и др., 1967). Секущие структуры дуги, сопряженные друг с другом прогибы и подъемы имеют значительно меньшую интенсивность, что соответствует меньшей развитости таких структур по сравнению с продольными. Выявленные по "механизму очагов" секущие нарушения повсеместно соответствуют тектоническим нарушениям, показанным на рис. 1 и отмеченным в ряде работ (Тихонов, Удинцев, 1960; Кондорская, Тихонов, 1960; Горячев, 1967).

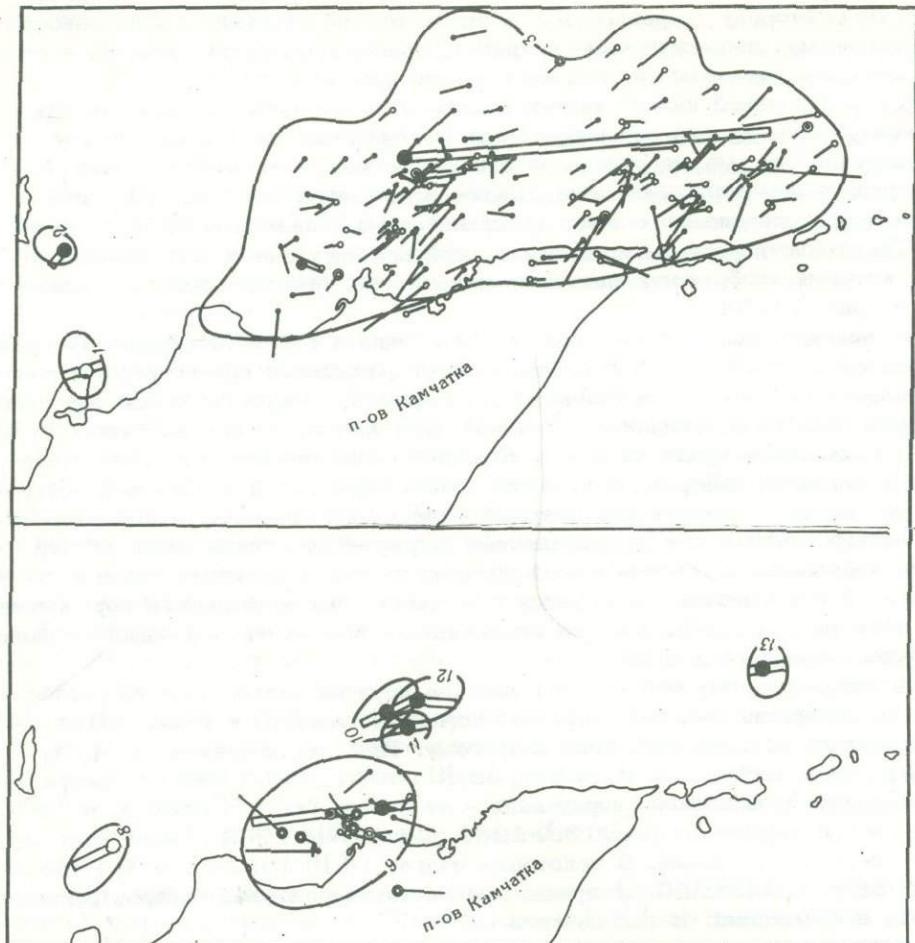


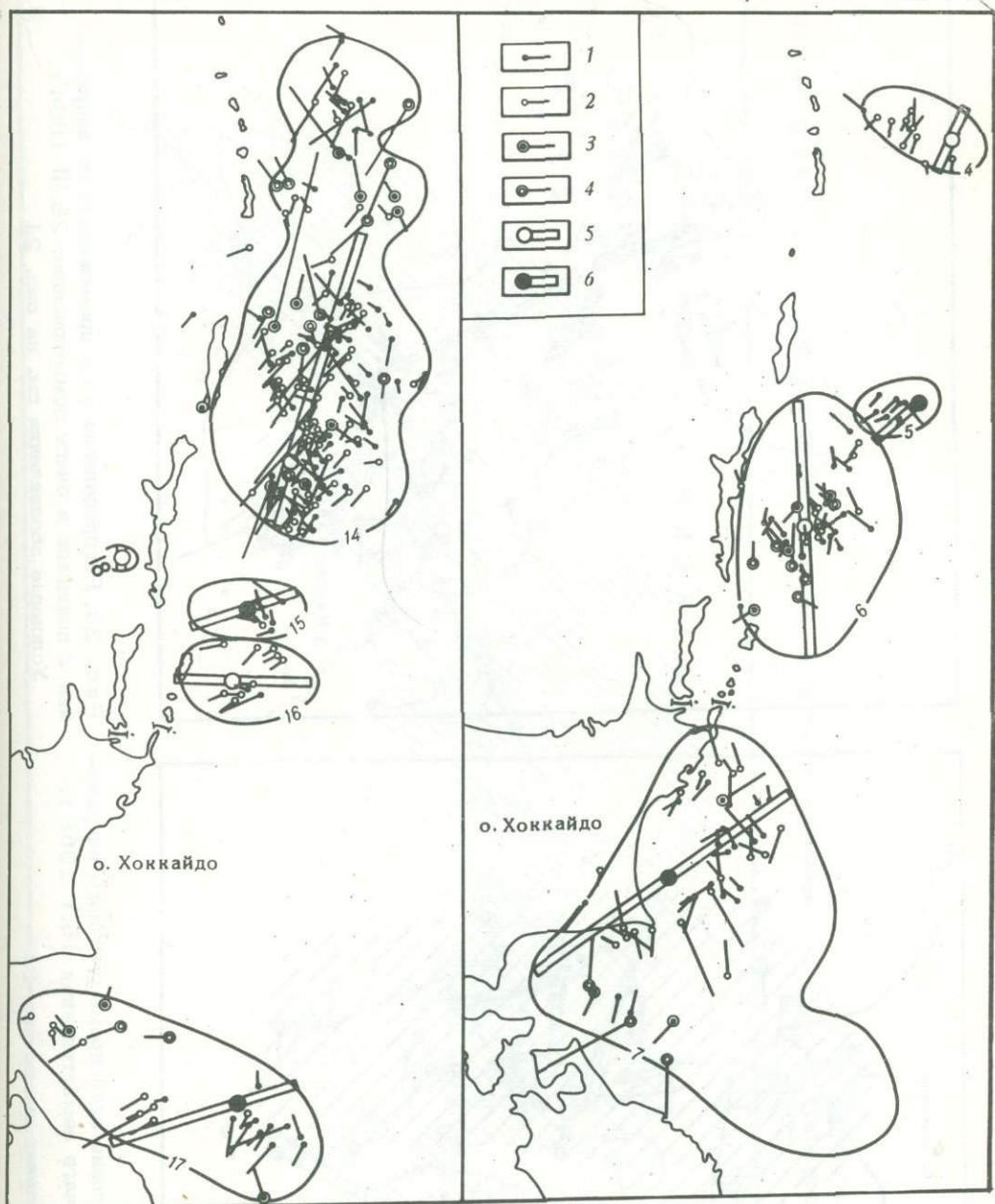
Рис. 21. Распределение осей промежуточного напряжения и подвижек в очаговых зонах землетрясений

1 - 27. XII 1959 г., 2 - 8. II 1965 г., 3 - 4. XI 1952 г., 4 - 28. VI 1963 г., 5 - 23. IV 1961 г., 6 - 6. XI 1958 г., 7 - 4. III 1952 г., 8 - 25. VII 1960 г., 9 - 4. V 1959 г., 10-28. XII 1959 г., 11 - 22. XII 1965 г., 12 - 26. XII 1959 г., 13 - 11. V 1966 г., 14 - 13. X 1963 г., 15 - 12. II 1961 г., 16 - 29. I 1968 г., 17-20. III 1960 г., 18 - 7. V 1962 г.

Афтершоки с подвижками: 1 - сбросо-сдвига, 2 - взбросо-сдвига; форшоки с подвижками: 3 - сбросо-сдвига, 4 - взбросо-сдвига; главные землетрясения с подвижками: 5 - сбросо-сдвига, 6 - взбросо-сдвига

Иключение составляет район Малой Курильской гряды и острова Кунашир, в котором геологами не отмечается интенсивных секущих нарушений, а по данным о "механизме очагов" они устанавливаются.

В Алеутской и Аляскинской зонах имеют место две-три системы продольных нарушений в виде сопряженных прогибов и подъемов. Из числа секущих Алеутскую дугу нарушений более интенсивны подъемы на более значительном фоне ее общего параллельного прогиба. В районе Аляски секущие нарушения развиты в очагах относительно слабо.



Как правило, плоскость подвижки, ориентированная вдоль простирания островных дуг, особенно в очагах крупнейших главных землетрясений, имеет крутой наклон и ее простиранние близко к проекции оси промежуточного напряжения на земную поверхность, т.е. к ориентации зоны разрушения. Взаимная ориентация плоскостей подвижек, определяемая по "механизму очагов", в большинстве случаев определяется вариантом 7, рассмотренным на рис. 4. Подвижки, возникающие в параллельных плоскостях относительно простиранния островных дуг, играют основную роль в создании поверхностных тектонических

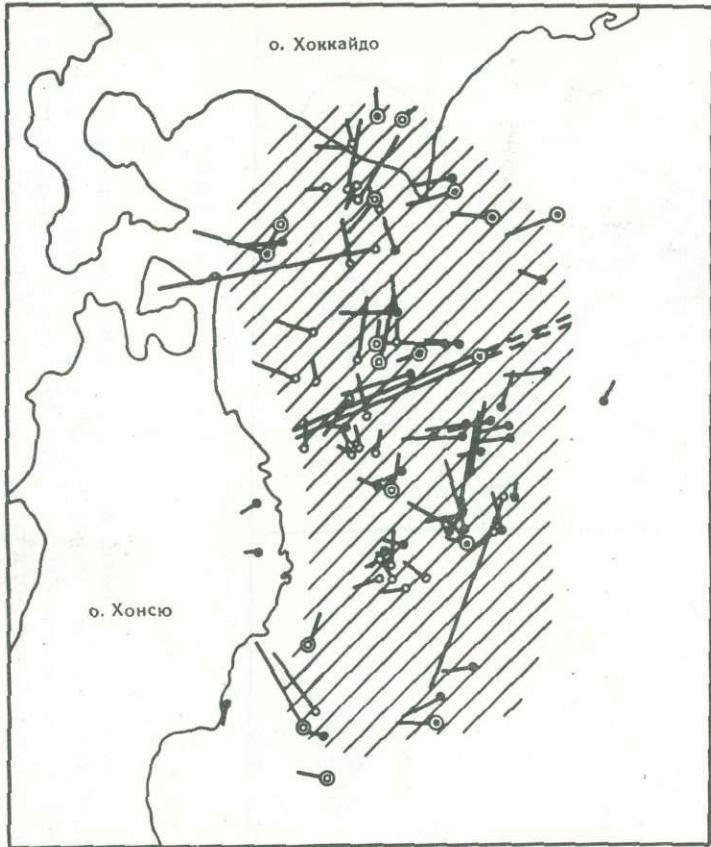


Рис. 22. Распределение осей промежуточного напряжения и подвижек в очаге землетрясения 16.V 1968 г.

Условные обозначения см. на рис. 21

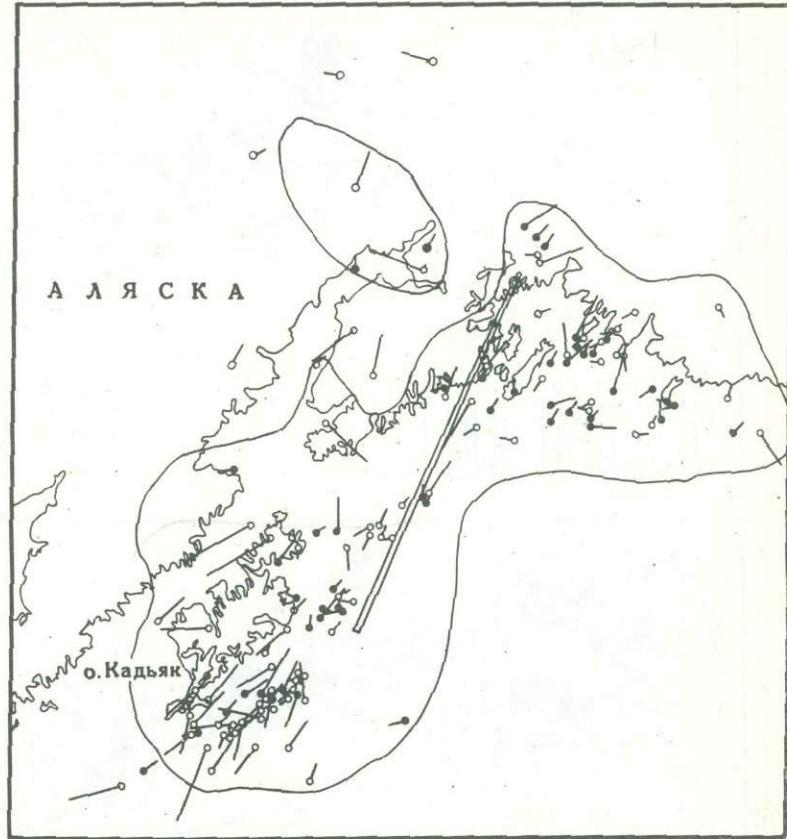


Рис. 23. Распределение осей промежуточного напряжения и подвижек в очаге землетрясения 28.III 1964 г.

Условные обозначения см. на рис. 21

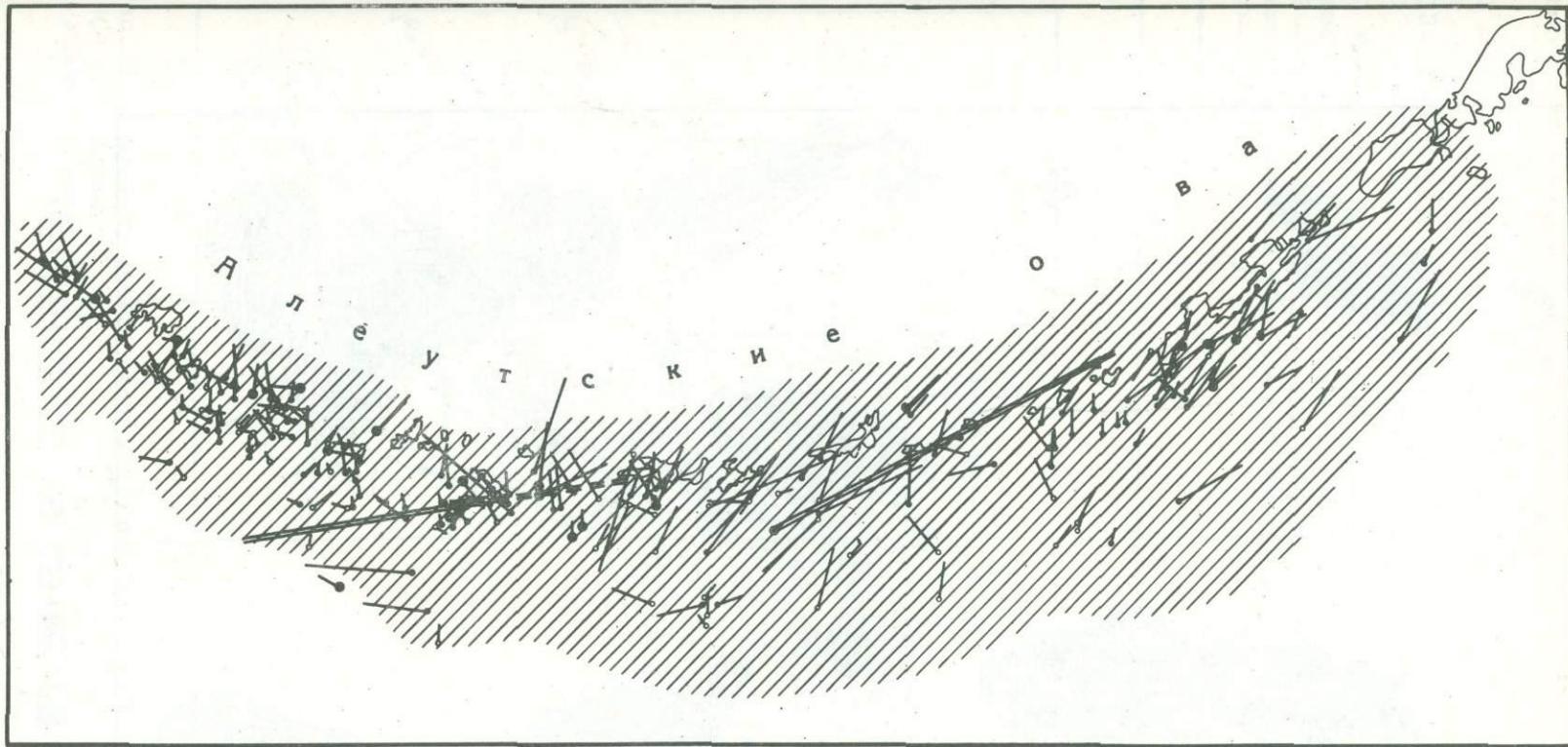
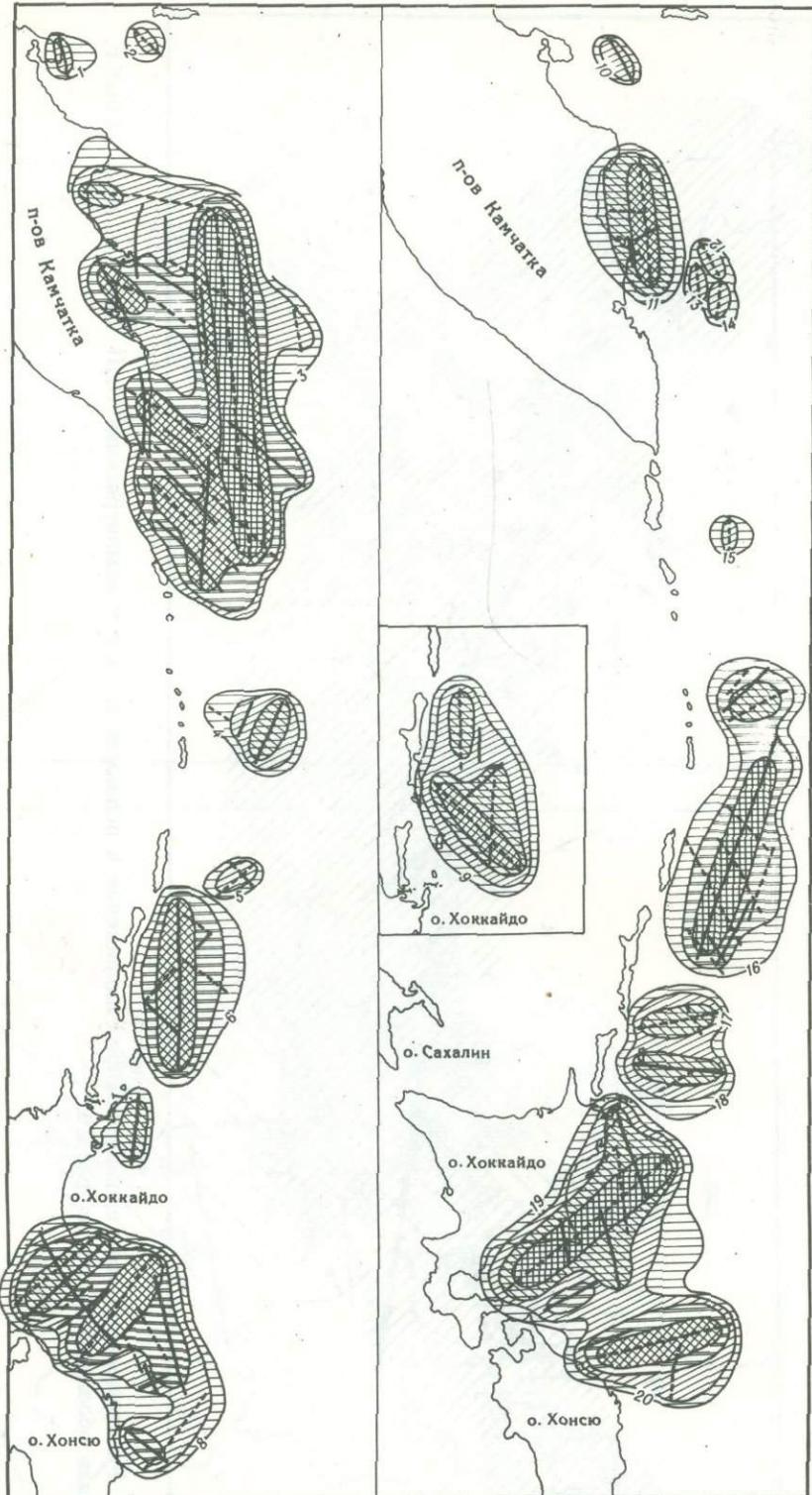


Рис.24. Распределение осей промежуточного напряжения и подвижек в очагах землетрясений 9.III 1957 г. и 4.II 1965 г.
Условные обозначения см. на рис.21



■ 1 ■ 2 ■ 3 ■ 4 ■ 5 ■ 6 ■ 7 ■ 8 ■ 9

Рис. 25.

Рис.25. Сейсмотектонические карты очаговых зон курило-камчатских и японских землетрясений

1 - 27.XII 1959 г., 2 - 8.II 1965 г., 3 - 4.XI 1952 г., 4 - 28.III 1963 г.,
5 - 23.IV 1961 г., 6 - 6.XI 1958 г., 7 - 11.VIII 1961 г., 8 - 16.V 1968 г.,
9 - 11.VIII 1969 г., 10 - 25.VII 1960 г., 11 - 4.V 1959 г., 12 - 28.XII 1959 г.,
13 - 22.XII 1965 г., 14 - 26.XII 1959 г., 15 - 11.V 1966 г., 16 - 13.X 1963 г.,
17 - 12.II 1961 г., 18 - 29.I 1968 г., 19 - 4.III 1952 г., 20 - 20.III 1960 г.

Величина $\Sigma E(M)/S_p(M)$, дж·км $^{-2}$, снятая с сейсмических разрывов главных землетрясений и афтершоков (в логарифмическом масштабе): 1 - 13,25; 2 - 12,75; 3 - 12,25; 4 - 11,5; 5 - 11,0; 6 - 10; 7 - 9,0; осредненное положение сейсмических разрывов с подвижками: 8 - вэбросо-сдвига, 9 - сбросо-сдвига

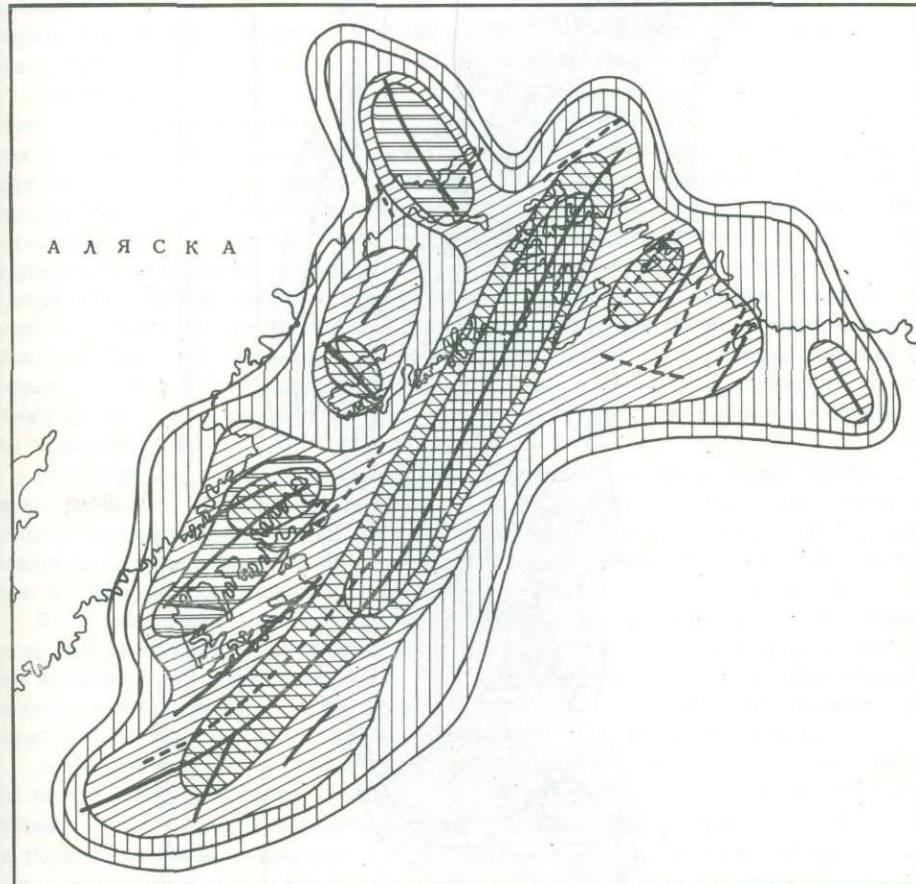


Рис.26. Сейсмотектоническая карта очаговой зоны землетрясения 28.III 1964 г. на Аляске

Условные обозначения см. на рис.25

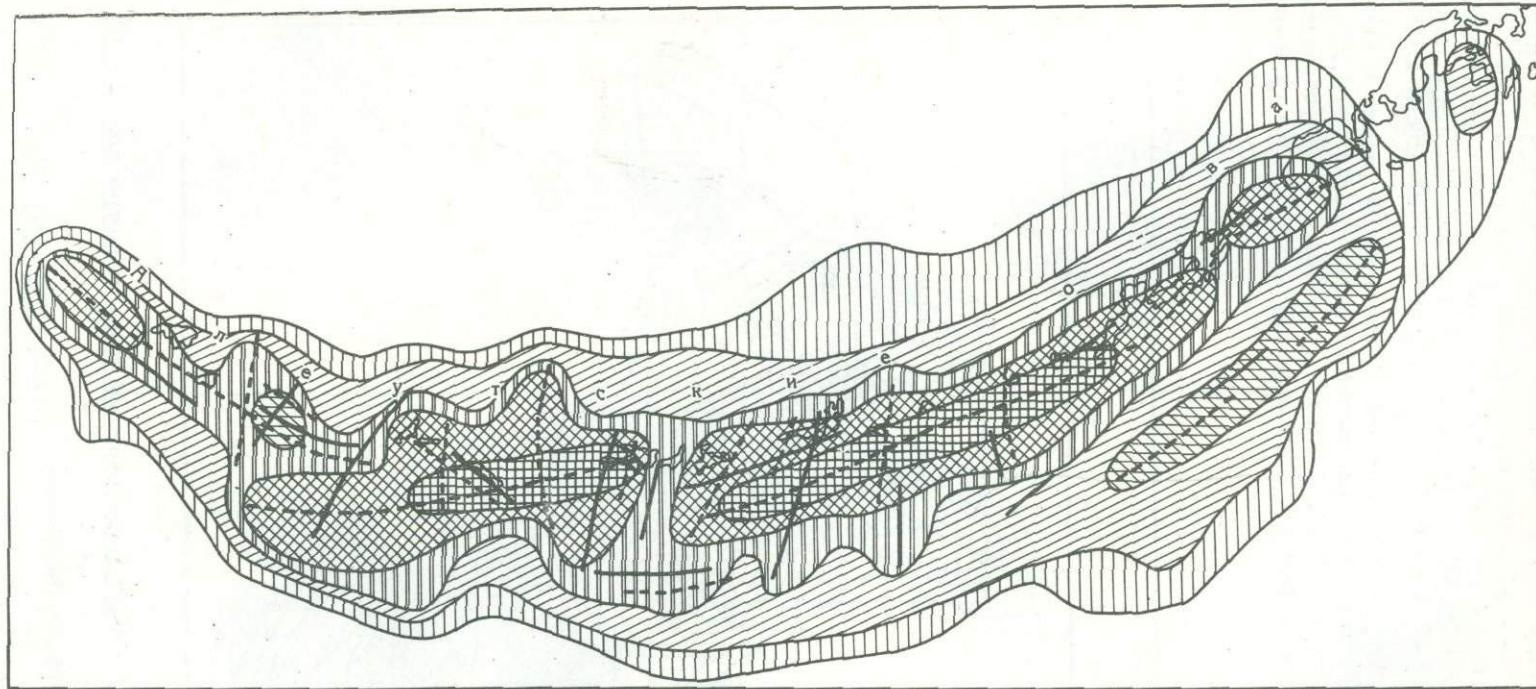


Рис. 27. Сейсмотектоническая карта очаговых зон алеутских землетрясений 9.III 1957 г. и 4. II 1965 г.
Условные обозначения см. на рис. 25

нарушений. Главный вклад очаговые дислокации вносят в деформации прогиба и подъема земной поверхности.

Таким образом, распределение очаговых дислокаций прогиба и подъема и система сейсмических разрывов достаточно хорошо согласованы с основными особенностями геоструктур регионов. Без искусственного выбора одной из плоскостей подвижек в качестве плоскости разрыва выяснена преимущественная роль одной из них в формировании структурного плана и показана возможность образования в очаговых зонах сопряженных прогибов и подъемов, характерных для современных геосинклинальных систем, к которым относятся рассматриваемые зоны (Яншин, 1966; Марков и др., 1967). Что особенно важно, выявлены места высвобождения максимальной энергии в очаговых зонах, являющиеся наиболее сейсмоопасными.

ВЫВОДЫ

Динамические характеристики очаговых зон землетрясений со сбросо-сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми подвижками изучены раздельно при использовании единых методов интерпретации и статистической обработки данных. Такое раздельное рассмотрение позволило выявить общие свойства процесса деформирования среды, связанного с формированием очагов, и процесса разрушения среды в очагах с различным типом дислокаций, а также их различия.

Напряженные состояния среды во всех рассмотренных очагах обладают статистической устойчивостью главных направлений, сменой ролей действующих в этих направлениях главных напряжений и соответствующей переориентацией плоскостей подвижек. С укрупнением очага в процессе разрушения его среды степень устойчивости главных направлений уменьшается. Связано это, по-видимому, с изменением ориентации структур в очагах большой протяженности, с появлением неупругой составляющей деформации и с усилившим влиянием смещений в разрывах главных землетрясений на остаточные деформации и напряжения в очагах, которые наиболее существенноказываются на изменениях направлений минимальных напряжений. Все это свидетельствует о подобии процессов деформирования в очаговых зонах с различными типами подвижек, поскольку особенности процессов разрушения среды зависят от напряженного и деформированного состояний среды накануне главного землетрясения.

Это подобие подчеркивается и наблюдениями над форшоками, которые изучены лишь для крупнейших землетрясений. Механизм образования крупных очагов, по-видимому, одинаков в условиях сжатия и растяжения и состоит в слиянии одинаковым образом деформированных объемов среды в более крупный, что должно сопровождаться упрочнением среды и ее консолидацией.

В то же время закономерности динамических параметров, выявленные в среднем для процессов разрушения среды в очаговых зонах и для их развертки во времени, обнаруживают существенные различия процессов деформирования и связанных с ними напряженных состояний среды в областях возникновения очагов со сбросо-сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми подвижками.

Землетрясения с взбросо-сдвиговыми подвижками в районе островных дуг на северо-западе Тихого океана на глубине до 60-80 км возникают в условиях всестороннего неравномерного сжатия. Максимальные сжатия близки к горизонтальным и значительно превосходят промежуточные и минимальные сжатия, которые по величине близки друг к другу и в процессе снятия напряжений и разрушения среды меняются ролью. В процессе деформирования среды, связанного с укрупнением очага и увеличением его энергии, соотношение интенсивности всех трех главных напряжений остается практически постоянным, что отвечает примерному равенству скорости деформирования во всех главных направлениях.

Землетрясения со сбросо-сдвиговыми подвижками возникают в условиях всестороннего неравномерного растяжения. Максимальные растяжения также близ-

ки к горизонтальным. Относительная интенсивность главных растяжений, зависит от размеров деформированной области, готовящейся стать очагом землетрясения. В процессе деформирования среды, связанного с укрупнением очага и его энергии, в условиях растяжения отношение интенсивности максимального и минимального напряжений остается примерно постоянным, а отношение интенсивности максимального и промежуточного главных напряжений уменьшается. Иными словами, интенсивность промежуточных напряжений растет быстрее, чем максимальных, и если в небольших очагах промежуточные напряжения по величине близки к минимальным, то в крупнейших очагах — к максимальным. В процессе снятия напряжений и разрушения среды максимальные и промежуточные напряжения меняются ролью. Следовательно, скорость деформирования в направлениях действия максимального и промежуточного напряжений не одинакова.

Об адекватности смоделированных и реальных напряженных состояний среды в очаговых зонах при существующих сейчас у сейсмологов методах исследований и данных наблюдений судить практически невозможно. В рамках принятых модельных представлений получена достаточно высокая согласованность модельных и эмпирических динамических параметров очагов.

Если в качестве основных тектонических элементов очага рассматривать плоскости подвижек и их направление, то интенсивность приуроченных к ним сейсмических разрывов, ориентированных параллельно и вкрест простирания островных дуг, оказывается одинаковой. Это противоречит наблюдаемому более высокому развитию продольных структур островных дуг по сравнению с секущими.

Если в качестве основного тектонического элемента очага рассматривать тип и интенсивность подвижек в зоне разрушения среды, приуроченной к оси промежуточного напряжения, проходящей через гипоцентр, то данные об этих элементах "механизма очагов" хорошо описывают структурный план регионов и соответствуют степени развитости продольных и секущих структур в островных дугах. На фоне медленного тектонического деформирования в очаговых зонах в зависимости от вида напряженного состояния среды может практически одновременно развиваться за короткие периоды времени до трех (иногда до шести) структурных элементов, ориентированных различным образом и характеризующихся различным типом подвижек.

Результаты изучения динамических параметров очагов позволяют сделать замечания общего характера. По наблюдениям над афтершоками (без рассмотрения главных землетрясений) и по относительно небольшим землетрясениям, составляющим непредставительную статистику, можно получить ошибочные заключения о виде напряженного состояния среды. Форшки и афтершоки наряду с самостоятельными землетрясениями вносят значительный вклад в формирование геоструктур. Лишь с учетом динамики очагов, определяемой по параметрам фор- и афтершоков, можно достаточно надежно выделить размеры области одинакового напряженного состояния, что очень важно при выявлении однородных по сейсмотектоническим параметрам областей для целей сейсмического районирования и описания глубинной сейсмотектоники.

Глава V. ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ И ИХ СВЯЗЬ С НАПРЯЖЕННЫМ СОСТОЯНИЕМ СРЕДЫ

Изменения во времени характера подвижек форшоков и афтершоков объясняются особенностями напряженных состояний среды в очаговых зонах накануне возникновения главных землетрясений. Вероятно, различия в процессах взаимодействия напряжений сжатия и растяжения со средой сказываются на соотношении между числом и интенсивностью сейсмических разрывов, т.е. на параметрах графика повторяемости. Сейчас имеются убедительные доказательства того, что свойства среды и механизма ее разрушения влияют на форму и наклон графика повторяемости и на распределение частоты и интенсивности сколов во времени (Виноградов, 1962, 1965; Mogi, 1962, 1963, 1967; Кузнецова, 1969; Виноградов, Мирзоев, 1970). Исходя из этого можно априори полагать, что параметры сейсмического режима меняются в процессе деформирования в разных динамических условиях по-разному. Поэтому особенно важно проследить изменения параметров форшоков и афтершоков с тем, чтобы установить их закономерности и связать их с закономерностями изменения напряженных состояний.

Опубликованные эмпирические данные об изменениях во времени параметров графика повторяемости до и после возникновения крупных землетрясений, насколько нам известно, очень ограничены (Utsu, 1962; Каток, 1965; Matsushiro Earthquake..., 1967; Мамадалиев, 1967; Федотов и др., 1969). Данные эти довольно разноречивы. Для двух курильских землетрясений (6.XI 1958 г. и 13.X 1963 г.) отмечено понижение b перед главными толчками, его скачок вверх после главных толчков и последующее убывание в процессе афтершоков (Федотов и др., 1969). Для таджикских землетрясений отмечается убывание b перед главными землетрясениями и последующее после них почти монотонное возрастание (Мамадалиев, 1967). Землетрясение 26.XI 1930 г. в районе Иду (Япония) сопровождалось повышением b до главного толчка и понижением его в афтершоках (Matsushiro Earthquake..., 1967).

Более многочисленные, но не менее разноречивые данные имеются о средних значениях параметров графика повторяемости серий форшоков и афтершоков в целом. Для японских землетрясений отмечены более низкие значения b в форшоках по сравнению с афтершоками и самые разнообразные их абсолютные значения (Utsu, 1957, 1961, 1969; Tsuboi, 1957; Matumoto, 1959; Syehiro et al., 1964; Inouye, 1965; Mogi, 1967; и др.). В районах Средней Азии и Калифорнии наклон графика повторяемости афтершоков совпадает с наклоном графика повторяемости всей совокупности землетрясений (Бунэ, 1960; Каток, 1965; Рихтер, 1963;). В Прибайкалье и Монголии угловые коэффициенты графиков повторяемости афтершоков выше, чем для совокупности всех землетрясений (Пшениников, 1965).

Приведенные результаты изучения режима очагов не вносят ясность в вопрос о связи между параметрами графика повторяемости самостоятельных землетрясений и афтершоков с форшоками. Режим внутри очаговых зон наряду с параметрами графика повторяемости можно характеризовать общим числом толчков выше некоторого энергетического уровня, величинами сейсмической энергии и интенсивностью подвижек или максимальных касательных напряже-

ний. В большинстве случаев эти характеристики используются для описания форшоков и афтершоков. В некоторых работах (Mogi, 1962, 1963; Yamakawa, 1968) отмечено большое многообразие распределения числа форшоков и афтершоков во времени, зависящее, по мнению К. Моги, от свойств неоднородности среды в очаговых зонах.

Для выяснения возможности описывать физико-тектонические особенности в областях возникновения землетрясений по параметрам сейсмического режима необходимо изучить закономерности последних в зависимости от механизма разрушения, характеризовать который можно с помощью напряженного состояния. Ввиду недостатка данных наблюдений определить напряженное состояние в очаге каждого землетрясения по динамическим параметрам афтершоков не представляется возможным.

Идентификацию землетрясений по условиям напряженного состояния среды можно осуществлять с помощью подвижек, возникающих в главных толчках. Как было отмечено в предыдущей главе, можно считать, что в очаговых зонах землетрясений со сбросо-сдвиговыми и сбросовыми подвижками действует механизм растяжения, а с вбросовыми или вбросо-сдвиговыми подвижками — механизм сжатия. Сейсмический режим для очагов с разным механизмом разрушения и соответствующим напряженным состоянием среды рассмотрим раздельно.

Наиболее благоприятными для изучения процессов в очагах являются крупнейшие землетрясения ($M > 7,75$). Наблюдения над фор- и афтершоками не требуют большой детальности, так как даже при относительно высоком энергетическом уровне представительности исходный материал оказывается достаточным для надежного определения параметров сейсмического режима. Изучение сейсмического режима в очаговых зонах крупнейших землетрясений, кроме того, способствует разработке методов прогноза. В частности, в целях прогноза максимальных землетрясений на разных этапах сейсмического цикла С.А. Федотовым прослежен режим в крупных очагах Курило-Камчатских и японских землетрясений (Федотов, 1965, 1968, 1969; и др.). Надежно С.А. Федотовым установлены закономерности среднего хода во времени величины активности, энергии и магнитуды. На основании этих закономерностей и пространственного распределения очаговых зон составлена первая прогнозная схема для 13 участков Курило-Камчатской зоны. Переход от рассмотрения сейсмичности как совокупности случайных в пространстве и времени событий к представлениям о существовании между ними закономерных связей уже предусматривает взаимную связь сейсмического режима и процесса деформирования реальной среды, однако с этих позиций С.А. Федотов выявленные им закономерности не обсуждает.

Выявление закономерностей параметров сейсмического режима, отражающих действующий в реальной среде механизм разрушения, позволит связать сейсмический режим с напряженным состоянием. Всего рассмотрено 33 серии афтершоков. Сведения о главных землетрясениях приведены в табл. 15.

Большинство из рассмотренных очаговых зон распределено в Курило-Камчатском регионе (см. рис. 24-26). Все они разобщены пространственно или во времени. Даже в тех случаях, когда очаговые зоны перекрываются, а это наблюдается в 22 случаях из 33, разделяющее землетрясения время достаточно велико и превосходит длительность процесса афтершоков, которая установлена по рассматриваемым очагам эмпирическими соотношениями:

$$\log t \text{ (сут.)} = -5,94 + 1,1M \quad (V.1a)$$

$$M = 5,66 + 0,81 \log t; \quad (V.1b)$$

при $\sigma_{\log t} = 0,31$; $\sigma_M = 0,6$; $r = 0,94$; $n = 33$; $P_r > 0,99$. Как правило, все рассмотренные землетрясения возникли на фоне слабой сейсмичности. Все это позволило довольно уверенно выделить серии афтершоков из всей совокупности

Таблица 15

Сводка главных землетрясений

№ п.п.	Дата	Момент очага, часы-минуты	Координаты гипоцентра			M
			Северная широта, градусы	Восточная долгота, градусы	H, км	

Условия сжатия

1	10.II 1945 г.	13-58	40,9	143,1	20	7,25
2	6.XI 1958 г.	22-58	44,3	148,5	80	8,25
3	27.XII 1959 г.	15-53	56,0	162,9	40	6,75
4	11.VIII 1961 г.	15-51	41,8	145,6	30	6,75
5	7.V 1962 г.	17-39	45,0	147,0	30	6,5
6	28.VI 1963 г.	21-55	46,3	153,9	40	7,25
7	13.X 1963 г.	05-18	44,6	149,7	20	8,25
8	28.III 1964 г.	03-36	61,0	147,8*	30	8,5
9	8.II 1965 г.	15-46	55,0	165,0	20	6,25
10	11.VI 1965 г.	03-33	44,5	149,1	30	7,0
11	13.XII 1965 г.	10-52	44,7	150,2	30	6,75
12	19.III 1967 г.	04-01	45,4	151,4	40	7,0
13	29.II 1968 г.	10-19	43,3	147,0	40	7,5
14	20.V 1968 г.	21-09	44,8	150,3	50	7,25

Условия растяжения

15	2.III 1933 г.	02-31	39,1	144,7	20	8,25
16	2.XI 1936 г.	20-46	38,2	142,2	40	7,75
17	5.XI 1938 г.	17-43	37,1	141,7	20	8,0
18	4.III 1952 г.	01-22	42,3	143,8	20	8,25
19	4.XI 1952 г.	16-58	52,0	161,0	30	8,5
20	9.III 1957 г.	14-22	51,3	175,8*	30	8,5
21	4.V 1959 г.	07-15	52,7	160,2	20	7,75
22	26.XII 1959 г.	22-02	52,0	160,7	40	6,5
23	28.XII 1959 г.	07-20	52,3	160,8	40	6,75
24	20.III 1960 г.	17-07	39,8	143,5	20	8,0
25	25.VII 1960 г.	03-41	55,3	163,8	30	6,25
26	3.IX 1960 г.	23-46	44,5	149,4	20	6,25
27	12.II 1961 г.	21-53	43,8	147,8	20	7,25
28	23.IV 1961 г.	09-01	44,9	150,6	20	6,75
29	4.II 1965 г.	05-01	51,3	178,6	30	8,25
30	22.XII 1965 г.	00-28	52,3	160,7	10	6,25
31	11.V 1966 г.	14-17	49,0	156,1	15	6,25
32	16.V 1968 г.	00-48	40,7	143,7	20	8,0
33	11.VIII 1969 г.	21-27	43,5	147,6	20	8,0

Примечание. Звездочкой отмечена западная долгота.

Классификация землетрясений по условиям возникновения произведена по результатам наших определений "механизма очагов". Для землетрясений, произошедших 10.II 1945 г., 6.XI 1958 г., 11.VIII 1961 г., 2.XI 1936 г., 4.III 1952 г., 4.V 1959 г., 20.III 1960 г., 12.II 1961 г. (Wickens, Hodgson, 1967), 28.III 1964 г. (Harding, Algemissen, 1969), 4.II 1965 г. (Stauder, 1968), получены одинаковые с установленными нами подвижки.

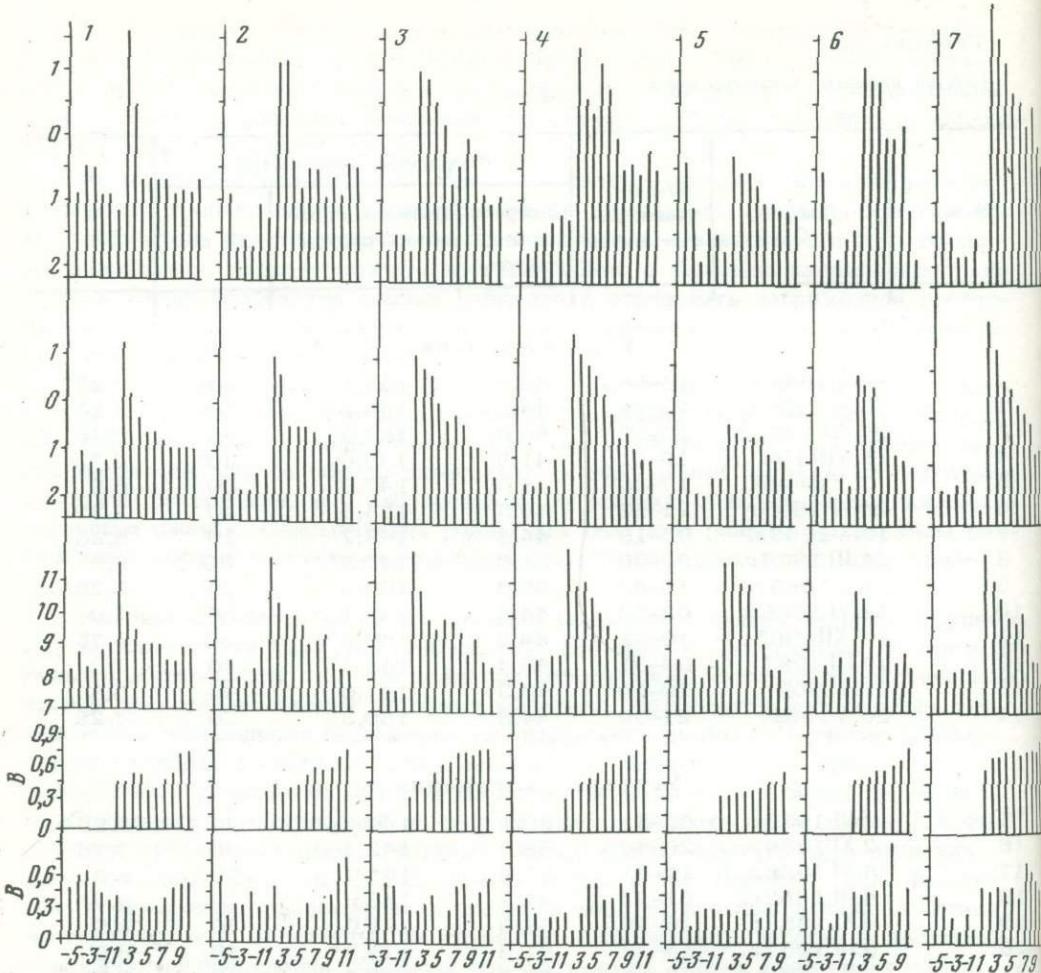


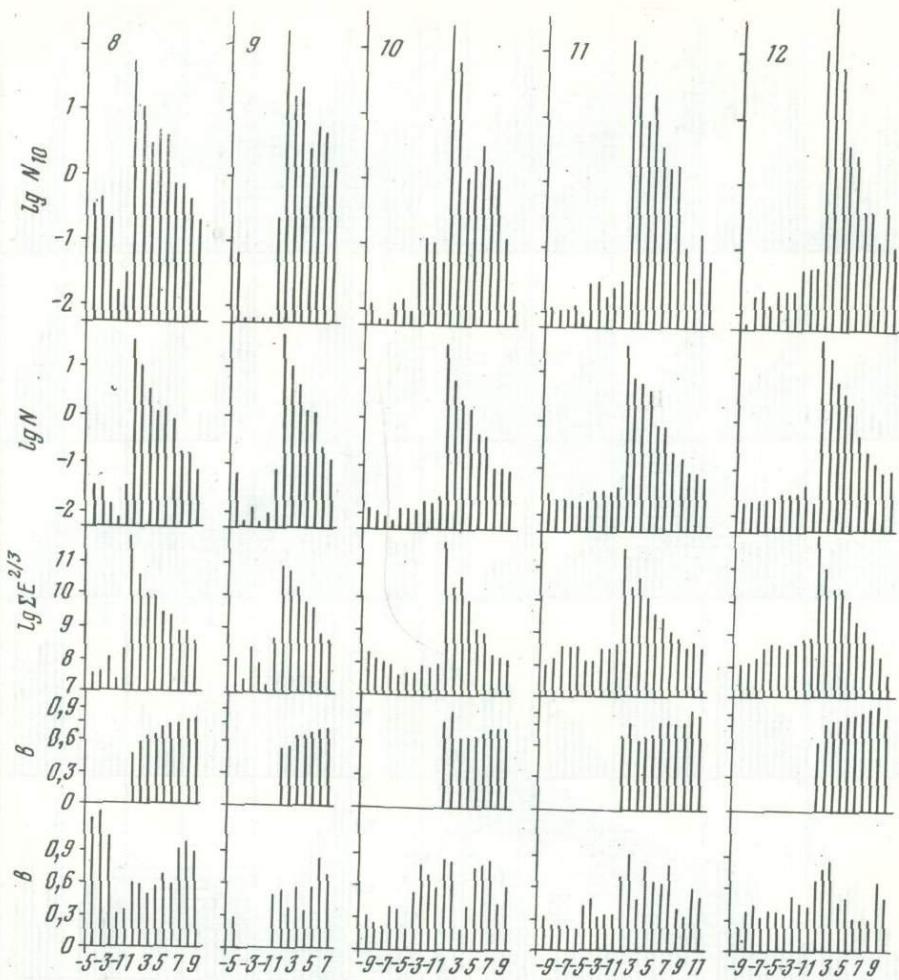
Рис. 28. Распределение параметров сейсмического режима во времени в очаговых зонах катастрофических землетрясений

В условиях растяжения: 1 - 2.III 1933 г., 2 - 4.III 1952 г., 3 - 4.XI 1952 г., 4 - 9.III 1957 г., 5 - 4.V 1959 г., 6 - 20.III 1960 г., 7 - 4.II 1965 г., 8 - 16.V 1968 г., 9 - 11.VIII 1969 г. В условиях сжатия: 10 - 6.XI 1958 г., 11 - 13.X 1963 г., 12 - 28.III 1964 г.

землетрясений, установить по ним области очагов и выбрать для этих областей толчки, предшествовавшие главному землетрясению.

Лишь для катастрофических землетрясений ($M > 7,75$) удалось проследить сейсмический режим в очаговых зонах до возникновения главных толчков. Для относительно небольших землетрясений даже последнего времени, когда сеть сейсмических станций достаточно развита, данные наблюдений недостаточны для надежного определения параметров режима в периоды, соизмеримые с продолжительностью их подготовки. Для выявления сейсмических особенностей форшоков и выделения их на фоне спокойного режима в рассмотрение включены по возможности достаточно продолжительные периоды, наблюдений.

Закономерности изменения параметров сейсмического режима во времени в очаговых зонах катастрофических землетрясений рассмотрены для каждого



Наблюдения над форшоками за одногодовые периоды, над афтершоками – за равные в логарифмическом масштабе периоды (сутки): 1 – от 0 до 1; 2 – от 1 до 2; 3 – от 3 до 7; 4 – от 8 до 15; 5 – от 16 до 31; 6 – от 32 до 63; 7 – от 64 до 127; 8 – от 128 до 257; 9 – от 258 до 511; 10 – от 512 до 1023; 11 – от 1024 до 2047

очага в отдельности и для объединенной их совокупности. Такое объединение вполне правомерно в связи с тем, что закономерности изменения динамических параметров и напряженного состояния среды в очаговых зонах с однотипными подвижками при главных землетрясениях примерно равной величины существенно подобны. Относительно небольших очагов ($M \leq 7,5$) эти закономерности рассмотрены только для объединенных совокупностей афтершоков землетрясений, отличающихся по магнитуде на 0,25. Такое объединение сокращает число результирующих данных, но увеличивает их надежность, поскольку в каждом отдельном очаге данные об афтершоках за короткие периоды наблюдений малочисленны.

Объектом нашего исследования является очаг землетрясения, поэтому все количественные характеристики отнесены ко всему очагу в целом, а не к единице его площади и объема. Эти характеристики оценивались за короткие периоды времени, особенно непосредственно после главных толчков, поэтому все

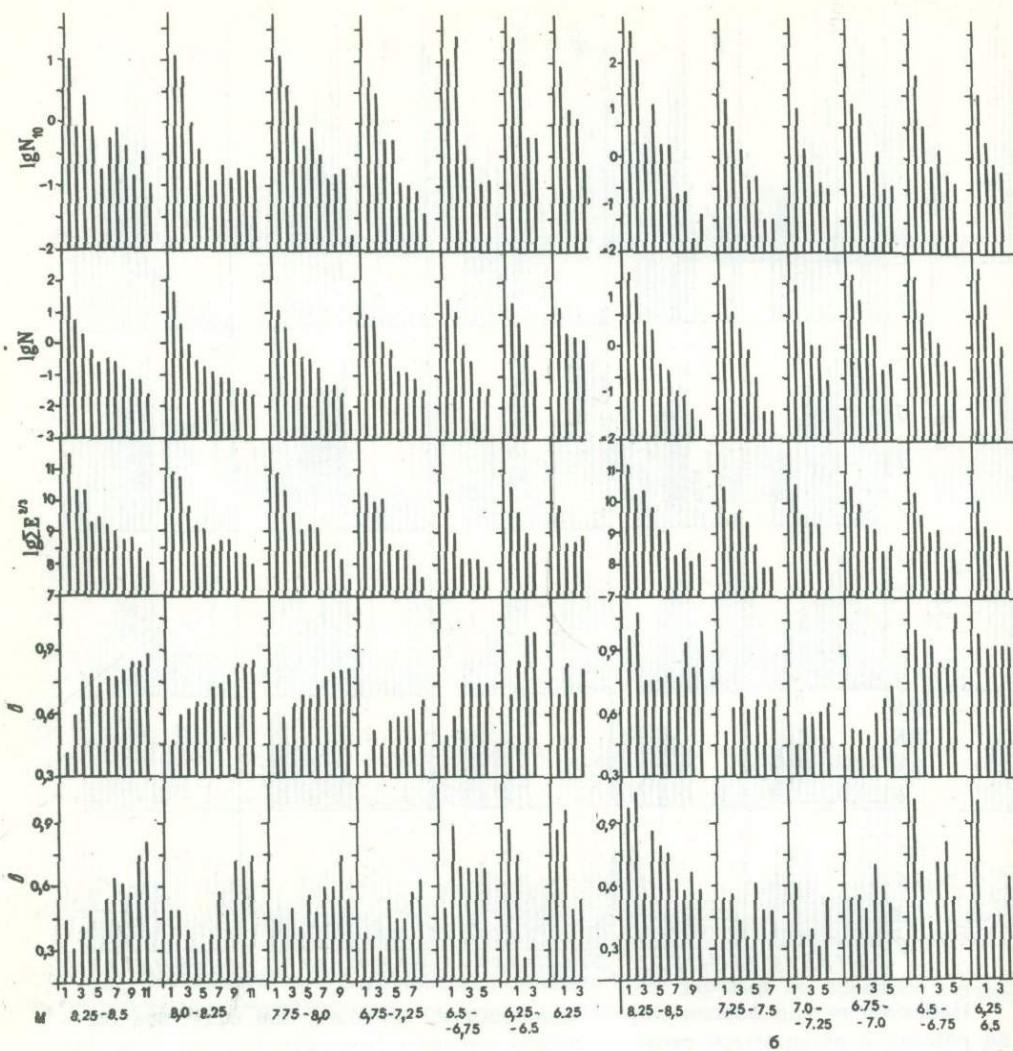


Рис. 29. Распределение во времени осредненных параметров афтершоков, сопровождавших землетрясения разной величины в условиях растяжения (а) и сжатия (б)

Интервалы наблюдений см. на рис. 28.

меры сейсмичности отнесены к 1 суткам. Перед главными землетрясениями они оценивались за однолетние (реже трехлетние) периоды, в афтершоках — за логарифмически равные интервалы времени, исчисляемые в сутках. Распределения параметров режима в очаговых зонах во времени приведены на рис. 28, 29.

V.1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ФОРШОКОВ И АФТЕРШОКОВ ВО ВРЕМЕНИ

Распределения во времени числа толчков и величины активности

В очаговых зонах отдельных крупных землетрясений намечаются самые разнообразные тенденции в изменении числа толчков с $M > 5,0$ во времени до главного землетрясения (см. рис. 28). Аналогичная картина наблюдается и в очагах японских землетрясений (Mogi, 1962, 1963; Yamakawa, 1968).

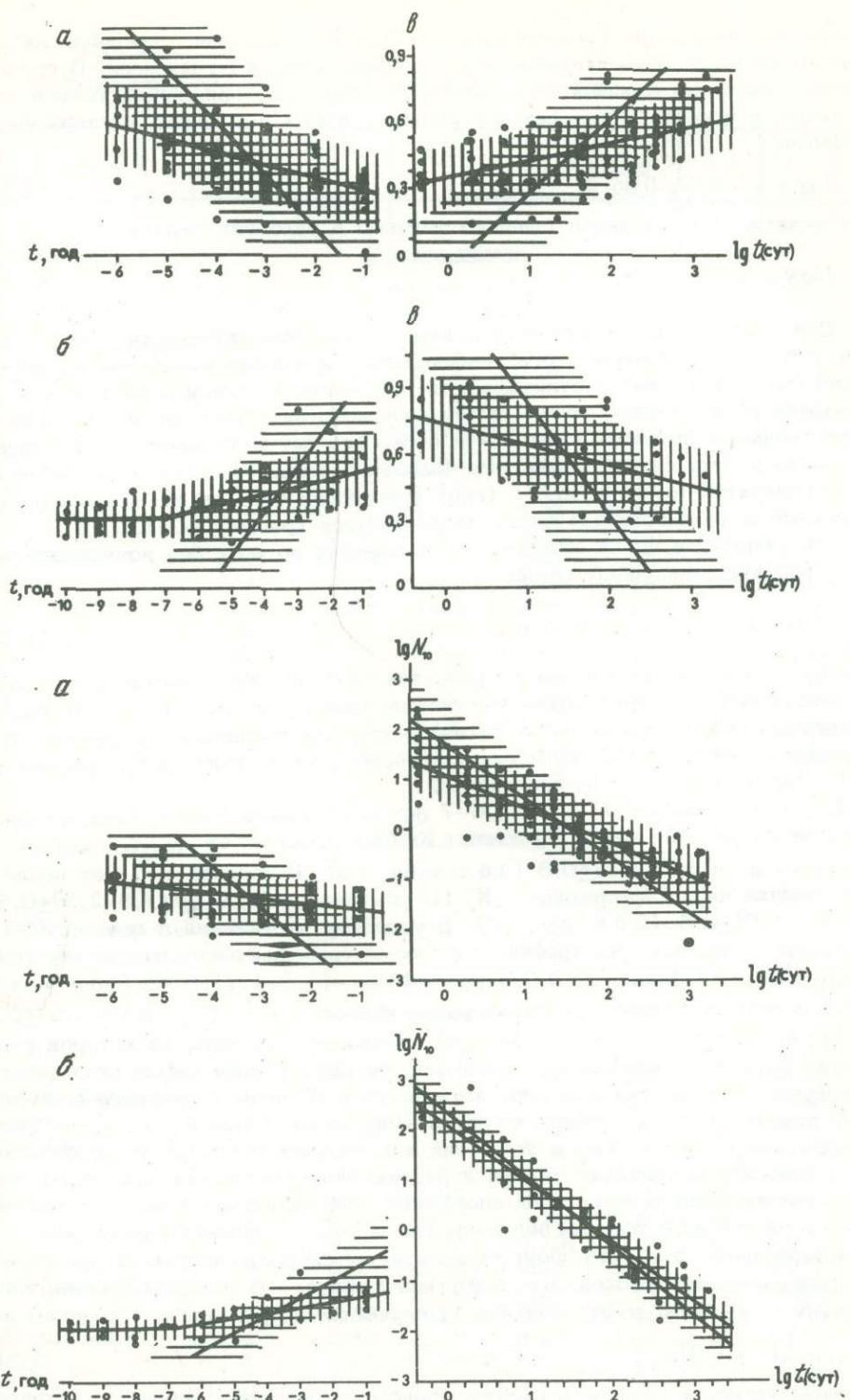


Рис. 30. Распределение во времени параметров графика повторяемости до и после катастрофических землетрясений в условиях растяжения (а) и сжатия (б)

Обобщение всех данных уничтожает эти слабые тенденции, определяя их случайный характер относительно среднего хода толчков во времени. В среднем число толчков на площади очага крупного землетрясения, приходящееся на 1 сутки, в течение 6 лет перед главным толчком в условиях растяжения составляет

$$\log N = -1,5 \pm 0,36, \quad (V.2)$$

и в течение 10 лет перед главным толчком в условиях сжатия —

$$\log N = -1,7 \pm 0,38. \quad (V.3)$$

Для обобщенной совокупности данных о величине активности (число толчков с $K=10$ на площади очага) наблюдаются значимые изменения во времени (рис. 30), существенно отличающиеся для условий сжатия и растяжения: в условиях растяжения величина активности монотонно убывает до момента главного толчка, в условиях сжатия — за несколько лет до главного толчка начинает возрастать. В табл. 16 приведены числовые выражения этих зависимостей в координатах $\log N$ и $\log t$ (год) (регрессия б). Там же приведены аналогичные зависимости для всего числа толчков (регрессия а).

Распределение числа афтершоков во времени во всех без исключения случаях подчиняется закону Омори

$$N(t) = Pt^{-p}, \quad (V.4)$$

линейному в логарифмических координатах. Аналогичному закону с показателем p_1 подчиняются распределения во времени числа толчков с $K=10$. В табл. 16 приведены результаты расчета прямой регрессии указанных распределений в логарифмических координатах для суммарного числа толчков (регрессия а) и для толчков с $K=10$ (регрессия б).

В условиях сжатия в течение 6–7 лет до главного толчка катастрофического землетрясения число форшоков с $K=10$ возрастает от $\log N_{10} = -(1,7-1,9) \pm 0,3$ до $-(1,0-1,1) \pm 0,3$ (1 б в табл. 16). В течение 6–7 лет после главного толчка число афтершоков с $K=10$ убывает от $\log N_{10} = -(1,8-2,3) \pm 0,5$ до $-(1,65-1,9) \pm 0,5$ (2 б в табл. 16). В условиях растяжения в течение 6–7 лет до главного толчка катастрофического землетрясения рассматриваемая величина убывает от $\log N_{10} = (0,9-1,0) \pm 0,45$ до $-(1,6-1,7) \pm 0,45$ (9 б в табл. 16), а после главного толчка за это же время убывает от $\log N_{10} = (0,8-1,2) \pm 0,6$ до $-(1,0-1,1) \pm 0,6$ (10 б в табл. 16). Поскольку площадь, на которой распределены форшоки и афтершоки, одинакова, то приведенные цифры указывают на примерное постоянство величины активности в периоды спокойного сейсмического режима, которые предшествуют формированию очага и следуют за разрушением среды в нем. Кроме того, так как площади очагов катастрофических землетрясений в условиях сжатия и растяжения практически одинаковы, то величина активности в периоды спокойного сейсмического режима в условиях сжатия на 0,6–0,9 порядка величины ниже, чем в условиях растяжения.

Коэффициент $p = -d\log N/d\log t$ характеризует скорость затухания процесса возникновения афтершоков, т.е. деформаций скола. В условиях сжатия коэффициент p не зависит от величины главного землетрясения и в среднем равен

$$p = 1,17 \pm 0,09. \quad (V.5)$$

Следовательно, в условиях сжатия процесс разрушения среды происходит при одинаковом затухании числа афтершоков, отнесенного к одним суткам, независимо от размеров очаговой зоны (рис. 31). В то же время, между коэффициентом p_1 и величиной главного землетрясения имеет место слабая положительная корреляция (рис. 31), определяемая уравнениями регрессий

$$p_1 = 0,44 + 0,11M, \quad (V.6a)$$

Таблица 16

Распределения числа афтершоков и форшоков во времени

№ п.п.	M	Регрес- сия	$\log P$, P_1	P, P_1	$\delta \log N$	$\delta \log t$	n	r	P_r
<u>Условия сжатия</u>									
Форшоки									
1	Катастрофичес- кая	a	-1,7	0,0	0,38	-	28	0,0	-
		b	-1,05	0,12	0,28	1,42	18	-0,58	0,98
Афтершоки									
2	Та же	a	1,27	0,92	0,21	0,23	30	-0,96	0,99
		b	2,05	-1,17	0,46	0,37	30	-0,93	0,99
3	8,25-8,5	a	1,27	-1,05	0,35	0,34	10	-0,89	0,99
		b	2,38	-1,42	0,26	0,17	10	-0,89	0,99
4	7,25-7,5	a	1,09	-1,19	0,06	0,05	7	-0,99	0,99
		b	0,94	-1,17	0,18	0,15	7	-0,97	0,99
5	7,0-7,25	a	0,93	-1,09	0,21	0,2	5	-0,95	0,98
		b	0,62	-1,05	0,16	0,15	5	-0,97	0,99
6	6,75-7,0	a	0,9	-1,04	0,25	0,23	6	-0,95	0,98
		b	0,59	-1,0	0,35	0,31	6	-0,9	0,98
7	6,5-6,75	a	0,81	-0,94	0,09	0,1	6	-0,99	0,99
		b	0,74	-1,05	0,63	0,51	6	-0,71	0,94
8	6,25-6,5	a	1,0	-1,0	0,12	0,12	4	-0,99	0,98
		b	0,51	-1,24	0,18	0,15	4	-0,97	0,95
<u>Условия растяжения</u>									
Форшоки									
9	Катастрофичес- кая	a	-1,5	0,0	0,36	-	-	0,0	-
		b	-1,7	-0,11	0,45	1,52	44	0,37	0,98
Афтершоки									
10	Та же	a	1,05	-0,74	0,22	0,27	59	-0,97	0,99
		b	0,78	-0,6	0,63	0,72	87	-0,68	0,99
11	8,25-8,5	a	0,8	-0,77	0,16	0,22	11	-0,98	0,99
		b	0,42	-0,4	0,33	0,56	11	-0,8	0,99
12	8,0-8,25	a	0,8	-0,85	0,31	0,36	11	-0,95	0,99
		b	0,37	-0,51	0,42	0,66	11	-0,8	0,99
13	7,75-8,0	a	0,79	-0,95	0,11	0,11	10	-0,99	0,99
		b	0,79	-0,77	0,26	0,32	10	-0,96	0,99
14	6,75-7,25	a	0,89	-1,02	0,13	0,12	8	-0,99	0,99
		b	0,5	-0,86	0,16	0,18	8	-0,98	0,99
15	6,5-6,75	a	0,89	-1,19	0,15	0,19	6	-0,99	0,99
		b	0,53	-1,11	0,53	0,41	6	-0,82	0,95
16	6,25-6,5	a	0,56	-1,58	0,21	0,13	4	-0,97	0,98
		b	0,65	-1,35	0,33	0,17	4	-0,96	0,95

Примечание. В табл. 16 и в последующем изложении к катастрофическим отнесена вся совокупность землетрясений с $M > 7,75$.

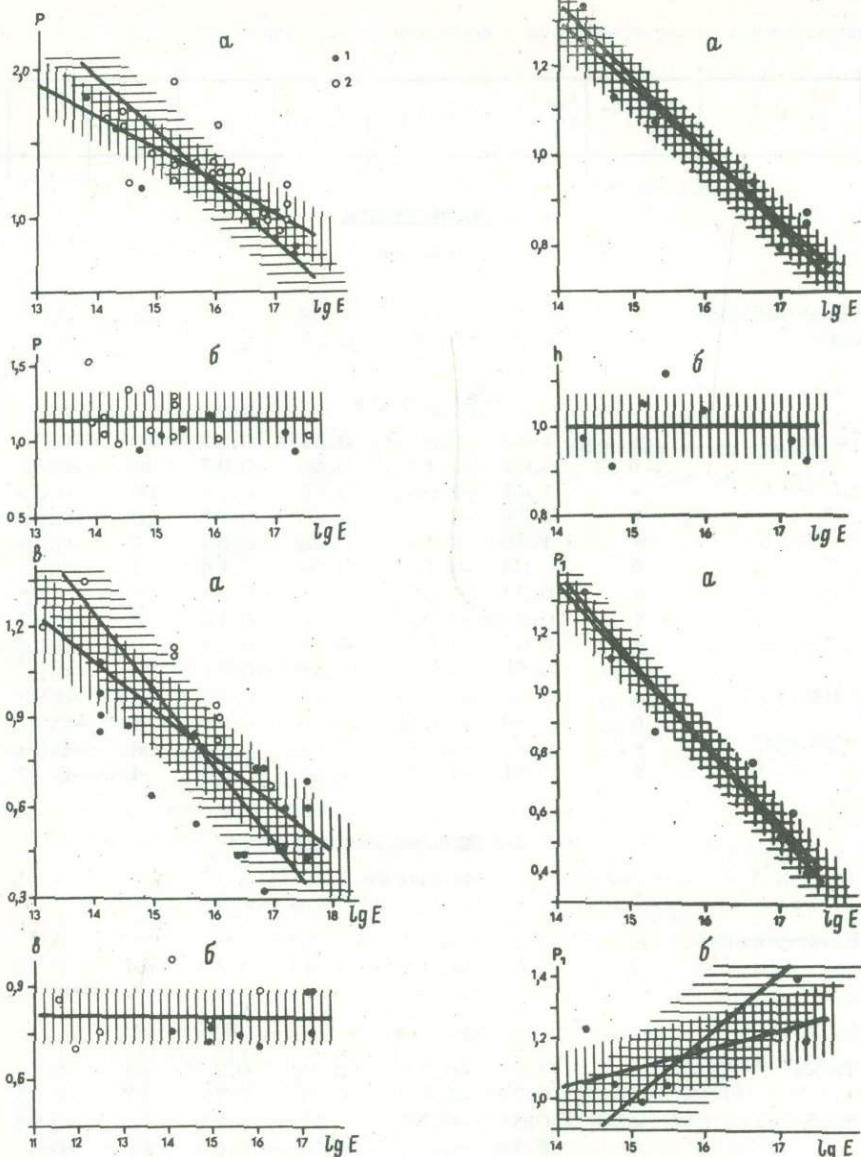


Рис. 31. Соотношения между величиной главного землетрясения и параметрами афтершоков в условиях растяжения (а) и сжатия (б)

Данные наблюдений: 1 – по Курило-Камчатской зоне, 2 – по Японской зоне

$$M = 4,0 + 23,3p_1, \quad (V.66)$$

при $\sigma_{p_1} = 0,12$; $\sigma_M = 0,64$; $r = 0,54$; $n = 14$; $P_r = 0,89$. Иными словами, величина активности в процессе афтершоков убывает тем быстрее, чем крупнее землетрясение.

В условиях растяжения между значением p и величиной главного землетрясения существует значимая отрицательная корреляция (рис. 31), аппроксимируемая уравнениями регрессий

$$p = 3,4 + 0,33M, \quad (V.7a)$$

Таблица 17

Сводка данных о параметрах афтершоков

Землетрясения	Координаты эпицентра		M	р	т	в	у	Ссылки*
	Северная широта, градусы	Восточная долгота, градусы						
Условия сжатия								
7.IX 1893 г.	32,0	130,0	6,4	1,36	-	-	-	1, 2a
11.XI 1918 г.	36,4	137,9	6,1	1,13	-	-	-	1, 2a
28.X 1891 г.	35,4	136,4	8,4	1,04	-	-	-	1, 2a
1.IX 1923 г.	35,3	139,2	8,2	1,07	-	-	-	1, 2a
7.III 1927 г.	35,6	135,1	7,5	1,0	-	0,9	0,6	1, 3-5
7.III 1927 г.	35,6	135,1	7,5	1,1	-	0,8	0,53	6
21.IX 1931 г.	36,1	139,2	7,0	1,25	-	0,7	0,47	1, 6, 7
2.XI 1931 г.	32,2	132,1	6,6	-	-	0,8	0,53	6, 7
21.II 1936 г.	34,5	135,7	6,4	1,3	-	0,9	0,6	6, 7
27.I 1937 г.	32,8	130,8	5,0	1,37	-	-	-	1, 2
2.VIII 1940 г.	44,1	139,5	7,0	1,4	-	-	-	1, 2
2.VIII 1940 г.	44,1	139,5	7,0	1,8	-	1,5	1,0	6
15.VIII 1941 г.	36,7	138,3	6,25	1,05	-	-	-	1, 6, 7
11.IV 1943 г.	36,3	141,3	6,6	-	-	0,5	0,33	6, 7
12.VIII 1943 г.	37,3	139,7	6,1	1,54	-	-	-	1, 7
10.IX 1943 г.	35,5	134,2	7,4	1,36	1,83	-	0,55	1, 7
10.IX 1943 г.	35,5	134,2	7,4	1,2	-	1,0	0,67	6
10.II 1954 г.	40,9	142,1	7,3	-	-	0,4	0,27	2, 6
12.V 1948 г.	37,8	142,3	7,0	-	-	0,6	0,4	2, 6
26.XII 1949 г.	36,7	139,7	6,75	1,35	1,8	-	0,53	1, 4, 6, 9
10.XI 1957 г.	34,3	139,4	6,25	-	-	0,85	0,57	4, 6
6.XI 1958 г.	44,3	148,5	8,25	1,3	-	1,1	0,73	2, 6
31.I 1959 г.	43,4	144,4	6,25	1,17	1,92	-	0,67	1, 2, 10
31.I 1959 г.	43,4	144,4	6,25	1,2	-	1,2	0,8	6
26.II 1961 г.	31,6	131,9	7,0	1,0	-	0,75	0,5	4, 6
19.VIII 1961 г.	36,0	136,8	7,0	1,5	-	1,0	0,67	4, 6
12.IV 1962 г.	38,0	142,8	6,75	-	-	0,8	0,53	4, 6
30.IV 1962 г.	38,7	141,1	6,5	1,0	-	0,9	0,6	2, 6
26.VIII 1962 г.	34,1	139,5	5,9	-	-	1,0	0,67	25, 6
26.III 1963 г.	35,6	135,8	7,0	1,25	-	0,8	0,53	6, 7
8.XII 1964 г.	34,3	139,3	5,75	-	-	0,8	0,53	6, 7
17.IX 1965 г.	36,3	141,5	6,75	-	-	0,5	0,33	6, 7
4.VII 1966 г.	34,9	135,4	4,5	-	-	0,87	0,58	2a, 11
29.VI 1966 г.	34,8	135,4	4,75	-	-	0,7	0,47	2a, 11
4.XI 1967 г.	43,5	144,3	6,5	1,2	-	1,0	0,67	2, 6
29.I 1968 г.	43,2	147,0	7,0	1,3	-	0,75	0,5	2, 6
21.II 1968 г.	32,0	130,7	6,1	-	-	0,9	0,6	25, 6
1.IV 1968 г.	32,3	132,5	7,5	-	-	0,75	0,5	2, 6
18.VIII 1968 г.	35,2	135,4	5,6	-	-	0,8	0,53	2a, 6
16.IV 1964 г.	36,9	143,0	6,0	-	-	0,53	0,35	2a, 11
Условия растяжения								
22.III 1894 г.	42,5	145,5	7,9	0,98	-	-	-	1, 2a
27.V 1928 г.	40,0	143,5	7,0	-	-	0,5	0,33	2, 6
3.VI 1928 г.	31,7	128,8	6,4	1,7	-	-	-	1, 2a
25.XI 1930 г.	35,1	139,0	7,0	1,23	2,11	-	0,74	1, 4, 12
20.XII 1930 г.	34,9	132,9	6,0	1,8	-	-	-	1, 7
16.II 1931 г.	42,3	142,6	6,75	1,05	-	-	-	1, 2a
16.II 1931 г.	42,3	142,6	6,75	1,1	-	0,9	0,6	6
26.XI 1932 г.Ф	42,4	143,4	6,8	1,4	-	0,8	0,53	2, 6

Таблица 17 (продолжение)

Землетрясения	Координаты эпицентров		M	ρ	m	b	γ	Ссылки*
	Северная широта, градусы	Восточная долгота, градусы						
7.II1933г.φ	40,0	144,5	6,8	1,3	-	1,0	0,67	2, 6, 13
2.III1933г.	39,1	144,7	8,25	1,1	-	-	-	1, 2
22.III1933г.	39,1	144,7	8,25	1,4	-	1,1	0,73	6
12.XI1935г.φ	40,0	143,6	7,25	-	-	0,5	0,33	2, 6
27.XII1936г.	34,5	139,1	6,25	1,65	-	-	-	1, 7
5.I1937г.	31,5	132,5	6,5	1,3	-	1,2	0,8	2a, 6
23.V1938г.φ	36,7	141,4	7,1	1,1	-	0,8	0,53	2, 6
5.XI1938г.	37,1	141,6	7,75	1,28	-	-	-	1, 2a
5.XI1938г.	37,1	141,6	7,75	1,2	-	0,65	0,43	6
1.V1939г.	39,9	139,8	7,0	1,9	-	-	-	1, 7
1.V1939г.	39,9	139,8	7,0	1,6	-	0,6	0,4	6
19.XI1941г.	32,6	132,1	7,4	1,28	-	-	-	1, 2a
13.IV1943г.	41,1	142,7	7,1	-	-	0,4	0,27	2, 6
7.XII1944г.	33,7	136,2	8,0	1,02	-	-	-	1, 14
7.XII1944г.	33,7	136,2	8,0	1,1	-	0,7	0,47	6
12.VI1945г.	34,7	137,0	7,1	1,02	-	-	-	1, 26
12.VI1945г.	34,7	137,0	7,1	1,3	-	0,7	0,47	6
21.XII1946г.	33,0	135,6	8,1	0,9	1,68	-	0,45	1, 5, 14
21.XII1946г.	33,0	135,6	8,1	1,0	-	0,7	0,47	6
4.XI1947г.φ	43,8	141,0	7,0	1,2	-	1,0	0,67	2, 6
28.VII1948г.	36,1	136,2	7,25	1,35	1,88	-	0,68	1, 5, 6, 7
4.III1952г.	42,2	143,8	8,1	0,89	-	-	-	1, 2, 4
4.III1952г.	42,2	143,8	8,1	1,1	-	0,8	0,53	6
7.III1952г.	36,5	136,2	6,75	1,42	-	0,8	0,53	1, 3, 6
25.XI1953г.	34,4	141,8	7,5	1,29	1,9	-	0,6	1, 3, 15
25.XI1953г.	34,4	141,8	-	1,5	-	0,9	0,6	6
12.VIII1956г.	33,8	138,8	6,5	1,22	-	-	-	1, 4
12.VIII1956г.	33,8	138,8	-	1,8	-	1,4	0,93	6
9.XI1959г.	43,8	140,6	6,25	1,2	-	1,8	1,2	2, 6
20.III1960г.	39,8	143,5	7,75	1,3	-	0,85	0,56	2, 4, 6
16.I1961г.	36,0	142,3	6,75	1,3	-	0,8	0,53	4, 6
12.II1961г.	43,2	147,2	6,75	-	-	0,8	0,53	2, 6
9.II1963г.	36,4	137,7	5,5	1,13	2,2	-	0,8	4, 7, 16
16.IV1964г.φ	38,9	143,0	6,0	-	-	0,53	0,35	2, 11
7.V1964г.	40,3	139,0	7,0	1,34	2,13	-	0,75	1, 12, 17
7.V1964г.	40,3	139,0	-	1,5	-	0,7	0,46	6
16.VI1964г.	38,4	139,2	7,5	1,6	1,95	-	0,63	1, 12, 18
16.VI1964г.	38,4	139,2	-	1,4	-	1,0	0,67	6
19.IV1965г.φ	34,9	138,3	6,1	1,5	-	1,4	0,93	2, 6, 7
12.XI1966г.φ	41,6	144,4	5,9	-	-	0,6	0,4	2, 6, 7
16.V1968г.	40,7	143,6	8,0	1,0	-	0,9	0,6	2, 6
5.VIII1968г.	33,3	132,4	6,6	1,4	-	0,9	0,6	2, 6
9.III1957г.	Алеуты		8,3	1,05	-	0,7	0,47	2, 6
7.IV1958г.	Аляска		7,25	1,05	-	0,93	0,61	6, 14

* В колонке указаны соответствующие номера следующих работ: 1 - Mogi, 1962; 5 - Судзуки, 1961; 6 - Utsu, 1969; 9 - Асада, Судзуки, 1961; 10 - Matumoto 1959; 11 - Okano, Nakamura, 1967; 12 - Matsushiro Earthquake..., 1967; 13 - Utsu, 1961; 15 - Utsu, 1957; 16 - Hagiwara et al., 1963; 17 - On the Aftershocks..., 1965; 18 - The Reports..., 1965; о механизме очагов: 2, 2a, 26 - настоящая работа; 3 - Балакина, 1962; 4 - Wickens, Hodgson, 1967; 7 - Honda et al., 1967; 8 - Ichikawa, 1965; 14 - Fara, 1964.

$$M = 10,1 - 2,6p, \quad (V.76)$$

при $\sigma_p = 0,12$; $\sigma_M = 0,34$; $r = -0,91$; $n = 37$; $P_r > 0,99$. С укрупнением землетрясения скорость убывания числа афтершоков во времени уменьшается. Аналогичные соотношения имеют место для коэффициента p_1 :

$$p_1 = 3,74 - 0,39 M, \quad (V.8a)$$

$$M = 10,1 - 2,33p_1, \quad (V.8b)$$

при $\sigma_{p_1} = 0,1$; $\sigma_M = 0,25$; $r = -0,96$; $n = 19$; $P_r > 0,99$. Полное согласие с выявленными для коэффициента p закономерностями обнаруживают независимые определения японских сейсмологов, результаты которых приведены в табл. 17.

Для 58 землетрясений из 76 "механизм очага" известен. Из числа землетрясений с неизвестным "механизмом очага" 14 возникло в областях с известным напряженным состоянием: 8 - в условиях сжатия, 6 - растяжения (см. главу VII в настоящей работе); эти землетрясения отмечены в табл. 16 ссылкой "2а". Только 3 землетрясения произошли в областях с неуверенно установленным напряженным состоянием. Такие землетрясения отмечены ссылкой "2б". Однако для этих землетрясений значения коэффициента p попадают в область одинаковых значений для условий сжатия и растяжения. Несколько толчков является форшоками последующих более крупных землетрясений - они выведены индексом "ф".

Значения параметра p , содержащиеся в работах Т. Утсу, несколько отличаются от его значений у других авторов, в частности К. Моги (Utsu, 1961, 1969; Mogi, 1962), поэтому они рассмотрены отдельно. Данные всех остальных авторов, классифицированные по условиям возникновения землетрясений, хорошо согласуются с нашими: они пустыми кружками нанесены на рис. 31. Данные из сводки Т. Утсу для условий сжатия практически не отличаются от наших (рис. 32) и удовлетворяют среднему значению

$$p = 1,22 \pm 0,09. \quad (V.9)$$

Для условий растяжения также обнаруживается отрицательная корреляция между p и величиной главного землетрясения, но она более слабая, чем для всей остальной совокупности данных, и аппроксимируется несколько иными уравнениями регрессий

$$p = 2,87 - 0,21M, \quad (V.10a)$$

$$M = 9,6 - 1,87p, \quad (V.10b)$$

при $\sigma_p = 0,21$; $\sigma_M = 0,6$; $r = -0,31$; $n = 20$; $P_r = 0,95$.

Сам Т. Утсу не обнаружил зависимости между p и величиной землетрясения, но выявил существенное различие серий афтершоков по совокупности признаков в островном и океаническом районах. Территориально напряженные состояния сжатия и растяжения распределены примерно так же (см. рис. 62), но в островном районе, который находится под действием преимущественных сжатий, встречаются области растяжения, а в океаническом районе, испытывающем преимущественные растяжения, встречаются области сжатия. Не обнаружил связи между p и величиной землетрясения также К. Моги, но он установил, что верхняя огибающая поля $p(M)$ значительно наклонена в сторону больших величин M (Mogi, 1962, 1963). К. Моги производил классификацию очагов связи с географией крупных морфоструктурных элементов (острова и океан), не дифференцируя их на более мелкие структурные элементы, отражающие вид напряженного состояния, как это делали, например, Я. Судзуки и М. Хасизуме с несколько иными целями (Suzuki, 1968; Hashizume, 1970).

Таким образом, закон Омори о распределении числа афтершоков во времени в условиях сжатия и растяжения реализуется по-разному. В условиях

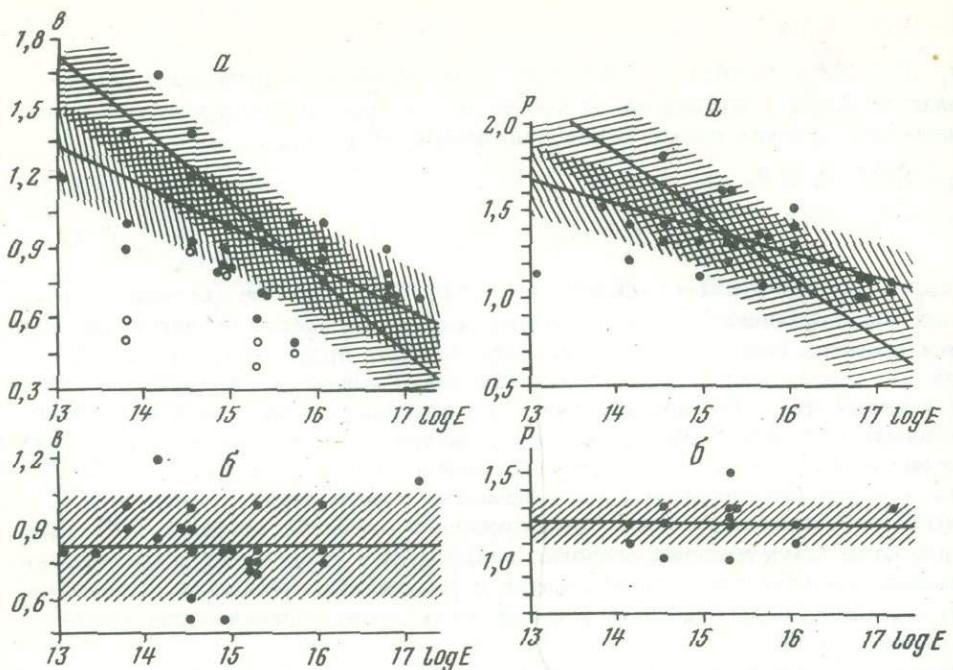


Рис. 32. Соотношения между величиной главного землетрясения и параметрами афтершоков в Японской зоне, по данным Т. Утсу

а – условия растяжения, б – условия сжатия; пустые кружки относятся к форшокам

сжатия скорость затухания процесса разрушения среды практически не зависит от величины землетрясения, в условиях растяжения она тем меньше, чем крупнее землетрясение. Величина активности является более чувствительной характеристикой для выявления периодов формирования крупных очагов в разных динамических условиях.

Закономерности высвобождения максимальных касательных напряжений

Максимальные касательные напряжения, высвобождаемые на площади очага в течение одних суток, будем характеризовать величиной $\tau \sim \Sigma E^{2/3}$. Распределения этой величины во времени показаны на рис. 28, 29. Такая характеристика определяет лишь относительный уровень величины напряжений, высвобождаемых за единицу времени, т.е. скорость высвобождения напряжений, которая является одной из наиболее объективных мер процесса разрушения среды в очаговой зоне.

В периоды, предшествующие возникновению главного толчка катастрофического землетрясения, скорость высвобождения касательных напряжений или их интенсивность в среднем постоянна. Для изменения интенсивности высвобождаемых напряжений в период разрушения среды в очаге с течением времени справедлива аппроксимация функцией

$$\tau(t) = H t^{-h}, \quad (V.11).$$

которую получил Т. Утсу (Utsu, 1957). В табл. 18 приведены результаты расчета зависимости величины τ от t в логарифмическом масштабе по (V.11)

Таблица 18

Характер изменения напряжений во времени

№ п.п.	<i>M</i>	$\log H$	<i>h</i>	$\sigma_{\log H}$	$\sigma_{\log t}$	<i>n</i>	<i>r</i>	P_r
Условия сжатия								
1	Катастрофиче- ская	7,91	-0,92	0,36	0,34	30	-0,94	0,99
2	8,25-8,5	7,71	-0,97	0,27	0,27	10	-0,96	0,99
3	7,25-7,5	7,19	-1,04	0,27	0,24	6	-0,96	0,99
4	7,0-7,25	6,87	-1,12	0,54	0,39	6	-0,81	0,95
5	6,75-7,0	6,81	-1,05	0,17	0,16	6	-0,98	0,99
6	6,5-6,75	6,64	-0,91	0,17	0,18	6	-0,97	0,98
7	6,25-6,5	6,41	-0,92	0,12	0,13	6	-0,99	0,99
Условия растяжения								
8	Катастрофиче- ская	7,94	-0,87	0,39	0,42	59	-0,92	0,99
9	8,25-8,5	7,73	-0,85	0,27	0,31	11	-0,96	0,99
10	8,0-8,25	7,34	-0,79	0,22	0,27	11	-0,97	0,99
11	7,75-8,0	7,4	-0,94	0,54	0,44	10	-0,9	0,98
12	6,75-7,25	7,11	-1,07	0,41	0,35	7	-0,93	0,99
13	6,5-6,75	6,34	-1,13	0,29	0,25	5	-0,96	0,98
14	6,25-6,5	6,63	-1,34	0,11	0,08	5	-0,99	0,99

Механизм разрушения среды оказывает на высвобождение касательных напряжений такое же влияние, как и на возникновение числа нарушений сплошности среды – деформаций скола. В условиях работы сил сжатия скорость высвобождения максимальных касательных напряжений не зависит от размеров очага и величины накопленной в нем энергии упругой деформации и имеет среднее значение

$$h = 1,0 \pm 0,09. \quad (\text{V.12})$$

В условиях работы сил растяжения с увеличением размеров очага и накопленной в нем энергии упругой деформации скорость высвобождения касательных напряжений убывает, что отражается в значимой отрицательной корреляции между величиной *h* и магнитудой землетрясения:

$$h = 2,64 - 0,23M, \quad (\text{V.13a})$$

$$M = 11,6 - 4,06h, \quad (\text{V.13b})$$

при $\sigma_h = 0,06$; $\sigma_M = 0,25$; $r = 0,95$; $n = 19$; $P_r > 0,99$ (рис. 31).

Следовательно, затухание процесса возникновения разрывов в очаговых зонах и затухание их интенсивности указывает на существенное различие процессов разрушения среды, протекающих в условиях сжатия и растяжения. Это, по-видимому, является результатом разного влияния сил сжатия и растяжения на свойства среды, особенно прочностные.

Закономерности изменения во времени углового коэффициента графика повторяемости

Выявленные выше закономерности характеризуют скорость протекания механических процессов в очаговых зонах через число деформаций скола и их интенсивность в отдельности без дифференциации разрывов по их величине.

С помощью графика повторяемости можно произвести такую дифференциацию и проследить как с течением времени в очагах различной величины в условиях сжатия и растяжения меняются соотношения между числом разрывов различной интенсивности.

В условиях всестороннего неравномерного сжатия соотношения между интенсивностью всех трех главных напряжений практически не зависят от размеров очаговой зоны, в условиях всестороннего неравномерного растяжения – зависят существенно. Параллельно с этим, скорость высвобождения касательных напряжений в очаговых зонах в условиях сжатия постоянна и одинакова в очагах любого размера, а в условиях растяжения зависит от размеров очага. Можно ожидать, что характер и режим действующих напряжений сжатия и растяжения оказывают влияние и на соотношение между числом сколов и их величиной.

Для изучения механических процессов в очагах особенно важно исследовать изменения углового коэффициента графика повторяемости во времени, интервалы которого следуют друг за другом. Для оценки среднего его значения в целом для серий форшоков или афтершоков важно проследить изменения этого параметра в увеличивающихся интервалах времени, отсчитываемых от момента главного толчка.

Изменения коэффициентов b и y с течением времени в очаговых зонах катастрофических землетрясений уже достаточно хорошо видны на рис. 28. В условиях растяжения угловой коэффициент графика повторяемости убывает перед главным толчком и возрастает после него. В условиях сжатия перед главным толчком наблюдается относительное возрастание b , его резкий скачок после главного толчка вверх и последующее убывание в процессе афтершоков. На рис. 30 приведена обобщенная сводка данных, иллюстрирующая эти обстоятельства. Изменения b с течением времени можно аппроксимировать линейной функцией в координатах b , $-t$ (год) для толчков накануне главного землетрясения и b , $\log t$ (сутки) после него. В табл. 19. приведены результаты расчета параметров зависимости значения коэффициента от момента времени до и после главного толчка не только для катастрофических землетрясений, но и для очаговых зон землетрясений разной величины (см. рис. 28, 29). Для значений b , определенных на последовательных интервалах времени, параметры указанных зависимостей отмечены грифом "а", на увеличивающихся интервалах времени – грифом "б".

В очаговых зонах катастрофических землетрясений коэффициент b в течение 6–7 лет до главного толчка убывает от $b = (0,68-0,75) \pm 0,18$ до $b = (0,25-0,35) \pm 0,18$ (9а в табл. 19). В течение тех же 6–7 лет после главного толчка b возрастает от $b = (0,3-0,37) \pm 0,15$ до $b = (0,75-0,9) \pm 0,15$. Таким образом, наблюдается почти симметричное относительно момента главного толчка изменение b во времени.

В условиях сжатия за 5–10 лет до главного толчка катастрофического землетрясения наблюдается примерное постоянство углового коэффициента графика повторяемости – $b = 0,35 \pm 0,15$. В течение 5–7 лет до главного толчка происходит некоторое возрастание b от $b = (0,35-0,4) \pm 0,15$ до $b = (0,51-0,56) \pm 0,15$ (по 1а из табл. 19). После главного толчка происходит убывание b от значений $b = (0,71-0,8) \pm 0,2$, наблюдавшихся в течение первых суток, до $b = (0,18-0,35) \pm 0,2$ через 5–7 лет после него. Изменение b во времени в очаговых зонах землетрясений 6.XI 1958 г. и 13.X 1963 г. исследованы в работе С.А.Федотова и др. (1969). Результаты этого исследования отличаются от полученных нами лишь в том, что С.А.Федотовым и соавторами не отмечено относительно небольшое возрастание b непосредственно перед главными толчками.

Таким образом, закономерности изменения углового коэффициента графика повторяемости в очаговых зонах катастрофических землетрясений в условиях сжатия и растяжения совершенно различны.

Могут вызвать сомнение значения b , найденные по наблюдениям над афтершоками в течение некоторого времени после главных толчков крупнейших

Таблица 19

Изменение коэффициента b во времени

№ п.п.	M	Регрес- сия	b_0	b_b	σ_b	$\sigma_{t, \log t}$	n	r	P_r
<u>Условия сжатия</u>									
Форшоки									
1	Катастрофическая	a	0,56	0,03	0,15	1,68	18	-0,38	0,95
Афтершоки									
2	То же	a	0,71	-0,05	0,2	0,92	30	-0,39	0,96
		б	0,72	0,04	0,11	0,93	30	0,98	0,99
3	8,25-8,5	a	1,0	-0,1	0,06	0,38	10	-0,93	0,99
		б	0,9	0,01	0,08	0,98	10	-0,17	0,68
4	7,25-7,5	a	0,54	0,0	0,15	0,81	6	0,0	0,0
		б	0,6	0,02	0,06	0,63	6	0,47	0,83
5	7,0-7,25	a	0,54	0,0	0,12	0,65	5	0,0	0,0
		б	0,47	0,09	0,06	0,35	5	0,8	0,95
6	6,75-7,0	a	0,52	0,0	0,16	0,71	6	0,0	0,0
		б	0,51	0,08	0,05	0,33	6	0,87	0,97
7	6,5-6,75	a	0,72	-0,09	0,25	0,68	6	-0,54	0,85
		б	0,96	0,0	0,11	0,68	6	0,0	0,0
8	6,25-6,5	a	0,68	-0,13	0,19	0,51	5	-0,72	0,92
		б	0,94	0,0	0,04	0,67	5	0,0	0,0
<u>Условия растяжения</u>									
Форшоки									
9	Катастрофическая	a	0,25	-0,04	0,18	1,6	44	0,55	0,99
Афтершоки									
10	То же	a	0,37	0,05	0,17	1,12	76	0,47	0,99
		б	0,42	0,08	0,11	0,71	76	0,78	0,99
11	8,25-8,5	a	0,36	0,08	0,09	0,64	11	0,82	0,99
		б	0,41	0,13	0,27	0,71	11	0,98	0,99
12	8,25-8,5 (Алеуты)	a	0,55	0,05	0,08	0,8	11	0,68	0,97
		б	0,57	0,07	0,08	0,59	11	0,84	0,99
13	8,0-8,25	a	0,34	0,07	0,12	0,81	11	0,68	0,98
		б	0,51	0,07	0,03	0,21	11	0,98	0,99
14	7,75-8,0	a	0,44	0,05	0,08	0,7	10	0,95	0,99
		б	0,45	0,06	0,04	0,32	10	0,95	0,99
15	6,75-7,25	a	0,35	0,07	0,08	0,57	7	0,79	0,96
		б	0,44	0,07	0,04	0,29	7	0,96	0,99
16	6,5-6,75	a	0,63	0,0	0,18	0,87	5	0,0	0,0
		б	0,57	0,06	0,11	0,74	5	0,6	0,9
17	6,25-6,5	a	0,87	-0,18	0,17	0,39	4	-0,69	0,93
		б	0,78	0,15	0,08	0,26	4	0,85	0,92
18	6,25	a	0,87	-0,13	0,07	0,18	4	-0,88	0,95
		б	0,75	0,0	0,08	0,42	4	0,0	0,0

землетрясений из-за возможных пропусков афтершоков при наложении их записей. Однако если исключить из рассмотрения несколько первых суток, то картина распределения b во времени совершенно не меняется. Причем условия регистрации и обработки курило-камчатских землетрясений для всех рассмотренных очагов крупнейших землетрясений совершенно одинаковы и, несмотря на это, выявленное различие очевидно для условий сжатия и растяжения.

Таблица 20.

Значения b в начале и конце афтершоков

M	Условия сжатия		Условия растяжения	
	начало	конец	начало	конец
8,25-8,5	1,0	0,5	0,35	0,75
8,0-8,25	-	-	0,32	0,66
7,75-8,0	-	-	0,4	0,65
7,25-7,5	0,52	0,52	-	-
7,0-7,25	0,54	0,54	0,32	0,54
6,75-7,0	0,51	0,51	0,32	0,54
6,5-6,75	0,75	0,54	0,63	0,63
6,25-6,5	1,0	0,48	0,95	0,67

Для очаговых зон всех изученных землетрясений также выявляются особенности, характерные для условий сжатия и растяжения. В условиях сжатия в процессе афтершоков b либо убывает, либо остается практически постоянным (см. рис. 28, 29 и табл. 19). На начальных этапах разрядки напряжений в очагах различной величины наблюдаются значения b , но вариации их случайны и не зависят от величины главного землетрясения (табл. 20).

В условиях растяжения начальные этапы разрядки напряжений в очаговых зонах характеризуются значениями b , зависящими от величины главного землетрясения. Однако каков бы ни был характер изменения b в процессе афтершоков, конечные этапы разрядки напряжений и разрушения среды в очагах как в условиях сжатия, так и в условиях растяжения характеризуются одинаковыми значениями его. В условиях сжатия это среднее значение равно

$$b = 0,51 \pm 0,02, \quad (V.14)$$

в условиях растяжения -

$$b = 0,66 \pm 0,05. \quad (V.15)$$

Конечные этапы разрядки напряжений в очаговых зонах крупных землетрясений представляют собой начало периодов спокойного сейсмического режима, а начало формирования таких очагов совпадает с окончанием периодов спокойного сейсмического режима. На основании приведенных данных можно отметить, что периоды спокойного сейсмического режима в условиях сжатия и растяжения характеризуются различными значениями углового коэффициента графика повторяемости.

Таким образом, соотношение между числом небольших и крупных разрывов в условиях сжатия и растяжения различны в период спокойного сейсмического режима и меняются по-разному в периоды подготовки крупных очагов и разрушения среды в процессе афтершоков.

Если рассматривать значения углового коэффициента графика повторяемости афтершоков во все увеличивающихся интервалах времени, то независимо от условий возникновения очагов они или возрастают или остаются примерно постоянными. Значения b , найденные для периодов, соответствующих периодам разрушения среды, характеризуют среднее соотношение между сколами любой величины, т.е. они соответствуют графикам повторяемости афтершоков для их серий в целом. И хотя они не позволяют прослеживать процесс разрушения среды очага во времени, все же эти коэффициенты являются более надежными характеристиками, поскольку оцениваются по значительно большему числу исходных данных.

V.2. ОСРЕДНЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ

Средние значения углового коэффициента графика повторяемости форшоков и афтершоков

Сведения о распределении числа форшоков и афтершоков по магнитуде для каждого землетрясения приведены в табл. 6. Графики повторяемости, построенные по этим данным, показаны на рис. 33 и 34, а результаты их расчета приведены в табл. 21.

При рассмотрении графиков повторяемости обнаруживается любопытная их особенность, связанная с различными условиями формирования очагов. В условиях сжатия все графики линейны и при исключении из рассмотрения вторичных афтершоков имеют одинаковый в пределах точности наблюдений наклон —

$$b_a = 0,81 \pm 0,09. \quad (V.16)$$

Для вторичных афтершоков, сопровождавших афтершоки 11.VI 1965 г., 13.XII 1965 г., 19. III 1967 г., 20. V 1968 г., землетрясения 13.X 1963 г., наклон графиков повторяемости значительно меньше —

$$b_a = 0,51 \pm 0,08. \quad (V.17)$$

В условиях растяжения с укрупнением очаговых зон и увеличением их энергии графики повторяемости афтершоков выполаживаются и в области их максимальных магнитуд появляется излом, тем более существенный, чем крупнее главное землетрясение. Угловые коэффициенты левых прямолинейных частей графиков (A_1 в табл. 21) связаны с величиной главного землетрясения значимой отрицательной корреляцией, выражющейся уравнениями регрессий (рис. 31)

$$b_a = 1,67 - 0,16 M, \quad (V.18a)$$

$$M^a = 9,4 - 4,0 b_a, \quad (V.18b)$$

при $\sigma_{b_a} = 0,15$; $\sigma_M = 0,5$; $r = -0,89$; $n = 29$; $P_r > 0,99$. Угловой коэффициент правых частей графиков после перегиба (A_2 в табл. 21) связан с величиной главного землетрясения значимой положительной корреляцией:

$$b_a = -2,75 + 0,42 M, \quad (V.19a)$$

$$M = 7,17 + 1,44 b_a, \quad (V.19b)$$

при $M \geq 6,0$, $\sigma_{b_a} = 0,15$; $\sigma_M = 0,22$; $r = 0,7$; $n = 9$; $P_r = 0,95$.

Аналогичные две группы афтершоков выделил Т. Утсу (Utsu, 1961, 1967, 1969). Прямолинейные графики получены им для островного района Японской зоны, отнесенного им к вулканическому, искривленные графики получены для океанического района, отнесенного им к тектоническому. В соответствии с нашей классификацией первый район находится в условиях преимущественных сжатий, второй — растяжений. Сам Т. Утсу не установил значимой корреляции коэффициента b_a с магнитудой главного землетрясения, данные о которых наряду с данными других авторов приведены в табл. 17. Для некоторых серий афтершоков даны распределения их числа по максимальной амплитуде смещений в сейсмических волнах с коэффициентом m , переход от которого к b и u осуществлен по формулам Т. Асады (Asada, 1957). Независимые определения других авторов, классифицированные нами по динамическим условиям образования очагов, обнаруживают полное согласие с результатами наших определений (см. рис. 31).

Поскольку Т. Утсу не получил значимой корреляции между угловым коэффициентом графика повторяемости афтершоков с магнитудой главного землетрясения, проанализируем его данные. На рис. 32 показано распределение b_a по величине главного землетрясения, полученное по данным Т. Утсу. Для

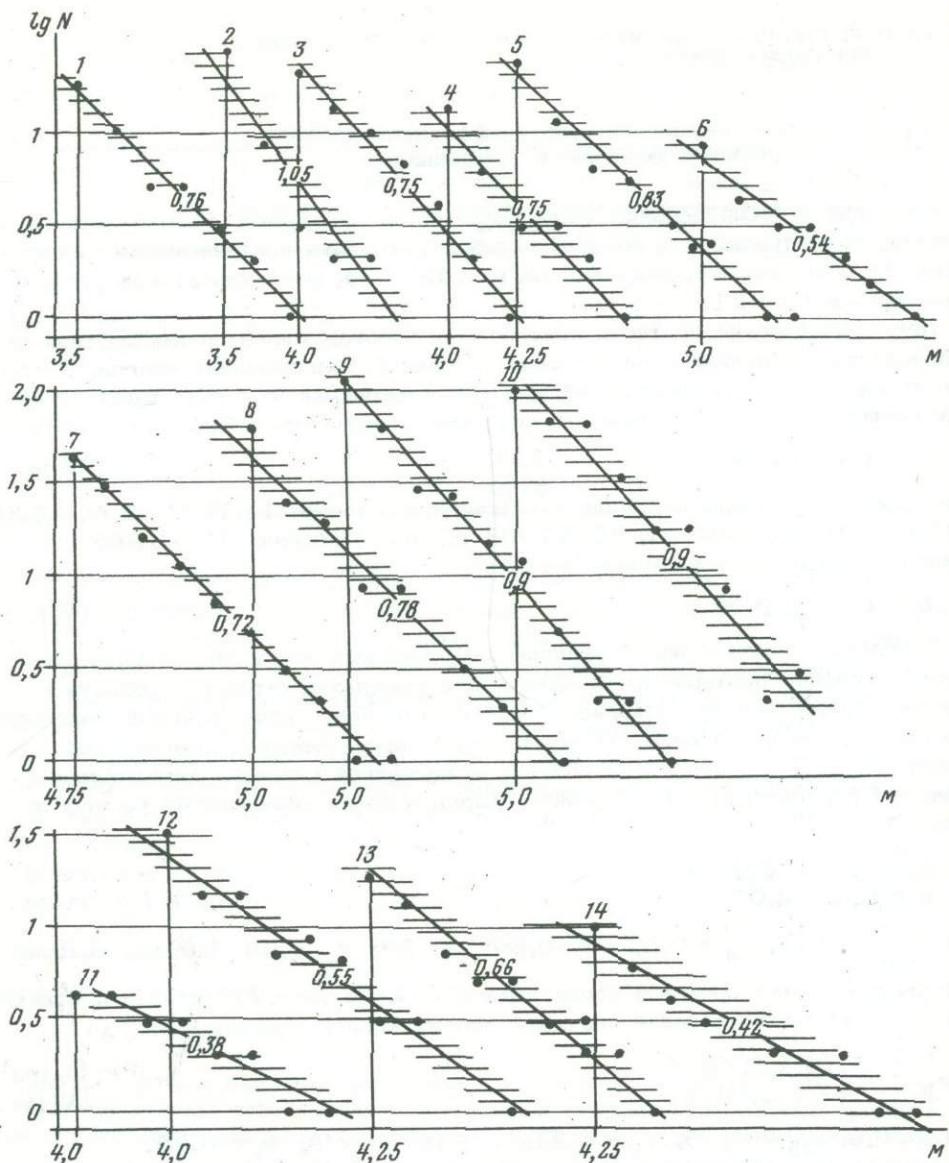


Рис. 33. Графики повторяемости афтершоков в условиях сжатия

Землетрясения: 1 - 8.II 1965 г. ($M=6,25$); 2 - 7.V 1962 г. ($M=6,5$); 3 - 27.XII 1959 г. ($M=6,5$); 4 - 11.VIII 1961 г. ($M=6,75$); 5 - 28.VI 1963 г. ($M=7,25$); 6 - 10.II 1945 г. ($M=7,25$); 7 - 29.I 1968 г. ($M=7,5$); 8 - 6.XI 1958 г. ($M=8,25$); 9 - 13.X 1963 г. ($M=8,25$); 10 - 28.III 1964 г. ($M=8,5$); 11 - 13.XII 1965 г. ($M=6,75$); 12 - 11.VI 1965 г. ($M=7,0$); 13 - 19.III 1967 г. ($M=7,0$); 14 - 20.V 1968 г. ($M=7,25$). Штриховкой показана величина основной дисперсии

условий сжатия четко видно отсутствие какой-либо корреляции между этими величинами. Среднее значение $b_a = 0,82 \pm 0,2$ близко к ранее полученному для Курило-Камчатского региона. В условиях растяжения связь между b_a и магнитудой главного толчка также не усматривается с первого взгляда, хотя верхняя огибающая поля $b_a(M)$ не свидетельствует о его равномерном распределении.

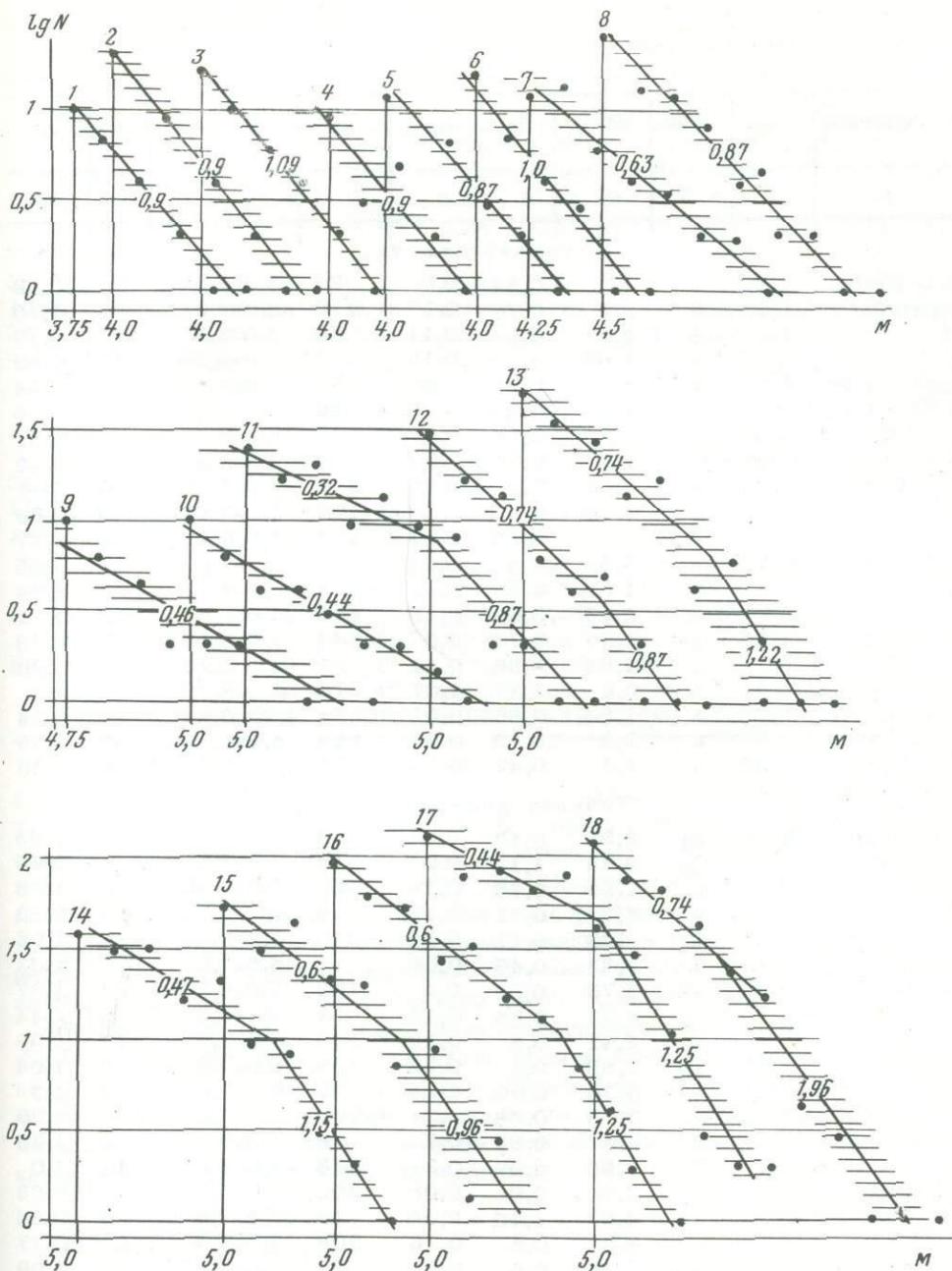


Рис. 34. Графики повторяемости афтершоков в условиях растяжения

Землетрясения: 1 - 25.VII 1960 г. ($M=6,25$); 2 - 3.IX 1960 г. ($M=6,25$);
 3 - 22.XII 1965 г. ($M=6,25$); 4 - 11.V 1966 г. ($M=6,25$); 5 - 26.XII 1959 г.
 ($M=6,75$); 6 - 28.XII 1959 г. ($M=6,75$); 7 - 23.IV 1961 г. ($M=6,75$);
 8 - 12.II 1961 г. ($M=7,25$); 9 - 4.V 1959 г. ($M=7,75$); 10 - 2.XI
 1936 г. ($M=7,75$); 11 - 5.XI 1938 г. ($M=8,0$); 12 - 20.III 1960 г.
 ($M=8,0$); 13 - 16.V 1968 г. ($M=8,0$); 14 - 2.III 1933 г. ($M=8,25$);
 15 - 4.III 1952 г. ($M=8,25$); 16 - 4.XI 1952 г. ($M=8,5$); 17 - 9.III
 1957 г. ($M=8,5$); 18 - 4.II 1964 г. ($M=8,25$)

Таблица 21

Параметры графиков повторяемости

Землетрясение	M	Группа	$\log N_{10}$	b	$\sigma \log N$	N_{Σ}	M min - max	$\zeta/\delta\zeta$		
								1	2	3
Условия сжатия										
10.II 1945г.	7,25	a	1,68	0,54	0,07	21	5,0-6,5		7	0,59
6.XI 1958г.	8,25	a	2,7	0,78	0,17	119	5,0-7,25		8	0,76
		ф	1,27	0,59	0,11	59	5,0-7,5		10	0,77
		Σ	1,65	0,62	0,18	179	5,0-8,25		11	0,92
27.XII 1959г.	6,75	a	1,77	0,87	0,08	59	4,0-5,5		7	0,44
11.VIII 1961г.	6,75	a	1,43	0,83	0,18	29	4,0-5,25		6	1,09
6.V 1962г.	6,5	a	1,31	0,06	0,17	45	3,5-4,75		6	0,81
28.VI 1963г.	7,25	a	1,9	0,75	0,07	56	4,25-6,25		9	0,42
13.X 1963г.	8,25	a	3,41	0,9	0,15	266	5,0-7,25		10	1,05
		ф	1,16	0,52	0,16	104	5,0-7,75		10	0,93
		Σ	2,05	0,75	0,17	371	5,0-8,25		12	0,77
28.III 1964г.	8,5	a	3,52	0,9	0,23	331	5,0-7,0		10	1,05
		ф	1,21	0,56	0,13	114	5,0-7,5		10	0,94
		Σ	2,13	0,69	0,16	446	5,0-8,5		11	0,71
8.II 1965г.	6,25	a	1,26	0,77	0,07	44	3,5-5,0		7	0,46
11.VI 1965г.	7,0	a	1,68	0,56	0,11	91	4,0-5,75		8	0,89
13.XII 1965г.	6,75	a	0,9	0,38	0,07	18	4,0-5,75		8	1,2
19.III 1967г.	7,0	a	1,84	0,66	0,02	55	4,25-6,25		9	0,14
29.I 1968г.	7,5	a	2,8	0,72	0,06	118	4,0-6,25		10	0,33
20.V 1968г.	7,25	a	1,1	0,42	0,18	28	4,25-6,5		8	1,56
Условия растяжения										
2.III 1933г.	8,25	a ₁	2,31	0,47	0,01	174	5,0-6,5		10	0,95
		a ₂	4,24	1,17	0,07	14	6,5-7,25		4	0,35
		a	2,93	0,74	0,15	182	5,0-7,25		10	1,05
		ф	2,07	0,71	0,12	190	5,0-7,5		10	0,63
		Σ	3,09	0,71	0,21	373	5,0-8,25		12	1,05
2.XI 1936г.	7,75	a	1,62	0,45	0,06	31	5,5-7,0		7	1,03
5.XI 1938г.	8,0	a ₁	1,79	0,32	0,1	102	5,0-6,5		7	1,37
		a ₂	3,33	0,84	0,15	23	6,25-7,5		6	1,44
		a	2,41	0,6	0,16	108	5,0-7,5		11	1,09
4.III 1952г.	8,25	a ₁	2,68	0,6	0,13	198	5,0-6,5		7	1,04
		a ₂	3,55	0,96	0,14	13	6,5-7,0		3	1,5
		a	3,05	0,78	0,21	202	5,0-7,0		10	1,08
		ф	1,47	0,63	0,2	76	5,0-7,25		10	1,25
		Σ	2,98	0,67	0,21	278	5,0-8,25		11	1,0
4.XI 1952г.	8,5	a ₁	2,94	0,6	0,08	302	5,0-6,75		8	0,63
		a ₂	4,94	1,25	0,14	13	6,75-7,5		4	0,64
		a	3,52	0,8	0,16	308	5,0-7,5		11	0,77
		ф	1,15	0,6	0,2	27	5,0-7,25		8	1,09
		Σ	3,08	0,67	0,17	335	5,0-8,5		12	0,81
9.III 1957г.	8,5	a ₁	2,79	0,44	0,11	585	5,0-6,5		7	1,1
		a ₂	5,04	1,24	0,18	48	6,5-7,5		5	1,2
		a	3,93	0,93	0,12	607	5,0-7,5		11	0,92
		ф	1,52	0,33	0,21	127	5,0-7,25		10	1,5
		Σ	2,48	0,74	0,19	734	5,0-8,5		12	0,86
4.V 1959г.	7,75	a	1,74	0,6	0,18	42	5,0-7,0		8	1,0
		ф	1,69	0,69	0,23	97	5,0-7,25		10	1,29
		Σ	1,64	0,6	0,24	140	5,0-7,75		11	1,2
26.XII 1959г.	6,5	a	1,66	0,87	0,07	25	4,0-5,25		6	0,42
28.XII 1959г.	6,75	a	1,68	0,99	0,07	32	4,0-5,25		6	0,37
20.III 1960г.	8,0	a ₁	2,67	0,74	0,12	82	5,0-6,25		6	0,79

Таблица 21 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
		a ₂	2,93	0,87	0,23	9	6,25-7,0	4	1,28
		a	2,73	0,82	0,36	88	5,0-7,0	9	1,72
		ф	1,28	0,69	0,25	73	5,0-7,25	9	1,25
		Σ	1,67	0,61	0,36	162	5,0-8,0	11	1,72
25.VII 1960г.	6,25	a	1,28	0,9	0,1	19	3,75-5,0	6	0,98
3.IX 1960г.	6,25	a	1,36	0,98	0,1	38	3,5-5,0	7	0,97
12.II 1961г.	7,25	a	2,15	0,84	0,06	69	4,25-6,25	9	0,46
23.IV 1961г.	6,75	a	1,67	0,61	0,1	44	4,25-6,0	8	1,08
4.II 1965г.	8,25	a ₁	3,13	0,69	0,04	356	5,0-6,25	6	0,27
		a ₂	3,7	0,96	0,2	27	6,25-7,5	6	1,0
		a	3,47	0,87	0,17	374	5,0-7,5	10	0,74
		ф	1,28	0,50	0,21	147	5,0-6,75	8	1,63
		Σ	2,3	0,74	0,25	522	5,0-8,25	11	0,93
22.XII 1965г.	6,25	a	1,88	1,08	0,04	30	4,0-5,25	6	0,24
11.V 1966г.	6,25	a	1,31	0,84	0,16	21	4,0-5,0	5	0,97
16.V 1968г.	8,0	a ₁	2,87	0,74	0,14	166	5,0-6,5	7	0,9
		a ₂	4,33	1,23	0,45	9	6,5-7,5	4	1,4
		a	3,05	0,81	0,21	169	5,0-7,5	10	0,98
		ф	1,52	0,72	0,08	41	5,0-6,25	7	0,43
		Σ	2,01	0,74	0,2	211	5,0-8,0	11	1,0
11.VIII 1969г.	8,0	a	3,17	0,74	0,16	129	5,0-7,0	9	0,9
		ф	1,47	0,63	0,2	63	5,0-7,25	10	1,21
		Σ	3,03	0,66	0,19	193	5,0-8,0	11	1,0

Оказалось, что некоторые землетрясения, для афтершоков которых найдены Т. Утсу значения угловых коэффициентов графика повторяемости, не являются самостоятельными, независимыми, а представляют собой форшаки более крупных последующих землетрясений. На рис. 32 они отмечены пустыми кружками, а в табл. 17 – индексом "ф". Они дают заниженные значения b_a по сравнению с афтершоками независимых землетрясений, и если их исключить из рассмотрения, то получим корреляционную зависимость, выражющуюся уравнениями (V.18) в пределах 95%-ного доверительного уровня.

Не обнаружив значимой корреляции коэффициентов b_a и p с величиной главного землетрясения, Т. Утсу нашел прямую связь между самими коэффициентами. В условиях сжатия, по его данным (рис. 35), между этими параметрами афтершоков какая-либо зависимость отсутствует, а в условиях рас-tяжения они связаны слабой положительной корреляционной зависимостью, которая выражается уравнениями регрессий

$$b_a = 0,54 + 0,21p, \quad (V.20a)$$

$$p = 1,11 + 0,15 b_a, \quad (V.20b)$$

при $\sigma_{b_a} = 0,18$; $\sigma_p = 0,21$; $r = 0,25$; $n = 20$; $P_r = 0,84$. По данным других авторов, в том числе и нашим, получена более значимая положительная корреляция между параметрами b_a и p (рис. 35), которая аппроксимируется уравнениями регрессий

$$b_a = 0,1 + 0,66 p, \quad (V.21a)$$

$$p = 0,32 + 0,9 b_a, \quad (V.21b)$$

при $\sigma_{b_a} = 0,15$; $\sigma_p = 0,18$; $r = 0,78$; $n = 27$; $P_r > 0,99$. Наличие даже слабой связи между параметрами b_a и p свидетельствует о зависимости каждого из них от величины главного землетрясения в условиях растяжения. В условиях сжатия по всей совокупности данных какая-либо связь между рассмат-

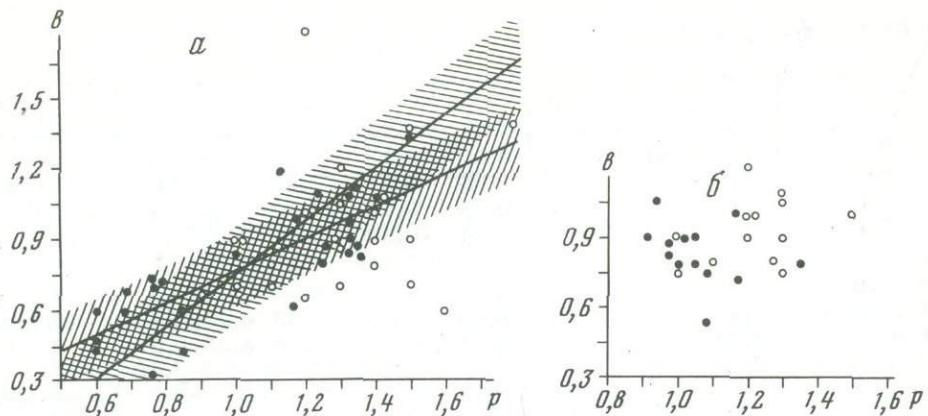


Рис. 35. Соотношение параметров афтершоков в условиях растяжения (а) и сжатия (б). Белыми кружками показаны данные Т. Утсу

риваемыми коэффициентами отсутствует, что подтверждает их постоянство для очагов разной величины.

Как уже отмечалось, данные об афтершоках курило-камчатских землетрясений с 1952 г. представительны. Сведениями о представительности данных за прошлые годы для японских землетрясений мы не располагаем. Для выяснения влияния системы наблюдений на оценки коэффициента b_a построены графики распределения отклонений σ_{ba} по времени от средних значений b_a для серий афтершоков, сопровождавших землетрясения одинаковой магнитуды при $M \pm 0,25$ (рис. 36). Оказалось, что с течением времени надежность оценок b_a не меняется — рассеяние значений b_a при 95%-ном доверительном уровне не выходит за пределы $\sigma_{ba} = 0,15$, свидетельствуя об одинаковой представительности данных за разные периоды наблюдений. Оценки b_a , полученные Т. Утсу, обладают несколько большим рассеянием.

Закономерные изменения динамических параметров, предшествующие возникновению крупнейших землетрясений ($M \geq 7,75$), проявляются в течение 5–7 лет до главных толчков. Одновременно с ними возникают и происходят закономерные изменения углового коэффициента графика повторяемости. Логично отнести толчки, возникающие за эти периоды в очаговых зонах, к форшокам. Результаты расчета графиков повторяемости форшоков приведены в табл. 21.

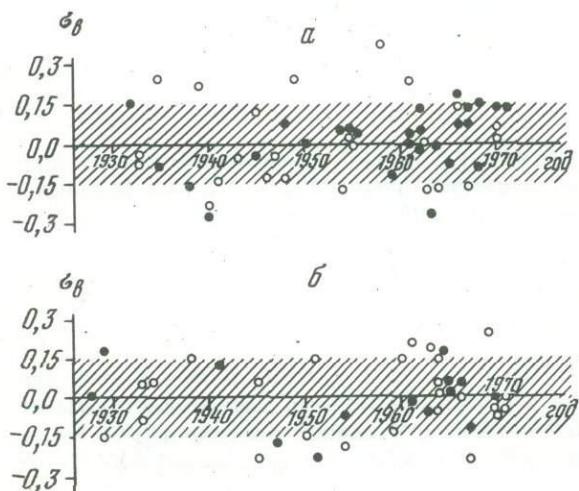


Рис. 36. Отклонения углового коэффициента графика повторяемости от средних значений для серий афтершоков, сопровождавших землетрясения одинаковой величины в условиях растяжения (а) и сжатия (б). Белыми кружками показаны данные Т. Утсу

Если в условиях растяжения сравнивать между собой наклон графиков повторяемости форшоков с наклоном левых прямолинейных частей графиков повторяемости афтершоков (см. табл. 21), то в среднем они одинаковы: $b_{\phi} = 0,63 \pm 0,08$, $b_a = 0,6 \pm 0,11$. Спрямленные графики повторяемости афтершоков имеют несколько больший наклон – $b_a = 0,78 \pm 0,14$. Вероятность различия этих значений меньше 0,15. Форшоки и афтершоки в условиях сжатия различаются между собой по наклону графика повторяемости более существенно: $b_{\phi} = 0,51 \pm 0,06$; $b_a = 0,86 \pm 0,06$; вероятность различия этих значений 0,95. Графики повторяемости совокупности форшоков, афтершоков и главного землетрясения в условиях сжатия и растяжения имеют одинаковый наклон – $b = 0,68 \pm 0,05$.

Независимость углового коэффициента графиков повторяемости афтершоков от величины главного землетрясения в условиях сжатия соответствует выявленным закономерностям его изменения во времени. Различие коэффициента b для форшоков и афтершоков также соответствует характеру его изменения во времени до и после главных толчков катастрофических землетрясений. Полное согласие обнаруживают также закономерности изменения b во времени в очаговых зонах в условиях растяжения с отрицательной корреляцией средних значений b_a с величиной главного землетрясения. Примерное равенство угловых коэффициентов графиков повторяемости форшоков и афтершоков соответствует симметричному изменению b с течением времени до и после главных толчков. Все это свидетельствует о различном соотношении между числом и величиной деформаций скола на одинаковых этапах жизни очагов в условиях сжатия и растяжения.

Зависимость числа афтершоков и их активности от величины главного землетрясения

В табл. 21 приведены средние значения $\log N_{10}$ для серий форшоков, афтершоков и для объединенной их совокупности с главным толчком. В условиях сжатия общее число афтершоков с $K=10$ ($M=3,5$) в очаге катастрофического землетрясения в среднем составляет $\log N_{10} = 3,3 \pm 0,4$, число форшоков – $\log N_{10} = 1,25 \pm 0,1$, т.е. величина активности афтершоков примерно на 2 порядка выше активности форшоков. В условиях растяжения $\log N_{10} = 2,9 \pm 0,3$ в афтершоках и $\log N_{10} = 1,58 \pm 0,2$ в форшоках – активность афтершоков примерно на 1,5 порядка величины выше активности форшоков. Активность афтершоков в условиях сжатия примерно на 0,5 порядка величины выше, чем в условиях растяжения.

Число афтершоков фиксированной величины M_{an} в каждой серии зависит от магнитуды главного землетрясения. Обнаруживается существенное различие таких зависимостей для условий сжатия и растяжения, приведенных на рис. 37. Эти зависимости аппроксимируются выражением

$$N(M_{an}) = \alpha_a 10^{\beta_a (M - M_o)} \quad (V.22)$$

Результаты расчета регрессии $\log N(M_{an})$ на M приведены в табл. 22. Как следует из рис. 37 и табл. 22, угловой коэффициент β_a в условиях сжатия не зависит от величины афтершоков, коррелируемых с магнитудой главного землетрясения. В условиях растяжения при укрупнении величины афтершоков, коррелируемых с величиной главного землетрясения, коэффициент β_a возрастает.

Поделив зависимости (V.22), представленные в табл. 22, на площадь очага, выражющуюся соотношением 4 из табл. 1, получаем плотность афтершоков фиксированной величины (N/S_o); в результате дальнейшего деления на период продолжительности процесса афтершоков переходим к величине стандартной активности – числу афтершоков на площади в 1000 км^2 за один год

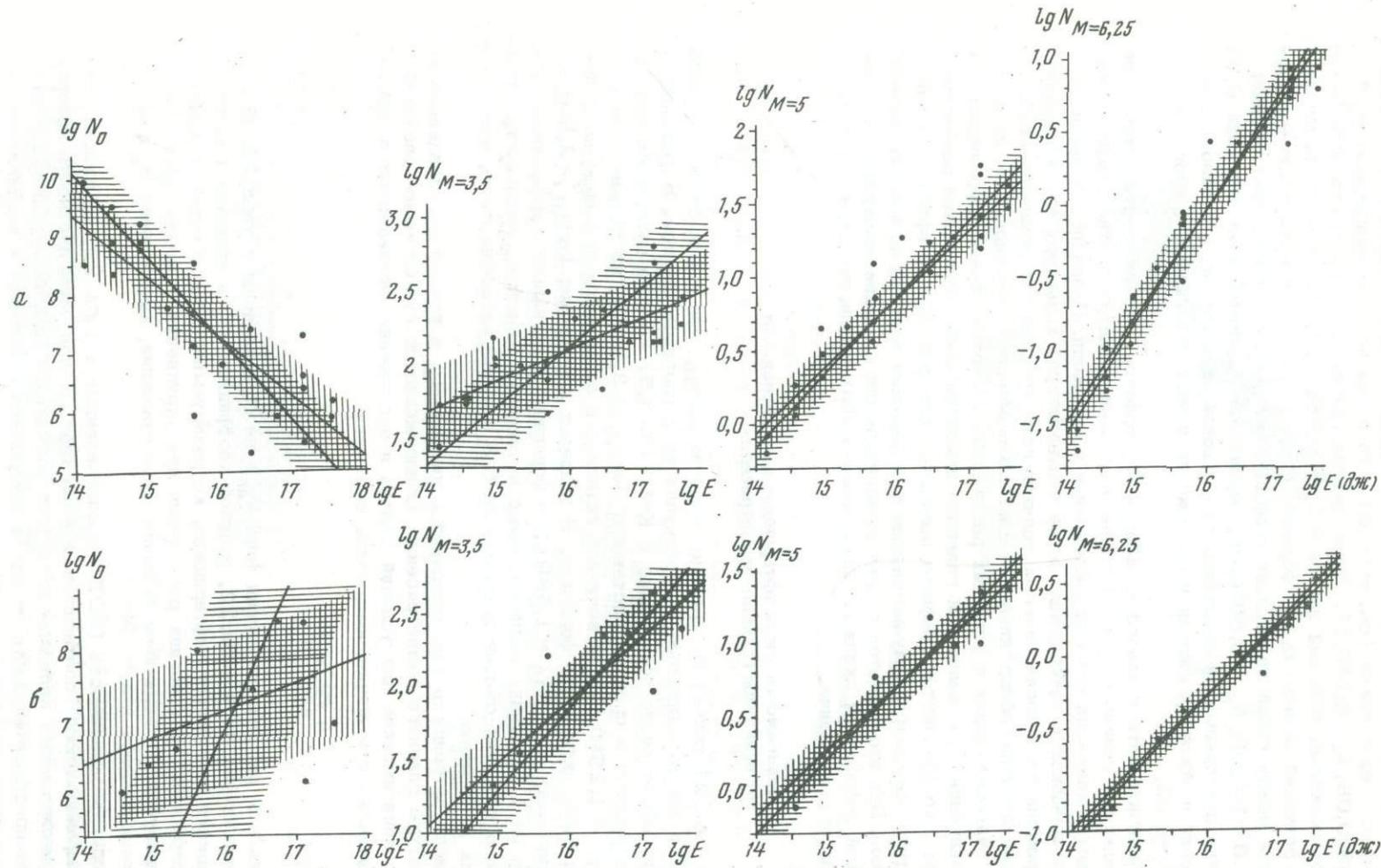


Рис. 37. Соотношения между числом афтершоков разной величины и величиной главного землетрясения в условиях растяжения (а) и сжатия (б)

Таблица 22

Соотношения между числом афтершоков и магнитудой главного толчка

M_a	$\log a$	β_a	$\sigma_{\log N}$	σ_M	n	r	P_r
Условия сжатия							
0	-3,0	1,37	0,98	0,55	20	0,51	0,98
3,5	-5,28	0,86	0,4	0,34	20	0,85	0,99
5,0	-6,23	0,89	0,24	0,23	20	0,94	0,99
6,25	-6,93	0,86	0,29	0,3	20	0,9	0,99
Условия растяжения							
0	12,4	-0,75	0,83	0,65	33	-0,6	0,98
3,5	-2,12	0,47	0,43	0,57	33	0,74	0,99
5,0	-4,91	0,71	0,23	0,28	33	0,95	0,99
6,25	-7,34	0,92	0,17	0,25	33	0,98	0,99

Таблица 23

Зависимости плотности и активности афтершоков от магнитуды землетрясения

M_n	Параметры афтершоков	Условия сжатия		Условия растяжения	
		$\log a$	b_y	$\log a$	b_y
0	$\log A$	10,76	-0,57	26,9	-2,68
	$\log(N/S_o)$	-0,74	0,55	14,7	-1,18
3,5	$\log A$	8,47	-0,97	11,6	-1,37
	$\log(N/S_o)$	-3,03	0,12	0,14	-0,27
5,0	$\log A$	7,02	-0,92	8,82	-1,13
	$\log(N/S_o)$	-3,98	0,15	-2,46	-0,03
6,25	$\log A$	6,79	-0,97	6,39	-0,92
	$\log(N/S_o)$	-4,68	0,12	-5,08	0,18

(A). В табл. 23 приведены параметры зависимости $(N/S_o) (M)$ и $A(M)$ для афтершоков разной величины.

В условиях сжатия угловые коэффициенты связи между плотностью и активностью афтершоков любой величины, с одной стороны, и величиной главного землетрясения, с другой стороны, не зависят от величины афтершоков. Иными словами, плотность и активность афтершоков одной и той же величины одинаково взвешены пропорционально величине главного землетрясения.

В условиях растяжения вес одних и тех же афтершоков не одинаков в очагах землетрясений разной величины. Лишь для афтершоков с $M \approx 6,0$ активность и плотность связаны с величиной главного землетрясения одинаковыми зависимостями в условиях сжатия и растяжения, т.е. лишь эти афтершоки имеют одинаковый вес относительно главного толчка и одинаковую приходящуюся на один афтершок любого фиксированного класса площадь.

В Курило-Камчатской зоне начиная с 1961 г. представительными являются землетрясения с $M=4,0$. Карттирование сейсмичности этой зоны осуществляется по данным наблюдений над всеми землетрясениями, включая и афтершоки, при взвешивании каждого толчка пропорционально единицам землетрясений с $M=4,0$ по графику повторяемости (Соловьев и др., 1964, 1965, 1970). Поскольку Курило-Камчатская зона имеет смешанное напряженное состояние, в котором одинаково широко распространены области сжатия и растяжения, то карттирование сейсмичности с помощью указанной меры неправомочно, так как приводит к искажению уровня кумулятивной активности ($A_{M=4}$) в условиях растяжения по сравнению с условиями сжатия. Землетрясения в этой зоне могут взвешиваться лишь пропорционально весам толчков с $M=6,0-6,25$.

Дефицит активности форшоков

Дефицит активности форшоков общеизвестен и используется в прогнозе крупных землетрясений, потенциальными областями возникновения которых считаются области относительного сейсмического затишья. Периоды относительного сейсмического затишья накануне крупных землетрясений характеризуются понижением значения углового коэффициента графика повторяемости по сравнению с периодом спокойного сейсмического режима. Наклон графика повторяемости афтершоков, сопровождающих форшоки, ниже, чем сопровождающих самостоятельные, независимые землетрясения (табл. 17 и рис. 32). Выше было отмечено, что вторичные афтершоки также имеют пониженные значения b . По-видимому, пониженные значения b свойственны афтершокам землетрясений, очаги которых окружены значительно напряженной средой. Иными словами, если землетрясение сопровождается серией афтершоков с низким значением углового коэффициента графика повторяемости, то можно ожидать, что напряжения из окружающей такой очаг среды остались не высвобожденными. Попытаемся подтвердить это предположение исследованием дефицита активности форшоков, сравнивая условия их возникновения с условиями возникновения самостоятельных землетрясений.

Степень сопровождаемости землетрясений афтершоками можно измерять магнитудой максимального афтершока M_a и угловым коэффициентом графика повторяемости b_a . Для самостоятельных землетрясений закономерности этих параметров в зависимости от величины землетрясения изучены. Коэффициент b_a в условиях сжатия определяется значением (V.16), а в условиях растяжения он связан с магнитудой главного землетрясения отрицательной корреляцией (V.18). Вне зависимости от динамических условий возникновения очагов разность магнитуд главного толчка и максимального афтершока в соответствии с данными табл. 21 $M - M_a = 1,0 \pm 0,25$.

Зная закономерности изменения b во времени в периоды формирования очагов, можно дать характеристику сопровождаемости форшоков афтершоками. Задача состоит в оценке магнитуды максимального афтершока у форшока при сравнении условий возникновения форшоков и самостоятельных землетрясений одинаковой величины. Условия возникновения форшоков характеризуются значениями b , наблюдаемыми в очаговой зоне крупного землетрясения в моменты их возникновения; в условиях сжатия значения b определяются соотношением 1 в табл. 19, а в условиях растяжения – соотношением 9 в той же таблице. Условия возникновения самостоятельных землетрясений характеризуются соответствующими значениями b серий их афтершоков в условиях сжатия (V.16), в условиях растяжения (V.18).

Обозначим через $b_{a,\phi}$ угловой коэффициент повторяемости в очаговой зоне крупного землетрясения в момент возникновения форшока, через M_{ϕ} величину форшока, а через $M_{a,\phi}$ величину максимального афтершока у форшока. Аналогичные меры для самостоятельных землетрясений обозначим через b_a , M_0 и M_a . Для указанных величин справедливо соотношение

$$M_{\phi} - M_{a,\phi} = (b_a/b_{a,\phi})(M_o - M_a), \quad (V.23)$$

где $M_{\phi} = M_o$. Из (V.23) следует выражение для дефицита максимальной магнитуды афтершока у форшока по сравнению с самостоятельным землетрясением той же величины

$$\delta M_{a,\phi} = M_a - M_{a,\phi} = (b_a/b_{a,\phi}) - 1. \quad (V.24)$$

В условиях сжатия дефицит магнитуды максимального афтершока у форшока не зависит от величины форшока и определяется выражением

$$\delta M_{a,\phi} = \frac{0,81}{0,57 + 0,03t} - 1. \quad (V.25)$$

Максимальная магнитуда афтершока у форшока оценивается по формуле

$$M_{a,\phi} = M_{\phi} - \frac{0,81}{0,57 + 0,03t}. \quad (V.26)$$

В условиях растяжения дефицит магнитуды максимального афтершока у форшока и значение этой магнитуды зависят от величины форшока

$$\delta M_{a,\phi} = \frac{1,67 - 0,16M_{\phi}}{0,25 - 0,04t} - 1, \quad (V.27)$$

$$M_{a,\phi} = M_{\phi} - \frac{1,67 - 0,16M_{\phi}}{0,25 - 0,04t}. \quad (V.28)$$

В формулах (V.25-28) время t отсчитывается от главного толчка со знаком минус и измеряется в годах.

Результаты расчета зависимости $M_{a,\phi}(M_{\phi})$ по (V.28) приведены на рис. 38. Здесь же показана зависимость магнитуды максимального афтершока самостоятельного землетрясения от его величины $M_a(M_o)$. Разность значений M_a на графике $M_a = f(M_o)$ и графиках $M_a = f(M_{\phi})$ определяет дефицит магнитуды максимального афтершока у форшока по сравнению с максимальным афтершоком самостоятельного землетрясения одинаковой с форшоком величины. Значимые изменения $\delta M_{a,\phi}$ должны наблюдаться в соответствии с рис. 38 в течение 4-7 лет до момента возникновения главного толчка.

Результаты проведенного анализа показывают, что дефицит форшоков в очагах крупных землетрясений создается за счет слабой сопровождаемости их афтершоками. Это выражается и в убывании углового коэффициента графика повторяемости афтершоков и в убывании величины максимального афтершока.

Немногочисленные данные о значениях углового коэффициента графика повторяемости афтершоков, сопровождавших форшоки (табл. 17 и рис. 32), подтверждают результаты осуществленной оценки их по общему изменению b на кануне крупных землетрясений. Более обширную информацию можно получить о дефиците магнитуды максимального афтершока у форшоков на разных этапах формирования очагов. В табл. 24 содержатся такие сведения для северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса.

Некоторые японские землетрясения (2.XI 1936 г., $M=7,75$; 5.XI 1938 г., $M=8,0$; 21.XII 1946 г., $M=8,1$) произошли через 2-3 года после не менее крупных землетрясений, поэтому дефицита магнитуды максимальных афтершоков у форшоков этих землетрясений проследить не удалось.

На рис. 39А показана вся совокупность эмпирических данных для условий растяжения в виде поля $M_{a,\phi}(M_{\phi})$, в котором показана зависимость $M_a(M_o)$

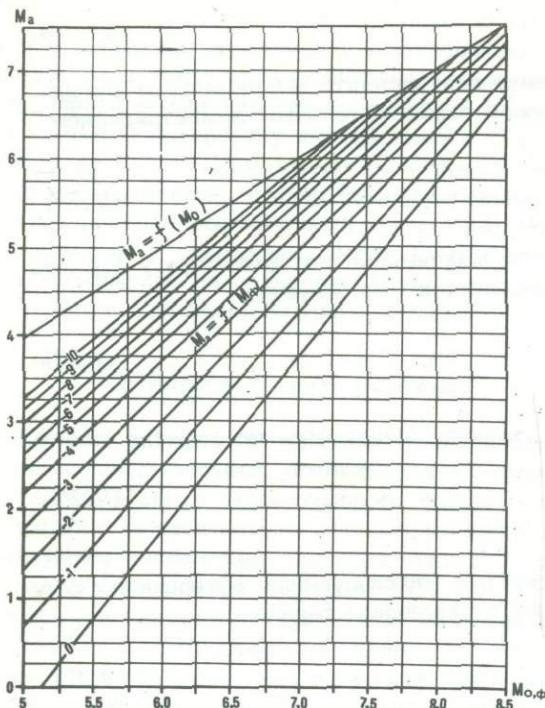


Рис. 38. Зависимость магнитуды M_a максимального афтершока от магнитуды самостоятельного землетрясения M_o и аналогичные зависимости для афтершоков, сопровождающих форшоки катастрофических землетрясений в условиях растяжения. Цифры на графиках указывают время в годах до главного толчка

для самостоятельных землетрясений. Относительно графика этой зависимости показаны области значений M_a , дифференцированных через 0,5 единицы магнитуды. Из рис. 39А видно, что средний дефицит магнитуды максимального афтершока у форшока в -0,5 наблюдается в течение 4-9 лет до главного толчка, дефицит, равный -(0,5-1,0), - в течение 0-6 лет, равный -(1,0-1,5), - в течение 0-4 лет. Получена картина, хоро-

шо согласующаяся с результатами предварительной оценки $\delta M_{a,\phi}$ (см. рис. 38), которая дает 5-10 лет, 1-7 лет и 0-5 лет соответственно.

В отдельных очаговых зонах наблюдаются несколько завышенные значения магнитуды максимального афтершока по сравнению со средней зависимостью для самостоятельных землетрясений. Это завышение и превышает +0,5 и наблюдается не менее чем за 8 лет до момента возникновения главного толчка крупного землетрясения.

Магнитуда рассмотренных форшоков и самостоятельных толчков находится в довольно узком интервале значений - от 6,5 до 7,5 в основном, что позволяет построить корреляционную зависимость величины дефицита $\delta M_{a,\phi}$ от времени возникновения главного толчка. Вся совокупность данных хоть и определяет значимые изменения $\delta M_{a,\phi}$ во времени перед катастрофическими землетрясениями, но дает значительный разброс. В связи с этим землетрясения разделяны на две группы, в пределах которых рассеяние данных относительно среднего хода $\delta M_{a,\phi}$ во времени значительно меньше. Для первой группы данных (рис. 39б) получены уравнения регрессий

$$\delta M_{a,\phi} = -0,88 - 0,16(-t), \quad (V.29a)$$

$$(-t) = -4,6 - 3,73 \delta M_{a,\phi}, \quad (V.29b)$$

при $\sigma_{\delta M_{a,\phi}} = 0,31$; $\sigma_t = 1,5$; $r = -0,77$; $n = 24$; $P_r > 0,99$. В эту группу вошли землетрясения: 2.III 1933 г., 4.V 1959 г., 20.III 1960 г., 16.V 1968 г., в очагах которых значимые изменения $\delta M_{a,\phi}$ от 0 до -1,0 наблюдаются в течение 4-6 лет до главного толчка. Вторая группа объединяет землетрясения: 7.XII 1944 г., 21.XII 1946 г., 4.III 1952 г., 4.XI 1952 г., 9.III 1957 г., 4.II 1965 г., 11.VIII 1969 г., в очагах которых значимые изменения $\delta M_{a,\phi}$ от 0 до -1,0 наблюдаются в течение 7-11 лет до главного толчка.

Таблица 24

Данные о максимальных афтершоках

Землетрясение		Форшок			M_a	$M_{a,\phi}$	b_a	$b_{a,\phi}$
дата	М	дата	M_ϕ	$M_{a,\phi}$				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Условия сжатия								
6.XI 1958г.	8,25	В течение 10 лет	M 5,5					
13.X 1963г.	8,25	22.VI 1952г.	6,75	5,5	5,75	-0,25	0,9	0,67
		6.VII 1954г.	6,75	5,5	5,75	-0,25	0,9	0,67
		11.X 1956г.	7,75	5,5	6,75	-1,25	0,66	0,3
		27.X 1957г.	6,75	4,75	5,75	-1,0	0,9	0,45
		12.XI 1963г.	7,0	5,0	6,0	-1,0	0,84	0,42
28.VI 1963г.	7,25	16.III 1963г.	7,0	4,75	6,0	-1,25	0,84	0,38
28.III 1964г.	8,5	13.II 1951г.	7,0	6,0	6,0	0,0	0,84	0,84
		29.XI 1952г.	7,0	5,5	6,0	-0,5	0,84	0,56
		17.VII 1954г.	6,5	5,0	5,5	-0,5	0,96	0,63
		10.IV 1957г.	7,0	4,75	6,0	-1,25	0,84	0,39
		21.XI 1962г.	6,75	4,75	5,75	-1,0	0,9	0,45
		24.VII 1963г.	6,75	5,25	5,75	-0,5	0,9	0,6
Условия растяжения								
2.III 1933г.	8,25	6.VIII 1927г.	7,0	6,5	6,0	+0,5	0,84	1,12
		27.VI 1928г.	7,25	6,5	6,25	+0,25	0,76	1,0
		7.II 1931г.	7,0	5,5	6,0	-0,5	0,84	0,51
		9.III 1931г.	7,5	6,0	6,5	-0,5	0,72	0,48
		3.IX 1932г.	6,5	5,5	5,5	0,0	0,96	0,96
		26.XI 1932г.	7,0	5,25	6,0	-0,75	0,84	0,48
		4.II 1933г.	6,5	4,5	5,5	-1,0	0,96	0,48
		7.II 1933г.	7,0	5,5	6,0	-0,5	0,84	0,56
7.XII 1944г.	8,0	7.III 1927г.	7,5	6,0	6,5	-0,5	0,7	0,48
		12.I 1938г.	6,75	5,25	5,75	-0,5	0,9	0,6
21.XII 1946г.	7,75	11.IX 1935г.	7,25	6,5	6,25	+0,25	0,78	0,98
		20.II 1938г.	6,5	5,25	5,5	-0,25	0,96	0,77
		16.XII 1939г.	7,25	5,0	6,25	-1,25	0,78	0,35
		22.VI 1945г.	7,25	5,25	6,25	-1,0	0,78	0,39
4.III 1952г.	8,25	13.VI 1943г.	7,25	6,25	6,25	0,0	0,78	0,78
		1.II 1944г.	6,6	6,0	5,6	+0,4	0,98	1,52
		3.X 1944г.	6,5	5,0	5,5	-0,5	0,98	0,63
		10.II 1945г.	7,25	6,5	6,25	+0,25	0,78	0,98
		19.IX 1945г.	6,6	5,2	5,6	-0,4	0,96	0,69
		4.XII 1947г.	7,0	5,25	6,0	-0,75	0,84	0,48
		10.III 1951г.	6,5	4,25	5,5	-1,25	0,96	0,42
		17.X 1951г.	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,9	0,51
		19.X 1951г.	6,25	4,25	5,25	-1,0	1,0	0,51
4.XI 1952г.	8,5	24.IX 1941г.	6,5	5,0	5,5	-0,5	0,96	0,63
		13.IX 1946г.	7,0	5,25	6,0	-0,75	0,84	0,48
		2.X 1946г.	7,25	5,25	6,25	-1,0	0,78	0,39
		6.X 1946г.	7,25	5,25	6,25	-1,0	0,78	0,39
		15.XI 1951г.	5,5-6,25*	-	-	-	-	-
9.III 1957г.	8,5	5.I 1953г.	7,25	5,0	6,25	-1,25	0,78	0,35
		13.I 1955г.	6,5-7,0	Без афтер.	-	-1,0	0,9	0,45
		20.VI 1955г.	6,5-7,0	Без афтер.	-	-1,0	0,9	0,45
		19.X 1956г.	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,9	0,51
		8.XII 1956г.	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,9	0,51
		2.II 1957г.	6,5	4,75	5,5	-0,75	0,96	0,54
		2.I 1957г.	7,0	4,75	6,0	-1,25	0,84	0,38
4.V 1959г.	7,75	5.X 1953г.	6,5	5,25	5,5	-0,25	0,96	0,77

Таблица 24 (окончание)

1	2	3	4	6	6	7	8	9
4.V 1959г.	7,75	25.XII 1953г.	6,75	5,5	5,75	-0,25	0,9	0,72
		18.III 1955г.	7,0	5,5	6,0	-0,5	0,84	0,51
		18.XII 1957г.	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,9	0,51
		18.VIII 1958г.	6,75	5,0	5,75	-0,75	0,9	0,51
		20.XI 1958г.	6,75	4,5	5,75	-1,25	0,9	0,41
20.III 1960г.	8,0	12.IX 1954г.	6,25	5,1	5,25	-0,15	1,02	0,89
		1.V 1955г.	6,25	5,75	5,25	+0,5	1,02	1,52
		12.VI 1957г.	6,25	4,5	5,25	-0,75	1,02	0,59
		4.II 1960г.	6,0	4,5	5,0	-0,5	1,1	0,72
4.II 1965г.	8,25	20.VI 1955г.	6,75	6,0	5,75	+0,25	0,9	1,2
		24.VIII 1956г.	6,5	5,25	5,5	-0,25	0,96	0,76
		30.XII 1960г.	6,75	5,25	5,75	-0,5	0,9	0,6
		31.VIII 1962г.	6,5	5,0	5,5	-0,5	0,96	0,64
		26.XII 1962г.	6,5	4,75	5,5	-0,75	0,96	0,56
		26.XII 1962г.	6,5	4,75	5,5	-0,75	0,96	0,56
16.V 1968г.	8,0	12.VIII 1961г.	6,5	5,75	5,5	+0,25	0,96	1,27
		12.IV 1962г.	7,0	5,75	6,0	-0,25	0,84	0,67
		23.IV 1962г.	7,0	6,0	6,0	0,0	0,84	0,84
		21.XII 1962г.	6,25	4,75	5,25	-0,5	1,02	0,67
		16.IV 1964г.	6,0	4,5	5,0	-0,5	1,08	0,72
		12.XI 1966г.	6,25	4,5	5,25	-0,75	1,02	0,59
		17.I 1967г.	6,75	4,5	5,75	-1,25	0,84	0,42
		21.IV 1968г.	6,5	4,5	5,5	-1,0	0,96	0,48
11.VIII 1969г.	8,0	12.II 1961г.	7,25	6,5	6,25	+0,25	0,78	0,98
		30.III 1963г.	6,25	4,5	5,25	-0,75	1,02	0,59
		31.V 1964г.	6,75	4,75	5,75	-1,0	0,9	0,45
		23.VI 1964г.	6,75	4,5	5,75	-1,25	0,9	0,41

* Рой разобщенных по площади толчков.

Эмпирические соотношения для $\delta M_{a,\phi}$ в этой группе очагов имеет вид

$$\delta M_{a,\phi} = -1,08 - 0,07(-t), \quad (V.30a)$$

$$(-t) = -6,7 - 3,6 \delta M_{a,\phi} \quad (V.30b)$$

при $\sigma_{\delta M_{a,\phi}} = 0,36$; $\sigma_t = 2,64$; $r = -0,5$; $n = 30$; $P_r > 0,99$.

Получить эмпирические формулы изменения $\delta M_{a,\phi}$ во времени в условиях сжатия не удалось из-за недостатка данных наблюдений. Можно лишь отметить, что за 6–7 лет до главного толчка $\delta M_{a,\phi}$ резко возрастает до значений -1,25, а непосредственно перед главным толчком дефицит магнитуды максимального афтершока форшока равен примерно -0,75.

Таким образом, предположение о том, что дефицит активности форшоков обусловлен слабой сопровождаемостью их афтершоками по сравнению с самостоятельными землетрясениями, оправдывается с высокой вероятностью. Одновременное убывание углового коэффициента графика повторяемости афтершоков и максимальной магнитуды является косвенной характеристикой возрастаания энергии упругой деформации в области, окружающей такие очаги, и может рассматриваться в качестве прогностического признака формирования очаговых зон крупных землетрясений. По наблюдаемому дефициту магнитуды максимального афтершока можно оценить значения углового коэффициента графика повторяемости в момент возникновения форшока с помощью формулы

$$b_{a,\phi} = b_a \frac{M_0 - M_a}{M_\phi - M_{a,\phi}}, \quad (V.31)$$

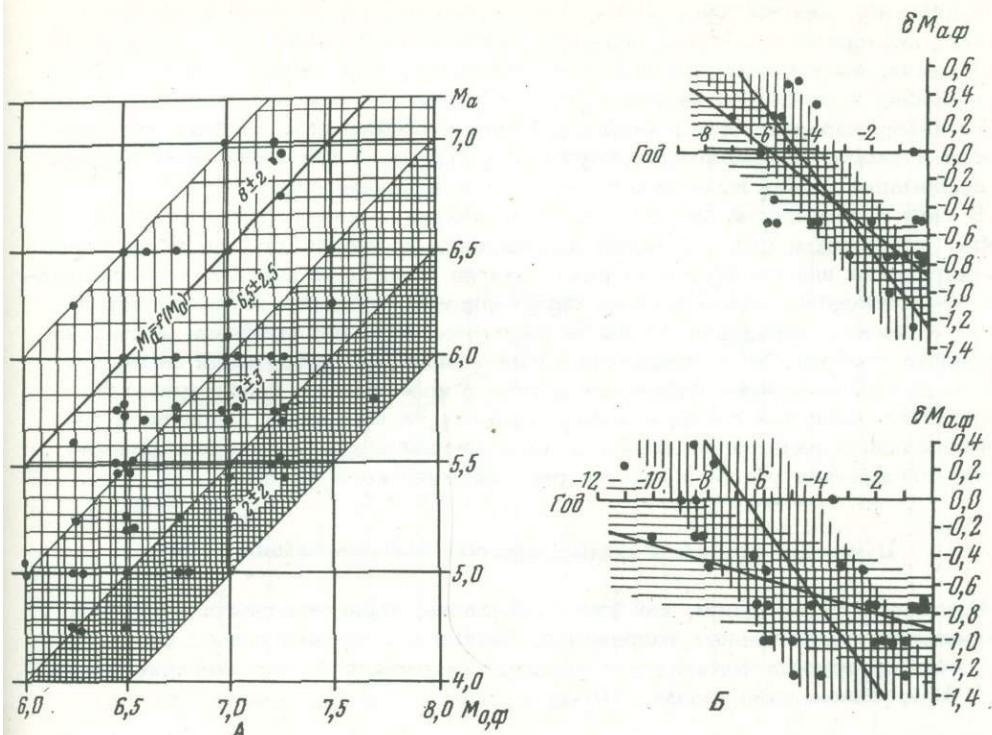


Рис. 39. Наблюденная магнитуда максимального афтершока (А) и ее дефицит (Б) в очаговых зонах катастрофических землетрясений северо-запада Тихоокеанского сейсмического пояса в периоды их подготовки

Результаты такой оценки приведены в табл. 24, в которой для сравнения приведены значения b_a , определяемые из (V.18). Возможность подобных оценок имеет не последнее значение для периодов наблюдений, для которых из-за недостатка данных нельзя получить надежных значений b из графиков повторяемости, но можно произвести группировку землетрясений и выделить главные толчки и их максимальные афтершоки.

V.3. ПРОЧНОСТЬ СРЕДЫ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ

При изучении сейсмического режима в очаговых зонах установлено существенное его различие в условиях сжатия и растяжения. Было высказано предположение о разном взаимодействии со средой сил сжатия и растяжения. Это взаимодействие прежде всего может характеризоваться прочностью среды на скол, различие которой в условиях работы сил сжатия и растяжения могут обуславливать выявленные закономерности для соотношения между числом и величиной сколов. В самое последнее время получены эмпирические данные, подтверждающие связь между величиной высвобожденных касательных напряжений, принятых нами в качестве критерия прочности, и значением углового коэффициента графика повторяемости (Wyss, 1973).

Физическому толкованию закона повторяемости землетрясений посвящено уже достаточно много исследований (Гуревич и др., 1960; Пшенников, 1965; Ризниченко, 1965; Кузнецова, 1969; Костров, 1974; и др.). Для интерпретации выявленных нами закономерностей наибольший интерес представляют энергетическая (Ризниченко, 1965) и реологическая (Кузнецова, 1969) трактовки закона повторяемости. В первом случае с позиций принципа минимума

потенциальной энергии деформации скола показано, что угловой коэффициент графика повторяемости прямо связан с отношением величины энергии упругой деформации, высвобождаемой при землетрясениях, к величине этой энергии, заключенной в среде. Во втором случае установлено, что при постоянной скорости деформирования среды между угловым коэффициентом графика повторяемости и скоростью деформации отсутствует связь, а при переменной скорости деформации между ними имеет место отрицательная связь.

В силу особенностей процесса деформирования и механических свойств среды, меняющихся под действием напряжений, из небольшого очага будущего землетрясения или совокупности таких очагов возникают очаги все более крупных землетрясений. Динамические характеристики процесса деформирования среды в связи с укрупнением очагов рассмотрены выше; выяснены также характерные особенности соотношения числа и величины деформаций скола для очагов разной величины. Возникает вопрос о возможности характеризовать прочностные свойства среды и закономерности их изменения в процессе деформирования и разрушения среды по выявленным закономерностям динамических параметров очагов и параметров сейсмического режима.

Изменение прочности среды в процессе деформирования

Прочность среды будем, как уже отмечалось, характеризовать величиной максимальных касательных напряжений, снятых в зоне разрушения очага. При их оценки применима формула для энергии деформации формоизменения (Beni-off, 1951; Филоненко-Бородич, 1961; и др.)

$$E/V_p = \frac{1}{2} \mu r^2 \quad (V.32)$$

при $\mu = 5 \times 10^{11}$ дин·см⁻² (Магницкий, 1965; Aki, 1966). Принимая во внимание, что объем очага определяется соотношением 6 из табл. 1, а его доля, приходящаяся на зону разрушения, выражением (II. 12), в которое входят значения углового коэффициента графика повторяемости афтершоков (V. 16) и (V.18), оценка снятых напряжений производилась по формуле

$$\log \tau_{\parallel} (\text{дин}) = 10,27 + 0,27M - 0,77 \log a_V \quad (V.33)$$

В табл. 25 приведены результаты оценки снятых касательных напряжений в очагах разной величины в условиях сжатия и растяжения.

Данные о высвобождаемых напряжениях в очагах землетрясений разной величины аппроксимируются выражениями

$$\log \tau_{\perp} (\text{бар}) = -3,4 + 0,7M \quad (V.34)$$

$$\log \tau_{\perp} (\text{бар}) = -1,05 + 0,3M \quad (V.35)$$

Таблица 25

Значения $\log \tau$ (дин)

M	6,0	6,25	6,5	6,75	7,0	7,25	7,5	7,75	8,0	8,25	8,5	
Условия	Сжатие	6,8	6,93	7,16	7,32	7,48	7,63	7,88	8,05	8,15	8,35	8,5
	Растяжение	6,75	6,8	6,9	7,0	6,93	7,05	7,15	7,22	7,3	7,38	7,48

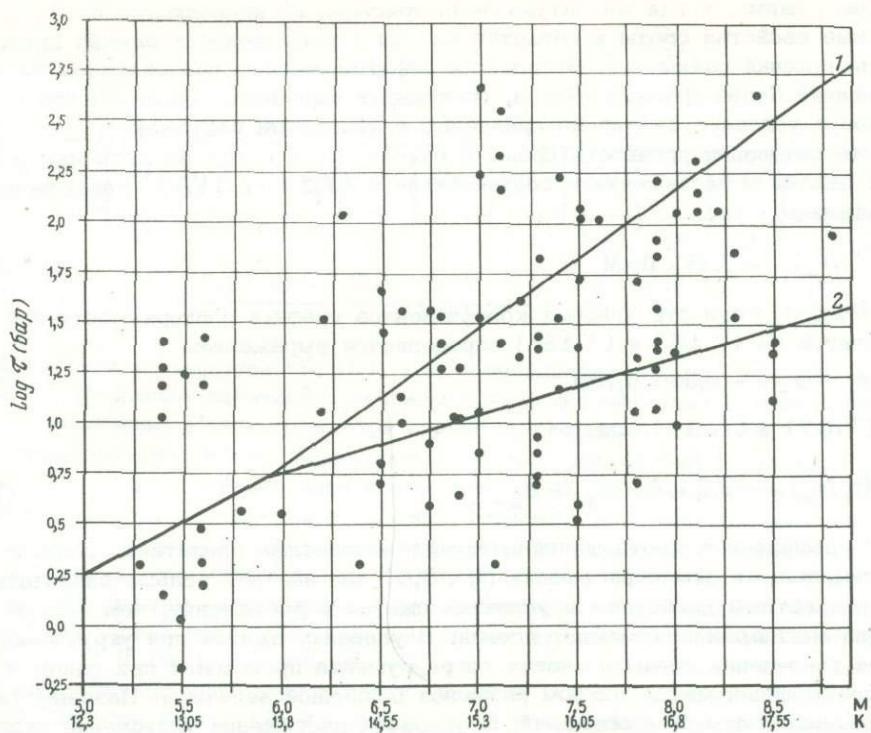


Рис. 40. Зависимость снимаемых максимальных касательных напряжений от величины землетрясения в условиях сжатия (1) и растяжения (2). Кружками показаны данные Brune, Wyss (1968), Wyss (1970, 1970а и др.)

при $M > 6,0$, $\sigma_{\log \tau} = 0,2$ для условий сжатия ($\log \tau_+$) и условий растяжения ($\log \tau_-$). Для землетрясений с $5,0 < M \leq 6,0$ величина высвобожденных напряжений не зависит от условий возникновения очагов и определяется эмпирическим соотношением

$$\log \tau \text{ (бар)} = -1,25 + 0,5M. \quad (\text{V.36})$$

На рис. 40 приведены данные о величинах снятых напряжений, оценки которых производились по спектральной плотности — по сейсмическому моменту и приведены в некоторых работах (Brune et al., 1969; Wyss, Brune, 1968; Wyss, 1970, 1970a). Они показывают, что с укрупнением землетрясения от $M = 5,5$ до $M = 8,5$ величина τ возрастает от 8 до 100 бар в среднем, но с очень большим разбросом данных. Этот разброс обусловлен не только точностью определения величин, входящих в выражение τ через сейсмический момент, но и способом определения. Часть данных получена по самой длиннопериодной части спектра сейсмических колебаний в поверхностных волнах, а некоторые данные получены с учетом спектра короткопериодных колебаний в объемных волнах. В наших оценках участвует величина энергии, оцененная магнитудным способом по длиннопериодной части спектра колебаний в предположении о гладком скольжении по разрывам во всех очагах. Эти оценки дают, естественно, меньший разброс, который в области землетрясений больших магнитуд уменьшен также за счет дифференциации очагов по динамическим условиям возникновения.

На основании выявленных закономерностей можно составить представление об изменениях прочностных свойств среды в процессе деформирования, связанным с укрупнением очагов, и увеличении их энергии. При спокойном сейсми-

ческом режиме, когда магнитуда землетрясений не превосходит $M = 7,0$, прочностные свойства среды в областях сжатия и растяжения в рамках принятых предположений одинаковы. В процессе деформирования, направленном на формирование более крупных очагов, происходит упрочнение среды, более интенсивное в условиях сжатия по сравнению с условиями растяжения.

Относительная прочность среды в очагах одной и той же величины в условиях сжатия и растяжения в соответствии с (V.34) и (V.35) характеризуется отношением τ_+/τ_- :

$$(\tau_+/\tau_-) = -2,35 + 0,4M \quad (V.37)$$

при $M > 6,0$. Разность угловых коэффициентов графика повторяемости для тех же очагов из (V.16) и (V.18a) определяется выражением

$$b_+ - b_- = -0,86 + 0,16M. \quad (V.38)$$

Из (V.37) и (V.38) следует

$$(\tau_+/\tau_-) = -0,2 + 2,5(b_{a+} - b_{a-}) \quad (V.39)$$

Из выявленных соотношений вытекают интересные следствия. Области с максимальными землетрясениями ($M > 6,0$) должны тем больше различаться по прочностным свойствам в условиях сжатия и растяжения, чем больше величина максимального землетрясения. В условиях сжатия при укрупнении очагов и упрочнении среды в очагах ее разрушение происходит при одном и том же соотношении между числом разрывов различной величины. Назовем такое упрочнение среды "нормальным". В условиях растяжения укрупнение очагов сопровождается также упрочнением среды, но при одновременном изменении соотношения между разрывами разной величины, возникающих при разрушении среды. Назовем такое упрочнение среды "аномальным".

Два рассмотренных типа упрочнения среды непосредственно связаны со скоростью деформирования. Как было показано выше, в условиях сжатия относительная интенсивность всех трех главных напряжений в напряженном состоянии накануне возникновения землетрясения не зависит от величины землетрясения и размеров его очага. Если период повторяемости землетрясения является периодом накопления в его очаге энергии упругой деформации и возрастания напряжений, то их скорость по всем трем главным направлениям находится в одинаковой пропорциональной зависимости с периодами повторяемости независимо от величины землетрясения. Иными словами, если и меняются отношения скорости деформации по всем трем главным направлениям в пределах периода повторяемости землетрясения, то средние значения этих отношений в очагах разной величины одинаковы. В условиях растяжения отношения эти зависят от величины землетрясения, т.е. от периода его повторяемости и размеров очага. В частности, при укрупнении очага значительно меняется отношение скорости деформации в направлении оси максимального и промежуточного напряжений за счет увеличения скорости деформации в направлении промежуточного напряжения. Создается впечатление, что без дополнительной деформации в направлении промежуточного напряжения среда в условиях растяжения не должна испытывать упрочнения.

Изменение прочности среды в процессе разрушения

Наиболее существенные различия прочностных свойств среды наблюдаются в очаговых зонах крупнейших землетрясений. С уменьшением размеров очага эти различия сглаживаются и прочностные свойства среды становятся неразличимыми по величине τ , принятой за их характеристику. Для очагов крупнейших землетрясений произведены оценки величины высвобождаемых напряжений

Таблица 26

Изменения $\log \tau$ (дин) с течением времени

Сутки Условия	1	3	7	15	31	63	127	255	511	1024	2047
Сжатия	7,65	7,8	7,7	7,42	7,24	7,22	7,12	7,2	7,05	7,14	6,94
Растяжения	6,95	6,84	7,0	6,96	7,04	7,1	7,08	7,1	7,2	7,17	7,1

в афтершоках по формуле (V.33), т.е. в предположении, что размер зоны разрушения афтершока одинаков с ее размером самостоятельного землетрясения той же величины. Результаты этой оценки приведены в табл. 26.

После главного толчка величина снимаемых напряжений в очагах в условиях сжатия и растяжения падает примерно на 0,7 порядка. С течением времени в условиях сжатия она продолжает убывать, а в условиях растяжения возрастает. В конце серии афтершоков значения их выравниваются и соответствуют очагам землетрясений с $M = 6,0\text{--}6,5$.

По наблюдениям за пространственно-временным распределением афтершоков в очаговых зонах некоторых крупнейших землетрясений (6.XI 1958 г., 13.X 1963 г., 4.II 1965 г.) установлено, что с течением времени афтершоки распространяются от центральной части очаговой зоны к периферии (Соловьев, 1965; Федотов и др., 1969). Исходя из этого наибольшими различиями прочностных свойств обладают центральные части очаговых зон крупных землетрясений в условиях сжатия и растяжения, а их периферийные части в среднем имеют одинаковую прочность среды на скол, своюственную среде в условиях спокойного сейсмического режима. Если и существуют различия прочностных свойств среды в очагах относительно небольших землетрясений, являющихся результатом деформирования в условиях сжатия и растяжения, то они не обнаруживаются тем достаточно грубым способом, который применен нами.

ВЫВОДЫ

Результаты исследования параметров сейсмического режима в очаговых зонах характеризуют прежде всего процессы деформирования и разрушения среды. Эти процессы выявляются специфическими закономерностями параметров сейсмического режима в условиях работы сил сжатия и растяжения, обусловленными взаимодействием этих сил со средой.

В процессе деформирования, связанном с одинаковым законом возрастания очаговых зон и величины энергии главного землетрясения, в условиях сжатия и растяжения наблюдается различное изменение прочностных свойств среды, характеризуемых величиной высвобожденных максимальных касательных напряжений. С укрупнением очаговых зон землетрясений прочность среды в их пределах в условиях растяжения становится все более меньшей по сравнению с условиями сжатия. Это обуславливает особенности процессов разрушения среды в очаговых зонах.

Процессы разрушения среды в условиях сжатия существенно подобны для любого предельного напряженного состояния. Это подобие отражается в независимости от величины главного землетрясения таких параметров, как: угловой коэффициент графика повторяемости афтершоков, определяющий относительное соотношение между разрывами разной величины; угловой коэффициент распределения числа афтершоков во времени, определяющей скорость затухания числа разрывов в очаговой зоне; угловой коэффициент распределения $\Sigma E^{2/3}$ во времени, определяющий скорость затухания процесса высвобожде-

ния напряжений в афтершоках. В условиях растяжения наблюдается существенная зависимость процесса разрушения от предельного напряженного состояния - между указанными параметрами и величиной главного землетрясения существуют значимые отрицательные корреляции.

Существует некоторый средний уровень напряженности среды, определяемый в районе островных дуг на северо-западе Тихого океана величиной землетрясения $M = 6,0-6,5$, в пределах которого параметры сейсмического режима и прочностные свойства среды меняются незначимо при оценках их за периоды от одного до трех лет. При формировании очагов значительно более крупных землетрясений ($M > 7,75$) эти же параметры испытывают значимые изменения. В результате разрушения среды в очаговых зонах крупных землетрясений и высвобождения напряжений среда и сейсмический режим приобретают вновь осредненные свойства, характерные для спокойного сейсмического режима.

Некоторые из рассмотренных закономерностей могут использоваться в прогнозе крупных землетрясений. Показано, что дефицит активности форшоков, установленный многими исследователями, обусловлен ослаблением серии афтершоков у форшоков по сравнению с самостоятельными землетрясениями одинаковой величины с форшоками по мере приближения момента возникновения крупного землетрясения. Это явление количественно выражено через величину максимального афтершока и угловой коэффициент графика повторяемости афтершоков. В совокупности с закономерностями изменения углового коэффициента графика повторяемости форшоков во времени и динамических параметров очагов, характеристики сопровождаемости форшоков афтершоками увеличивают надежность прогноза места возникновения крупного землетрясения и приблизительного времени его возникновения. Наиболее простому измерению поддается величина дефицита магнитуды максимального афтершока, по которому можно судить также о степени изменения углового коэффициента графика повторяемости по сравнению со средним напряженным состоянием среды в периоды спокойного сейсмического режима.

В условиях растяжения угловой коэффициент графика повторяемости изменяется с течением времени в очаговых зонах крупных землетрясений симметрично относительно момента возникновения главного толчка. В результате этого угловой коэффициент графика повторяемости форшоков примерно равен угловому коэффициенту графика повторяемости афтершоков. В условиях сжатия такой симметрии не наблюдается и угловой коэффициент графика повторяемости форшоков значимо меньше, чем афтершоков.

Установленные соотношения между числом и величиной активности афтершоков и величиной главного землетрясения должны учитываться при картировании сейсмичности, когда оно производится по всей совокупности землетрясений в зонах со смешанным напряженным состоянием. В Курило-Камчатской зоне и в зонах аналогичного напряженного состояния при картировании сейсмичности могут использоваться как эталонные лишь землетрясения с $M = 6,0-6,25$. Лишь афтершоки с $M = 6,0-6,25$ в условиях сжатия и растяжения имеют одинаковый вес относительно главных землетрясений и обладают одинаковой приходящейся на один афтершок площадью.

Таким образом, раздельное рассмотрение сейсмического режима в очаговых зонах землетрясений, возникающих в условиях сжатия и растяжения, позволяет выявить ряд новых закономерностей. Эти закономерности, с одной стороны, дают более детальное описание природных процессов деформирования и разрушения реальной геологической среды, с другой стороны, имеют практическое приложение в прогнозе землетрясений и в картировании сейсмичности.

Глава VI. ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ С ПОМОЩЬЮ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Пространственное распределение гипоцентров дальневосточных землетрясений, показанное на рис. 2, изучалось многими авторами (Монахов, Тараканов, 1955; Коган, 1956; Беньоф, 1957; Кондорская, Посталенко, 1957, 1958, 1959; Кондорская, Тараканов, 1961; Токарев, 1958, 1970; Линден, 1961; Андреев, 1963; Соловьев и др., 1964, 1965, 1970; Федотов и др., 1969; Sykes, 1966, 1966a; Аверьянова, 1967, 1968; и др.). Можно считать установленным, что очаги землетрясений образуют некоторую фокальную зону, погружающуюся под Азиатский континент от Курило-Камчатской островной дуги и глубоководного желоба на всем их протяжении на глубину до 650–700 км. В пределах сейсмических зон островных дуг, в том числе и Курило-Камчатской, отмечается немонотонное изменение числа землетрясений и сейсмической энергии с глубиной (Коган, 1956; Андреев, 1963; Miyamagi, 1962, 1968; Sykes, 1966, 1966a; Тараканов, Левый, 1967; Аверьянова, 1967, 1968).

При изображении сейсмичности Курило-Камчатской зоны в виде непрерывного поля активности стало очевидным, что активность распределена в зоне неравномерно (Кондорская, Тихонов, 1960; Кондорская, Ландырева, 1962; Соловьев и др., 1964, 1965, 1970; Федотов, 1965, 1968; Голячев, 1967; Аверьянова, 1968; и др.). Повышенная активность локализуется на отдельных участках в пределах зоны. Однако осталось невыясненным, обусловлены ли наблюдаемые неравномерности пространственного распределения активности долговременно сохраняющимися особенностями напряженных состояний и внутреннего строения зоны или же они носят временный, переходный характер и связаны с малым периодом инструментальных наблюдений.

В данной главе рассматриваются закономерности пространственного распределения параметров сейсмического режима и возможности характеризовать с их помощью условия возникновения землетрясений. В этой связи нас более всего интересуют вопросы о влиянии условий возникновения землетрясений и различных напряженных состояний на



Рис. 41. Схема разделения Курило-Камчатской и Японской зон на 11 участков, для которых обобщены сейсмологические данные

долговременные параметры сейсмичности и на картирование максимальных известных землетрясений.

Вопросы по сейсмическому районированию Курило-Камчатского региона рассмотрены во многих работах (Горячев, 1967; Тараканов, Соловьев, 1968; Горячев и др., 1968; Федотов, 1968; Федотов и Шумилина, 1971). Это позволит сравнить результаты, полученные с учетом и без учета особенностей напряженного состояния среды в областях возникновения совокупности землетрясений. В соответствии с локализацией сейсмичности и распределением очаговых зон крупных землетрясений Курило-Камчатский регион разделен на 6 участков (рис. 41), для которых исследованы напряженные состояния и параметры сейсмичности.

VI.1. МОДЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

При исследовании сейсмического режима очаговых зон выяснилось, что параметры графика повторяемости чувствительны к условиям возникновения землетрясений, представляющим собой всестороннее неравномерное сжатие или растяжение (в рамках принятой модели). В указанных условиях они подчиняются разным закономерностям в зависимости от величины главного землетрясения. Важно изучить возможность применить выявленные особенности при характеристике условий возникновения совокупности очагов.

В соответствии с основными принципами количественной характеристики сейсмичности (Бунэ и др., 1960; Ризниченко, 1962, 1967, 1969) задача сводится к следующему. Пусть имеется множество площадей, на которых возникли максимальные землетрясения:

$$S_0(M) = S_{00} 10^{b_0(M - M_0)} \quad (\text{VI.1})$$

Совокупность самостоятельных, независимых землетрясений, возникающих на каждой площади (VI.1), подчиняется закону повторяемости

$$N(M) = N_0 10^{-b(M - M_0)}. \quad (\text{VI.2})$$

Совокупность землетрясений (VI.2) возникает за период повторяемости максимального из них. Между собой периоды повторяемости максимальных землетрясений связаны соотношением

$$T(M_m) = T_0 10^{(b - b_0)(M_m - M_0)}. \quad (\text{VI.3})$$

Совокупности землетрясений (VI.2) являются полными выборками с различными максимальными землетрясениями, отличающимися по величине на δM — градуировочный шаг шкалы магнитуд графика повторяемости или на его целочисленные значения. Графики повторяемости параллельны, т.е. $b = \text{const}$. В таком случае имеет место соотношение

$$N_0(M_m) = N_{00} 10^{b(M_m - M_0)}. \quad (\text{VI.4})$$

Случай, когда совокупности самостоятельных землетрясений, соответствующие различным максимальным землетрясениям, имеют параллельные графики повторяемости, принят к рассмотрению.

Пусть каждое землетрясение из совокупности (VI.2) сопровождается афтершоками, которые в соответствии с выявленными закономерностями подчи-

няются соотношениям

$$N_a(M) = N_{a0} 10^{-b_a(M - M_0)}, \quad (\text{VI.5})$$

$$N_a(M_n) = a_a 10^{\beta_a(M - M_0)}, \quad (\text{VI.6})$$

(индекс "а" означает принадлежность землетрясений к афтершокам).

Задача сводится к определению величины активности $A(M_n)$ объединенной совокупности самостоятельных землетрясений и афтершоков детерминированной величины M_n , углового коэффициента графика повторяемости этой совокупности землетрясений и параметров соотношения между величиной активности и максимального землетрясения, имеющего общий вид

$$A(M_n) = a 10^{\beta(M_m - M_0)}. \quad (\text{VI.7})$$

Сумма всех землетрясений фиксированной магнитуды M_n определяется как

$$N_{\Sigma}(M_n) = N(M_n) + \int_M^{M_m} N_a(M_n) N(M) dM. \quad (\text{VI.8})$$

Естественно, землетрясения ограничены снизу единым уровнем представительности. Величина активности определяется как

$$A(M_n) = N_{\Sigma}(M_n) / S_0(M_m) T(M_m), \quad (\text{VI.9})$$

угловой коэффициент графика повторяемости объединенной совокупности самостоятельных землетрясений и афтершоков –

$$\bar{b} = -\frac{d \log N_{\Sigma}(M_n)}{d M_n}, \quad (\text{VI.10})$$

и угловой коэффициент β соотношения (VI.7) –

$$\beta = \frac{d \log N_{\Sigma}(M_n) / S_0(M_m) T(M_m)}{d M_m}. \quad (\text{VI.11})$$

Параметры сейсмического режима в условиях сжатия

Серии афтершоков в условиях сжатия дают совокупность параллельных графиков повторяемости (VI.5), для которых $b_a = \text{const}$ и

$$N_{a0} = a_1 10^{b_a(M - M_0)}. \quad (\text{VI.12})$$

Подставляя (VI.12) в (VI.5), получаем соотношение (VI.6) для афтершоков фиксированной величины M_n в виде

$$N_a(M_n) = a_1 10^{-b_a(M_n - M_0)} 10^{b_a(M - M_0)}, \quad (\text{VI.13})$$

где $\beta_a = b_a$ и $a_a = a_1 10^{-b_a(M_n - M_0)}$.

Подставляя далее функции (VI.2) и (VI.13) в подынтегральное выражение (VI.8) и значение $N(M)$ из (VI.2) при $M=M_n$ и (VI.4), имеем выражение для суммы всех землетрясений с $M=M_n$:

$$N_{\Sigma}(M_n) = N_{\text{oo}} 10^{b(M_m - M_n)} + \frac{a_1 N_{\text{oo}} 10^{-b} a^{(M_n - M_0)} 10^{b(M_m - M_0)}}{(b_a - b) \ln 10} \times \\ \times [10^{(b_a - b)(M_m - M_0)} - 10^{(b_a - b)(M - M_0)}]. \quad (\text{VI.14})$$

Запишем это выражение в виде

$$\log N_{\Sigma}(M_n) = \log N_{\text{oo}} + b(M_m - M_n) + \log (I + C), \quad (\text{VI.15})$$

$$\text{где } C = \frac{a_1 10^{(b_a - b)(M_m - M_n)}}{(b_a - b) \ln 10} \left[1 - 10^{-(b_a - b)(M_m - M_0)} \right].$$

Угловой коэффициент (VI.10) графика повторяемости объединенной совокупности самостоятельных землетрясений и афтершоков определяется выражением

$$\bar{b}_+ = -b - \frac{(b_a - b) \ln 10}{1 + I/C}. \quad (\text{VI.16})$$

Величина a_1 представляет число минимальных афтершоков в очаге максимального землетрясения из совокупности (VI.2), разность $(b_a - b) > 0$, поэтому $I/C < 0,01$ и этим членом в (VI.16) можно пренебречь. Тогда окончательно имеем

$$\bar{b}_+ = -b - (b_a - b) \ln 10. \quad (\text{VI.17})$$

Угловой коэффициент графика повторяемости объединенной совокупности самостоятельных землетрясений и афтершоков в условиях сжатия не зависит от величины максимального из них. При $b=b_a$ имеем $\bar{b}_+ = b = b_a$. Чем больше отличие b и b_a , тем значительнее отличие угловых коэффициентов графиков повторяемости самостоятельных землетрясений и их совокупности с афтершоками.

С помощью формул (VI.1), (VI.3) и (VI.9) преобразуем общее число землетрясений с $M=M_n$ (VI.15) в величину активности, которая записывается в виде

$$\log A(M_n) \approx \log \frac{N_{\text{oo}}}{S_{\text{oo}} T_0} - b(M_n - M_0) + \log (1 + C). \quad (\text{VI.18})$$

Из (VI.18) угловой коэффициент (VI.11) соотношения между величиной активности и величиной максимального землетрясения имеет выражение

$$\beta_+ = (b_a - b) \ln 10, \quad (\text{VI.19})$$

в котором пренебрегли $1/C < 0,01$. Угловой коэффициент соотношения (VI.7) не зависит от величины землетрясений, активность которых коррелируется с величиной максимального землетрясения. При $b_a = b$ связь между этими величинами отсутствует $\beta_+ = 0$. Связь между ними тем значимее, чем выше значение b_a по сравнению с b .

Следовательно, если в условиях сжатия наблюдаются вариации углового коэффициента графика повторяемости всей совокупности землетрясений, то они

носят временный характер и связаны с тем, что отдельные области находятся на разных этапах развития сейсмичности: активизация, сейсмическое затишье или спокойный режим.

Параметры сейсмического режима в условиях растяжения

В условиях растяжения параметры графика повторяемости афтершоков связаны с величиной главного землетрясения зависимостями:

$$b_a = b_{ao} - b_b(M - M_o), \quad (VI.20)$$

$$N_{ao} = a_2 10^{-b_2(M-M_o)}. \quad (VI.21)$$

Подставляя (VI.20) и (VI.21) в (VI.5), получаем соотношение (VI.6) в виде

$$Na(M_n) = a_2 10^{-b_{ao}(M_n - M_o)} 10^{b_b(M_n - M_o)} - b_2(M - M_o), \quad (VI.22)$$

где $\beta_a = b_b(M_n - M_o) - b_2$, $a_a = a_2 10^{-b_{ao}(M_n - M_o)}$.

При подстановке (VI.2), (VI.4) и (VI.22) в (VI.8) в результате интегрирования имеем выражение для суммы всех землетрясений с $M = M_n$

$$N_{\Sigma}(M_n) = N_{oo} 10^{b(M_m - M_n)} + \frac{a_2 N_{oo} 10^{-b_{ao}(M_n - M_o)} 10^{b(M_m - M_o)}}{[b_b(M_n - M_o) + b_2 - b] \ln 10} \times \\ \times [10^{[b_b(M_n - M_o) + b_2 - b](M_m - M_o)} - 10^{[b_b(M_n - M_o) + b_2 - b](M - M_o)}]. \quad (VI.23)$$

Угловой коэффициент (VI.10) графика повторяемости объединенной совокупности самостоятельных землетрясений и афтершоков и угловой коэффициент (VI.11) соотношения между активностью землетрясений фиксированной величины M_n и величиной максимального из них находим по аналогии с предыдущим. Выкладки при их определении не сложны, но громоздки, поэтому опустим их. Пренебрегая слагаемыми $< 0,01$, для углового коэффициента графика повторяемости имеем выражение

$$\bar{b} = -b - [b_{ao} - b_b(M_m - M_o) - b] \ln 10. \quad (VI.24)$$

Угловой коэффициент графика повторяемости объединенной совокупности самостоятельных землетрясений и афтершоков в условиях растяжения связан с величиной максимального землетрясения отрицательной зависимостью (VI.24).

Угловой коэффициент соотношения (VI.7) также выпишем без промежуточных выкладок, пренебрегая членами $< 0,01$ –

$$\beta_- = (b_2 - b) \ln 10 + b_b(M_n - M_o) \ln 10. \quad (VI.25)$$

Он зависит от энергетического класса или магнитуды землетрясений, коррелируемых с величиной максимального землетрясения.

Сравнивая между собой угловые коэффициенты (VI.17) и (VI.24), находим, что они имеют одинаковые значения при условии

$$b_{a+} = b_{ao} - b_b(M_m - M_o). \quad (VI.26)$$

При подстановке в (VI.26) значений $b_{a+} = 0,81$ из (VI.16), $b_{a0} = 1,67$ и $b_b = 0,15$ из (V.18) находим, что угловые коэффициенты графиков повторяемости объединенных совокупностей самостоятельных землетрясений и афтершоков в условиях сжатия и растяжения имеют одинаковые значения при $M_m = -5,75$. Значения угловых коэффициентов β в условиях сжатия (VI.19) и растяжения (VI.25) одинаковы при

$$b_2 + b_b(M_n - M_0) = b_{a+}. \quad (\text{VI.27})$$

При $M_0 = 5,0$ значение $b_2 = 0,71$ (табл. 17), $M_n = 5,75$.

Таким образом, значимые различия таких параметров сейсмического режима, как коэффициенты b и β , должны наблюдаться для совокупности всех землетрясений в условиях сжатия и растяжения при $M \approx 6,0$. Примерно с этого же уровня магнитуды начинают проявляться различия прочностных свойств среды в очагах, возникающих в разных динамических условиях. Для областей с максимальными землетрясениями ($M > 6,0$) должна быть отрицательная корреляция между b и величиной максимального землетрясения в условиях растяжения и должна отсутствовать какая-либо корреляция между ними в условиях сжатия. Эти особенности могут служить косвенным критерием правильности оценки величины максимального землетрясения. Кроме того, они могут использоваться для выделения зон с различными напряженными состояниями.

Произведенные оценки находят подтверждение в результатах исследований некоторых авторов. В частности, И.П. Кузиным в районе восточнее Камчатки выявлена отрицательная корреляция величины стандартной активности ($K=10$) с величиной максимального землетрясения (Кузин, 1971). Для северной и южной частей Курило-Камчатской зоны А.М. Багдасаровой не обнаружено связи стандартной активности с величиной максимального землетрясения, но одновременно установлена значимая положительная корреляция активности землетрясений с $M=6,5$ ($K=15$) с величиной максимального землетрясения (Ризниченко, Багдасарова, 1974). Проведенное ниже описание сейсмичности Курило-Камчатского региона с помощью параметров сейсмического режима всей совокупности землетрясений и параметры графика повторяемости для землетрясений Балканского региона подтверждают также результаты моделирования параметров сейсмического режима для разных динамических условий.

VI.2. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЗОН СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ПРЕИМУЩЕСТВЕННЫМ ТИПАМ ПОДВИЖЕК И НАПРЯЖЕННОМУ СОСТОЯНИЮ СРЕДЫ

Если выявленные выше связи между напряженными состояниями и сейсмическим режимом не случайны и разные механизмы деформирования и разрушения среды стабильны и действуют в неизменных объемах, то наблюдения над сейсмичностью за длительный период должны также выявить эту связь. Первоочередная задача состоит в определении преимущественного вида напряженного состояния среды в пределах сейсмоактивной зоны, ее дифференциация по параметрам напряженного состояния и сейсмического режима.

Здесь будут рассмотрены распределения параметров напряженного состояния, к которым относятся прежде всего тип и интенсивность очаговых подвижек, а также направленность действия главных напряжений. Курило-Камчатская зона в этом смысле изучена гораздо детальнее по сравнению с другими зонами, поскольку на ее примере показано соотношение между параметрами напряженного состояния и сейсмического режима. Японская, Алеутская и Аляскинская зоны рассматриваются для сравнения результатов определения типа напряженного состояния. Сведения о "механизме очагов" землетрясений из этих зон в основном заимствованы из работ других авторов (Honda et al., 1952, 1957, 1967; Ichikawa, 1961, 1962, 1965, 1966; Fara, 1964; Wicens, Hodgson, 1967; и др.).

Распределения типа и интенсивности подвижек

Как было показано выше, очаговые зоны землетрясений со сбросо-и взбросо-сдвиговыми подвижками формируются в разных напряженных состояниях. В подавляющем большинстве подвижки в изученных очагах представляют сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. Это иллюстрируется распределением углов наклона осей промежуточных напряжений, согласующихся с углами наклона вектора подвижки: при $e_j = 0^\circ$ подвижки относятся к чистым взбросам или сбросам, при $e_j = 90^\circ$ – к чистому сдвигу вдоль направления простирания плоскости подвижки (рис. 42).

На рис. 43 приведены распределения по глубине интенсивности сбросо-сдвиговых и взбросо-сдвиговых подвижек. Сравнивая их с распределениями по глубине угла наклона оси промежуточного напряжения, можно отметить, что подвижки с примерно равными компонентами по падению и простиранию плоскости подвижки ($e_j = 45^\circ$) обладают наибольшей интенсивностью. Чистые сбросы и взбросы, а также сдвиги вдоль направления простирания плоскостей подвижек значительно менее интенсивны.

Распределения интенсивности подвижек по глубине ограничены представительностью данных о "механизме очагов". На глубинах ниже 170–200 км число определений "механизма очагов" на каждом участке мало, что не позволяет распространять рассматриваемые распределения на большие глубины.

Обращает на себя внимание большое разнообразие в изменении характера подвижек по глубине и вдоль простирания Курило-Камчатской и Японской островных дуг. Однако среди этого многообразия выявляются совершенно отчетливые закономерности, практически одинаковые для обеих зон. Северные и южные краевые участки зон (1, 2, 6, 10) на глубине до 50–60 км характеризуются преимущественными сбросо-сдвиговыми подвижками. На центральных участках зон (3, 4, 8) преобладают взбросо-сдвиговые подвижки.

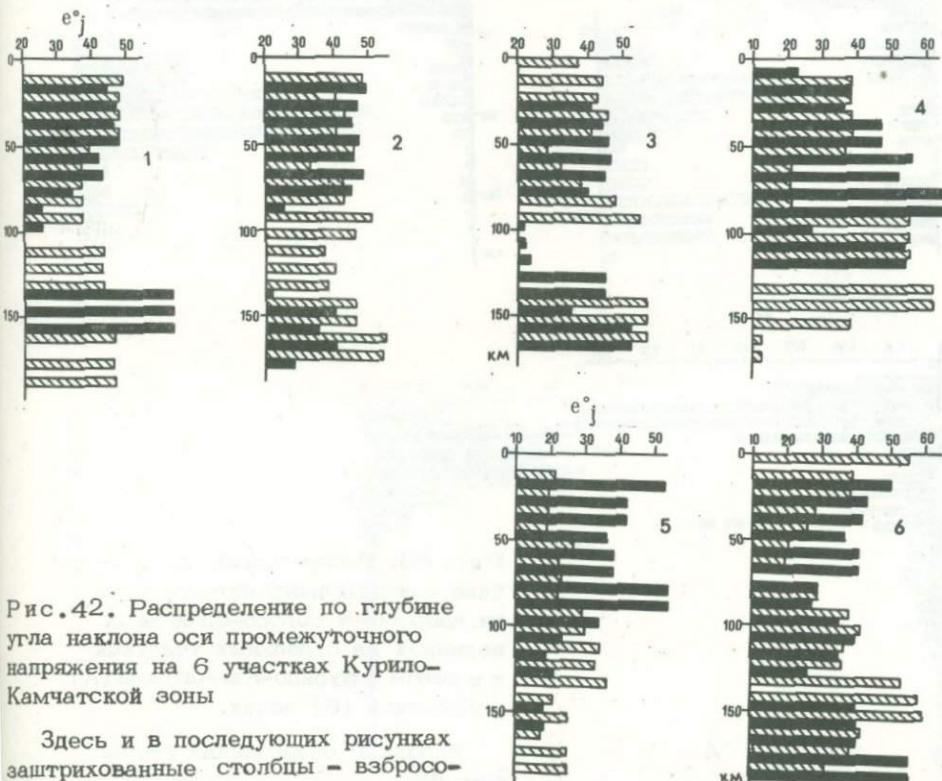


Рис. 42. Распределение по глубине угла наклона оси промежуточного напряжения на 6 участках Курило-Камчатской зоны

Здесь и в последующих рисунках заштрихованные столбцы – взбросо-сдвиги, зачерненные – сбросо-сдвиги

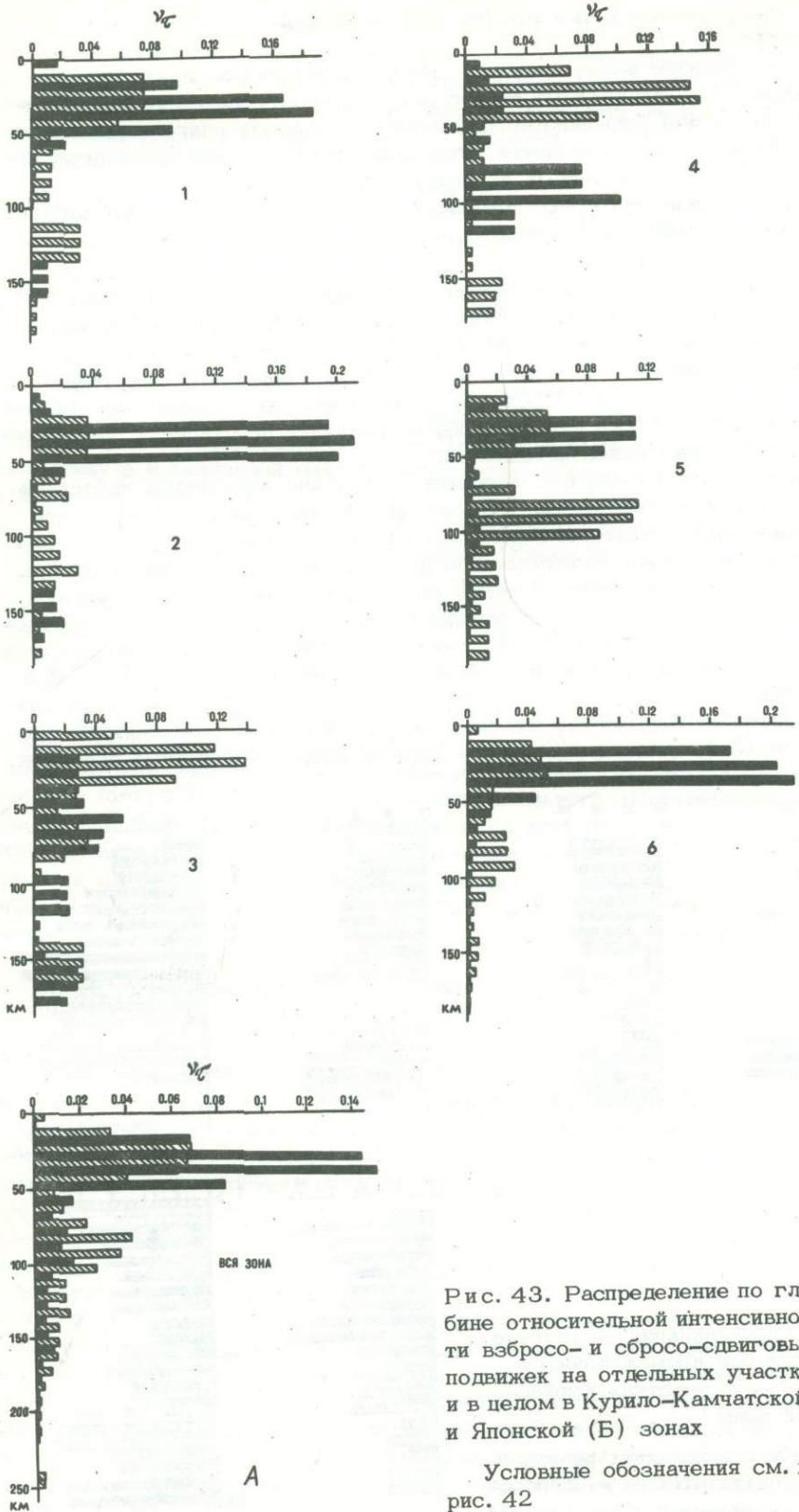
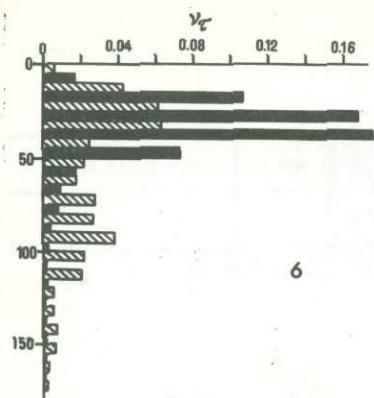
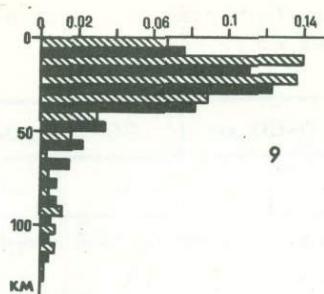


Рис. 43. Распределение по глубине относительной интенсивности взбросо- и сбросо-сдвиговых подвижек на отдельных участках и в целом в Курило-Камчатской (А) и Японской (Б) зонах

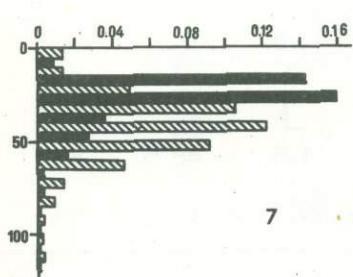
Условные обозначения см. на рис. 42



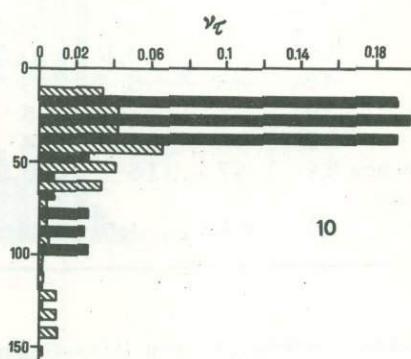
6



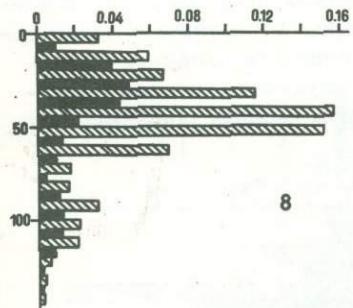
9



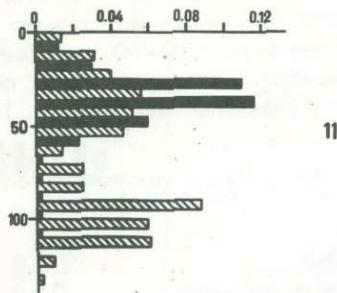
7



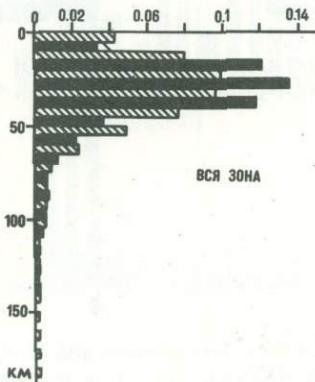
10



8



11



Б

Таблица 27

Распределения относительной интенсивности взбросо- и сбросо-сдвиговых подвижек по глубине, %

Участок	0-60 км		60-120 км		120-180 км		0-180 км	
	+	-	+	-	+	-	+	-
1	29	56	9	0,5	3	2,5	41	59
2	18	59	14	3	4	2	36	64
3	46	31	6	6	10	1	62	38
4	60	21	2,5	16	—	0,5	62,5	37,5
5	21	33	37	1	7,5	0,5	65,5	34,5
6	19	66	11	1	2,5	0,5	32,5	67,5
7	39,5	57	5	0,5	—	—	42,5	57,5
8	65	19	10,5	0,5	0,5	0,5	76	23
9	48	45	3	3	—	—	51	49
10	29	62	1	5	3	—	33	67
11	25	42	29	4	—	—	54	46
К.-К.вся	24	47	16	5,5	6	1,5	46	54
Япония								
всё	44	48	4,5	2,5	0,5	0,5	49	51

В районе островной дуги Идзу-Бонин (участок 11) преимущественными являются сбросо-сдвиги.

При увеличении глубины характер преимущественных подвижек, как правило, меняется. Вертикальный размер областей с преимущественными подвижками в среднем равен 50-70 км. Наибольшая интенсивность подвижек наблюдается в центральных частях этих областей, а на глубинах между ними интенсивность подвижек минимальна. Переходы от преобладания сбросо-сдвигово-

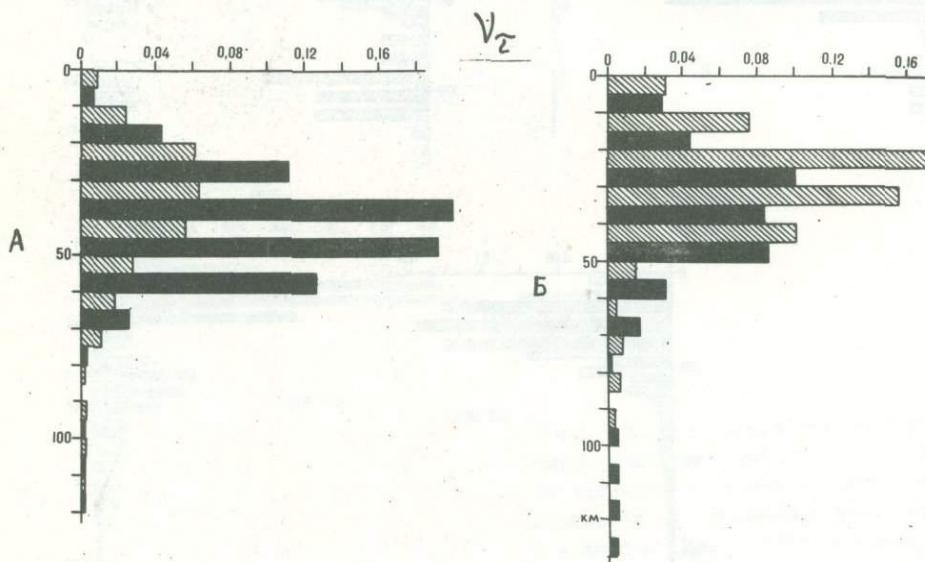


Рис. 44. Распределение по глубине относительной интенсивности взбросо- и сбросо-сдвиговых подвижек в Алеутской (А) и Аляскинской (Б) зонах
Условные обозначения см. на рис. 42

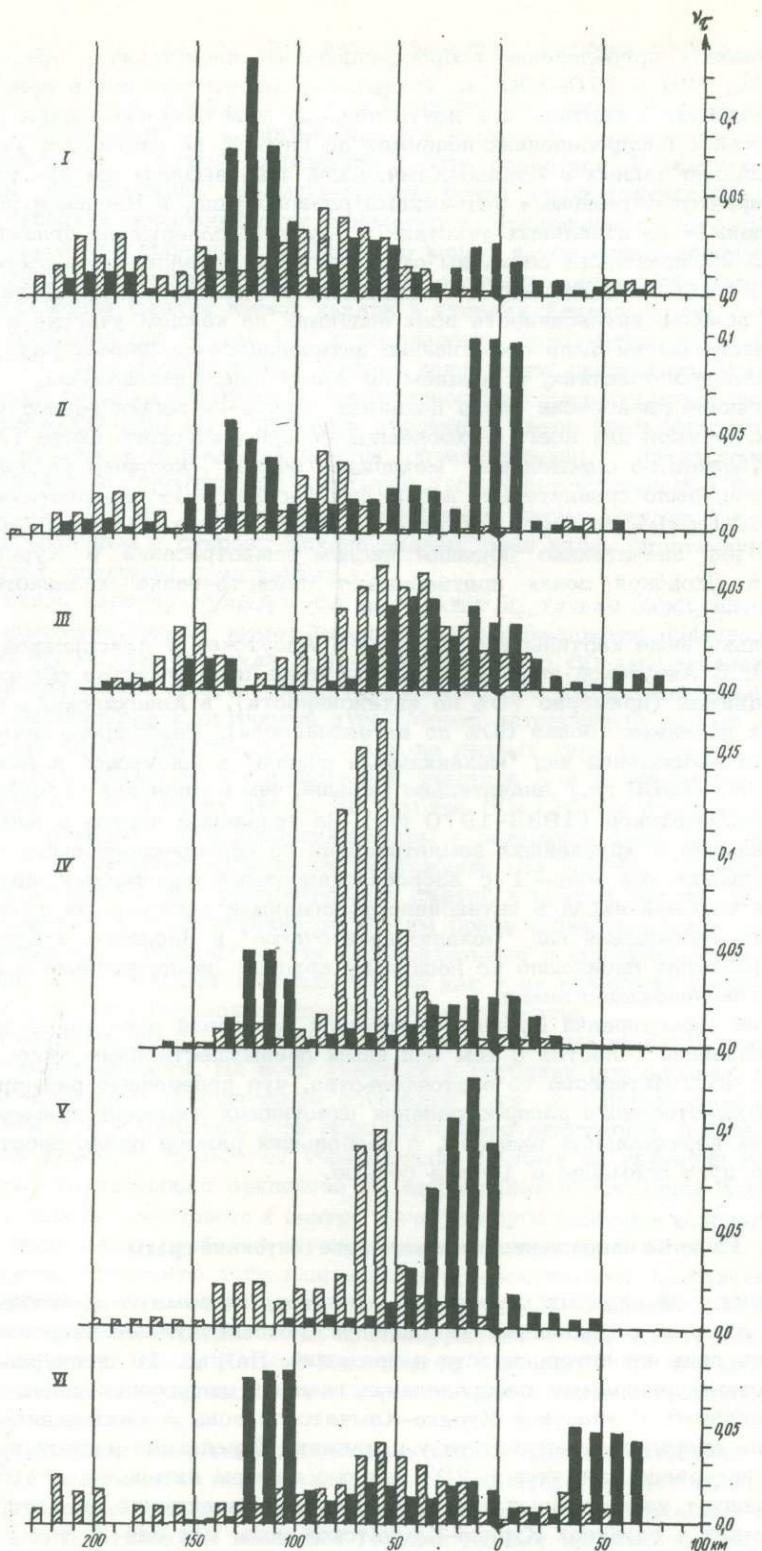


Рис. 45. Распределение относительной интенсивности взбросо- и сбросо-сдвиговых подвижек в направлении нормали к Курило-Камчатской островной дуге на 6 участках. Начало отсчета расстояния приурочено к оси глубоководного желоба.

Условные обозначения см. на рис. 42

вых подвижек к преобладанию всбросо-сдвиговых происходят в среднем на глубине 60, 120 и 170–200 км. Осреднение данных для зон в целом приводит к сглаживанию картины и к почти полному уничтожению индивидуальных особенностей в распределениях подвижек по глубине на отдельных участках. При осреднении данных в Курило–Камчатской зоне выделяются две глубинные толщи с преимущественными подвижками разного типа, в Японской зоне различия подвижек на отдельных участках и глубинах совершенно сглаживаются.

В табл. 27 приведены величины относительной интенсивности всбросо-сдвиговых (+) и сбросо-сдвиговых (–) подвижек, выраженные в процентах, если за 100% принять интенсивность всех подвижек на каждом участке в отдельности. Каково бы ни было соотношение интенсивности подвижек разного знака на отдельных участках, в среднем по зонам они уравновешены.

Аналогичное равновесие числа подвижек сбросо- и всбросо-сдвигов обнаружил Дж.Ходжсон для всего Тихоокеанского сейсмического пояса (Ходжсон, 1966). Количество определений "механизма очагов", которым располагал Дж. Ходжсон, было сравнительно небольшим (всего 109 определений на глубине до 600 км), и он отнес это равенство на счет игры случая. Однако наблюдения над значительно большим числом землетрясений в Курило–Камчатской и Японской зонах подтверждают существование указанного равновесия.

Несколько иные картины наблюдаются в Алеутской и Аляскинской зонах (рис. 44). В Алеутской зоне наблюдается явное преимущество сбросо-сдвиговых подвижек (примерно 70% по интенсивности), в Аляскинской – всбросо-сдвиговых подвижек (более 60% по интенсивности). Необходимо отметить, что период наблюдений над "механизмами очагов" в Алеутской и Аляскинской зонах (1951–1969 гг.) значительно меньше, чем в Японской (1927–1969 гг.) и Курило–Камчатской (1933–1970 гг.). За указанный период в Алеутской зоне произошло 2 крупнейших землетрясения со сбросо-сдвиговыми подвижками, а в Аляскинской зоне – 1 с всбросо-сдвиговыми подвижками, которые внесли наибольший вклад в интенсивность подвижек регионов за этот период. За периоды наблюдений над "механизмами очагов" в Японском и Курило–Камчатском регионах произошло по нескольку крупных землетрясений с подвижками противоположного знака.

Поперек простирации Курило–Камчатской островной дуги также наблюдается чередование областей с тем или иным преимущественным типом подвижек (рис. 45). Интересно то обстоятельство, что поперечные размеры областей преимущественного распространения однотипных подвижек примерно такие же, как их вертикальные размеры, а наибольший размер вдоль простирации островной дуги примерно в 10 раз больше.

Главные напряжения и напряженное состояние среды

Проекции осей главных напряжений девиатора на земную поверхность определяют лишь их осредненные направления. Господствующее направление можно выбрать лишь по интенсивности напряжений. На рис. 46 приведены типичные векторные диаграммы распределения главных напряжений девиатора для рассматриваемых 6 участков Курило–Камчатской зоны с разделением их на глубины по преимущественному типу подвижек. Осреднение данных производилось в интервале азимутов в 20° при скользящем интервале в 10° .

Как следует из векторных диаграмм главных напряжений девиатора, на всех участках и глубинах Курило–Камчатской зоны как оси I, так и оси K разделяются на близкие к горизонтальным (отклонение от горизонтали не превышает 20° ; Аверьянова, 1968) и более крутые (отклонение от горизонтали превышает 30 – 40°). На разных участках и глубинах соотношения между интенсивностью горизонтальных напряжений осей I и K, а также соответствующие соотношения интенсивности крутых напряжений I и K различны, что нахо-

дится в согласии с относительной интенсивностью подвижек сбросо- и взбросо-сдвигов.

На первом самом северном участке Курило-Камчатской зоны на глубине до 60 км максимальными по интенсивности являются горизонтальные напряжения растяжения и крутые напряжения сжатия девиатора. Горизонтальные растяжения ориентированы преимущественно почти перпендикулярно к направлению простирации островной дуги с некоторым отклонением к северу (субмеридиональное направление). Значительно менее интенсивные горизонтальные сжатия ориентированы либо субширотно, либо субмеридионально. Более интенсивные напряжения сжатия имеют наклон в сторону Тихого океана и ориентированы примерно под углом 45° к направлению простирации дуги. Примерно эти же два направления имеют крутые напряжения растяжения, интенсивность которых мала по сравнению с интенсивностью горизонтальных растяжений.

На глубине 60–180 км в пределах участка 1 явное преимущество на стороне горизонтальных напряжений сжатия, ориентированных почти перпендикулярно к направлению простирации островной дуги. Соответствующие им крутые напряжения растяжения ориентированы либо почти перпендикулярно к островной дуге с наклоном в сторону Тихого океана, либо вдоль простирации островной дуги с наклоном к ее центру.

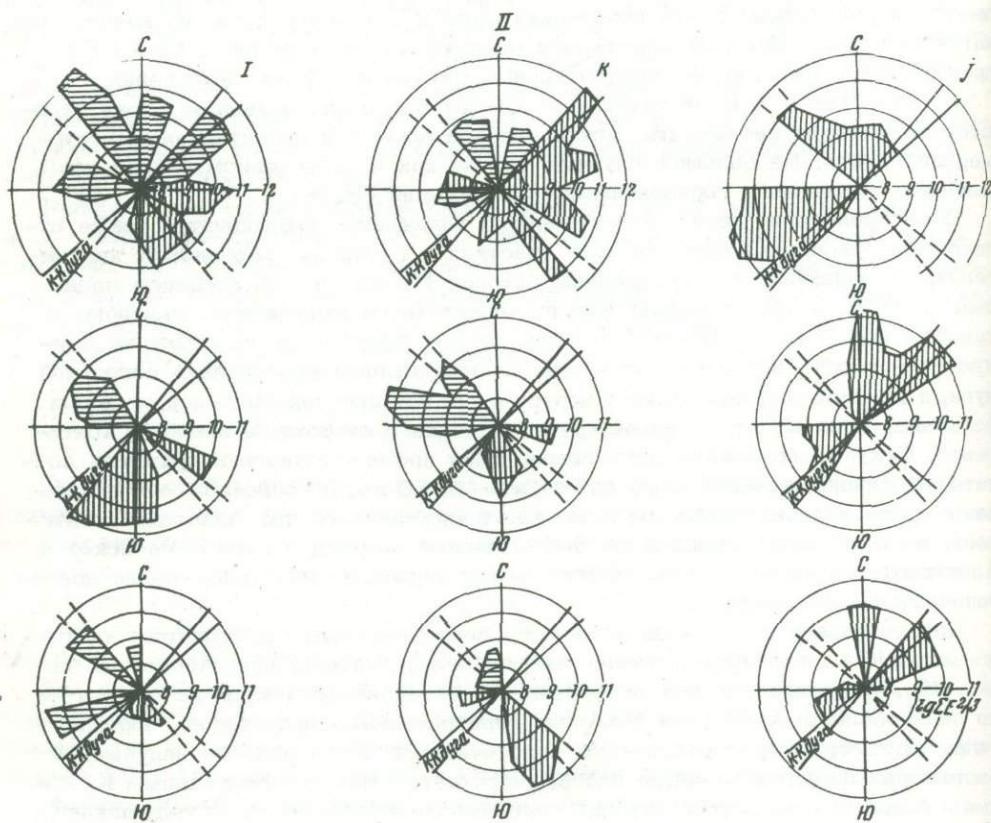
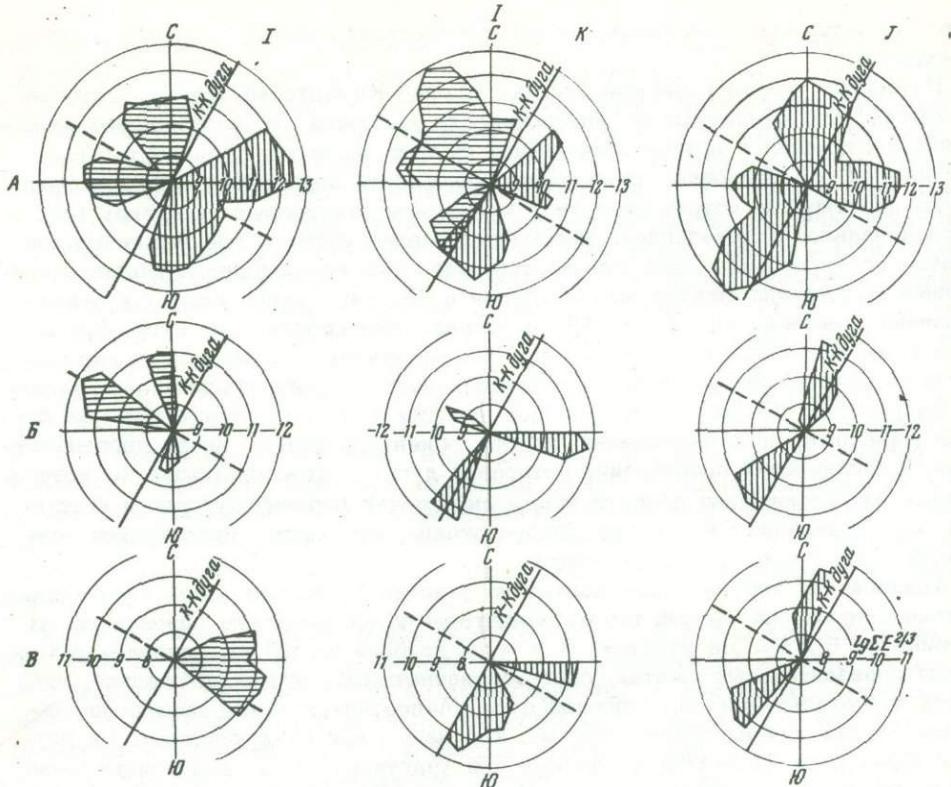
Аналогичная картина наблюдается на участке 2, только здесь интенсивные крутые напряжения сжатия имеют единственную субширотную ориентацию на глубине до 60 км. На участках 3 и 4 на глубине до 60 км наиболее интенсивны горизонтальные сжатия, ориентированные либо субмеридионально, либо почти перпендикулярно к островной дуге. Менее интенсивные крутые напряжения сжатия ориентированы так же, как на первых двух участках. На глубине 60–120 и 120–180 км данные для участков 3 и 4 объединены из-за относительно небольшого их числа. На глубине 60–120 км горизонтальные сжатия и растяжения почти перпендикулярны к островной дуге, но наибольшей интенсивностью обладают напряжения растяжения. На глубине 120–180 км преимущество на стороне горизонтальных сжатий и крутых растяжений.

На участках 5 и 6 на глубине до 60 км более интенсивными вновь являются напряжения растяжения, почти горизонтальные и ориентированные субмеридионально. На большей глубине, так же как и на северном фланге зоны, наиболее интенсивны горизонтальные напряжения сжатия.

В распределении осей промежуточного напряжения наблюдаются также отчетливые закономерности. На всех участках и глубинах преобладают направления, совпадающие с простиранием островной дуги и с положением зоны сейсмичности в пространстве. Оси промежуточного напряжения наклонены в среднем под углом в 30 – 60° от горизонтали, поэтому их проекция на земную поверхность несколько отклонена от направления простирации островной дуги, и тем сильнее, чем ближе к центру дуги, где дуга наиболее искривлена и фокальная зона имеет наиболее крутое падение в сторону Азиатского континента. Секущие островную дугу направления промежуточного напряжения достаточно широко развиты лишь на глубине до 60 км. В основном они направлены вдоль падения фокальной зоны при погружении ее под Азиатский континент, но в областях стыка Курило-Камчатской островной дуги с Японской и Алеутской островными дугами встречаются промежуточные напряжения противоположного направления.

Для установления вида напряженного состояния среды рассмотрим частотно-векторные диаграммы главных напряжений девиатора, представленные на рис. 47. На распределениях относительной интенсивности напряжений сжатия по оси I белыми столбцами показаны горизонтальные напряжения, черными – более крутые; на распределениях относительной интенсивности напряжений растяжения девиатора черные столбцы соответствуют горизонтальным К, белые – более крутым. Промежуточные напряжения не разделены по углу наклона.

Для всех трех главных напряжений девиатора на всех глубинах выделяется по два–три преимущественных направления, которые частично перекрывают



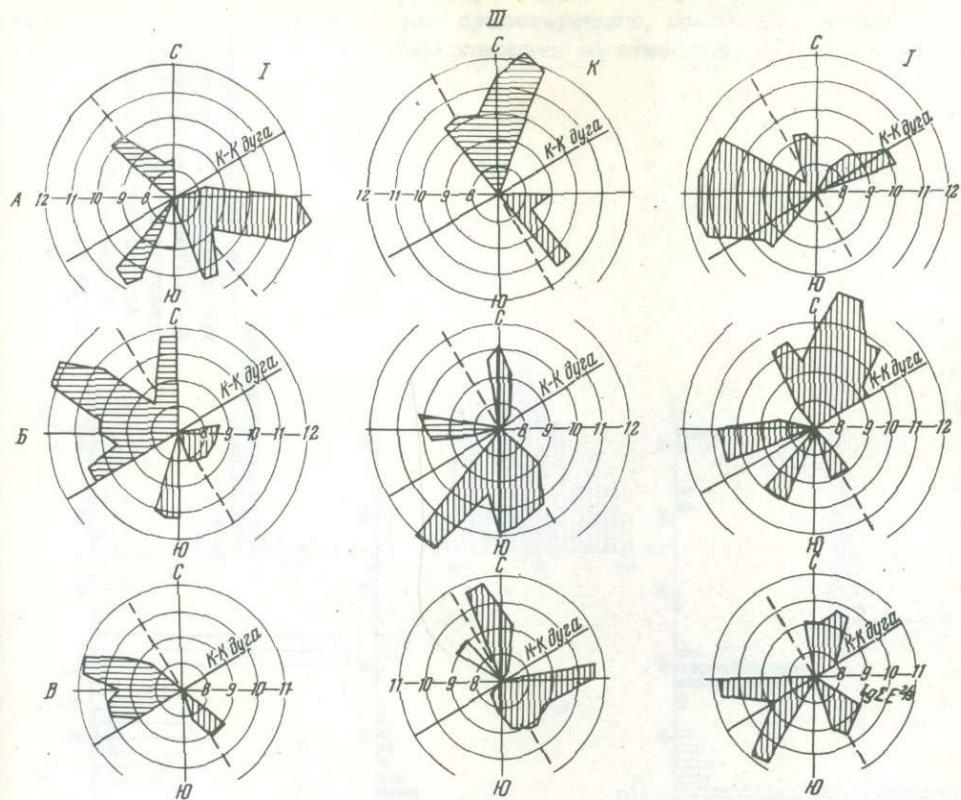


Рис. 46. Векторные диаграммы главных напряжений девиатора на глубинах 0–60 км (А), 60–120 км (Б), 120–180 км (В) на северном (I), центральном (II) и южном (III) участках Курило–Камчатской зоны

Горизонтальная штриховка – пологие оси, вертикальная – крутые

друг друга. Это является свидетельством и об устойчивости главных направлений, к которым приурочены наиболее интенсивные напряжения, и о смене ролей главных напряжений, действующих в этих направлениях. На глубине до 60 км наибольшая доля интенсивности напряжений приходится на горизонтальные растяжения, при увеличении глубины эта доля резко падает.

Частотно-векторные диаграммы главных напряжений девиатора в Японской зоне (рис. 48) и в Алеутской и Аляскинской зонах (рис. 49) дают аналогичную картину устойчивости главных направлений, характеризующихся максимумами интенсивности главных напряжений, и смены ролей главных напряжений.

Следовательно, напряженные состояния на всех глубинах в районе островных дуг на северо-западе Тихого океана характеризуются соотношениями $\tau_1/\tau_{\Sigma} < 1$, $\tau_2/\tau_{\Sigma} > 0$ и $\tau_3/\tau_{\Sigma} > 0$, т.е. являются неравномерными всесторонними сжатиями или растяжениями. По аналогии с напряженными состояниями среды в очаговых зонах отдельных землетрясений (см. главу IV) можно дать однозначную интерпретацию напряженным состояниям в областях возникновения преимущественных сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов. В областях возникновения преимущественных подвижек в виде взбросо-сдвига на глубине до 60 км напряженные состояния определяются как всесторонние неравномерные сжатия с максимальными сжатиями, близкими к горизонтальным. В областях возникновения преимущественных сбросо-сдвигов на тех же глубинах напряженные состояния определяются как всесторонние неравномерные растяжения с максимальными близкими к горизонтальным напряжениями. Для больших глубин

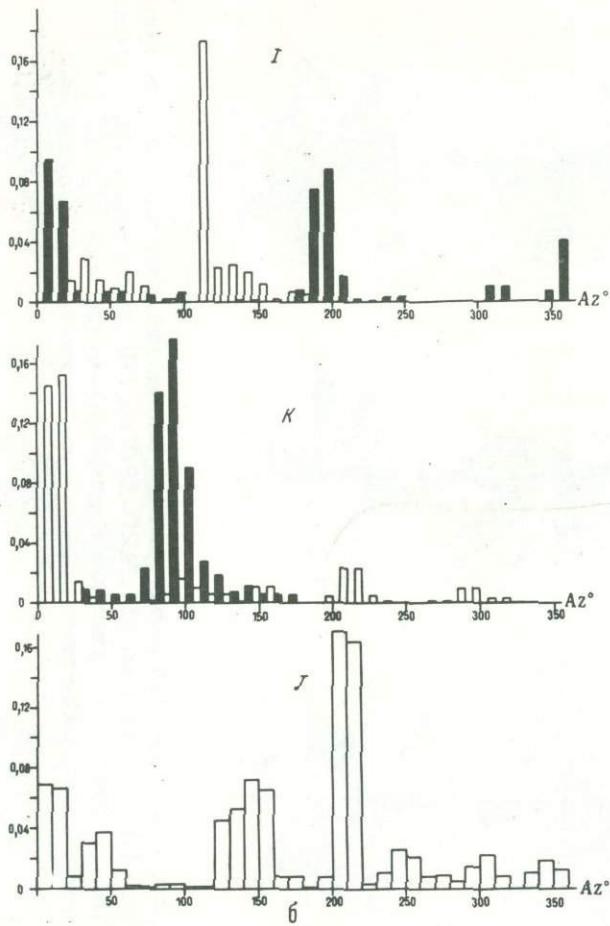
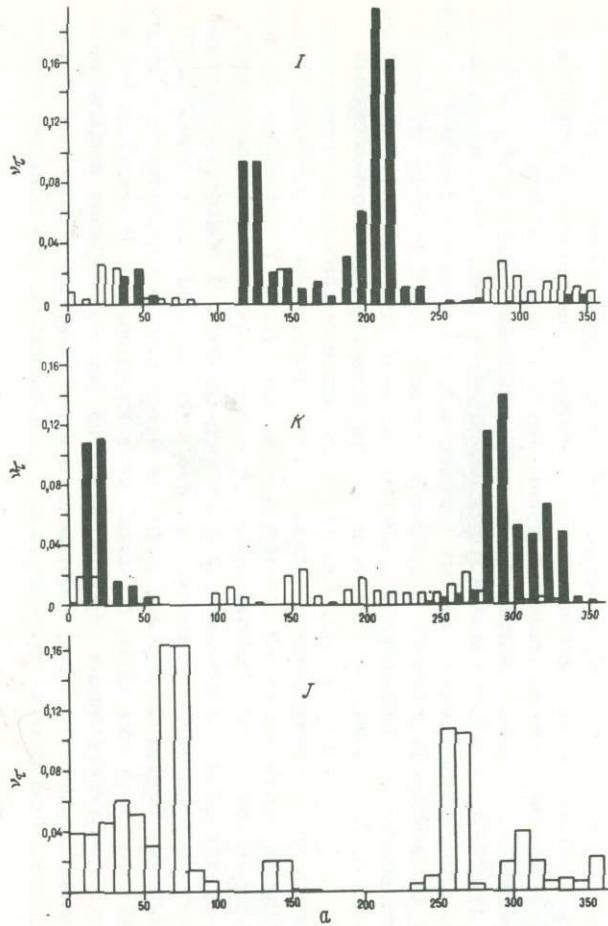


Рис. 49. Частотно-векторные диаграммы интенсивности главных напряжений девиатора в Алеутской (а) и Аляскинской (б) зонах
Условные обозначения см. на рис. 47

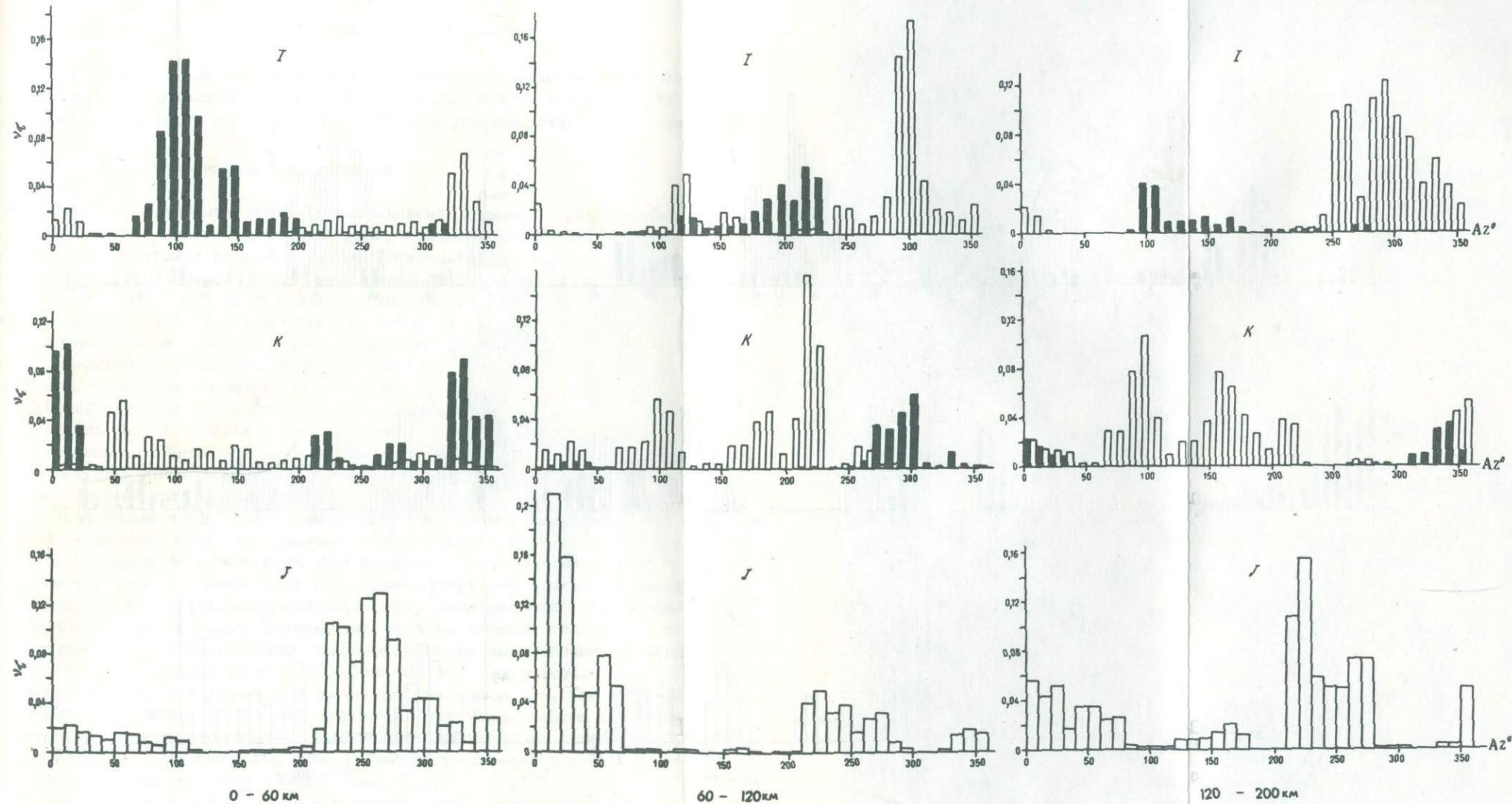


Рис. 47. Частотно-векторные диаграммы интенсивности главных напряжений девиатора в Курило-Камчатской зоне
Белые столбцы соответствуют горизонтальным осям I и крутым K, зачерненные – горизонтальным K и крутым I

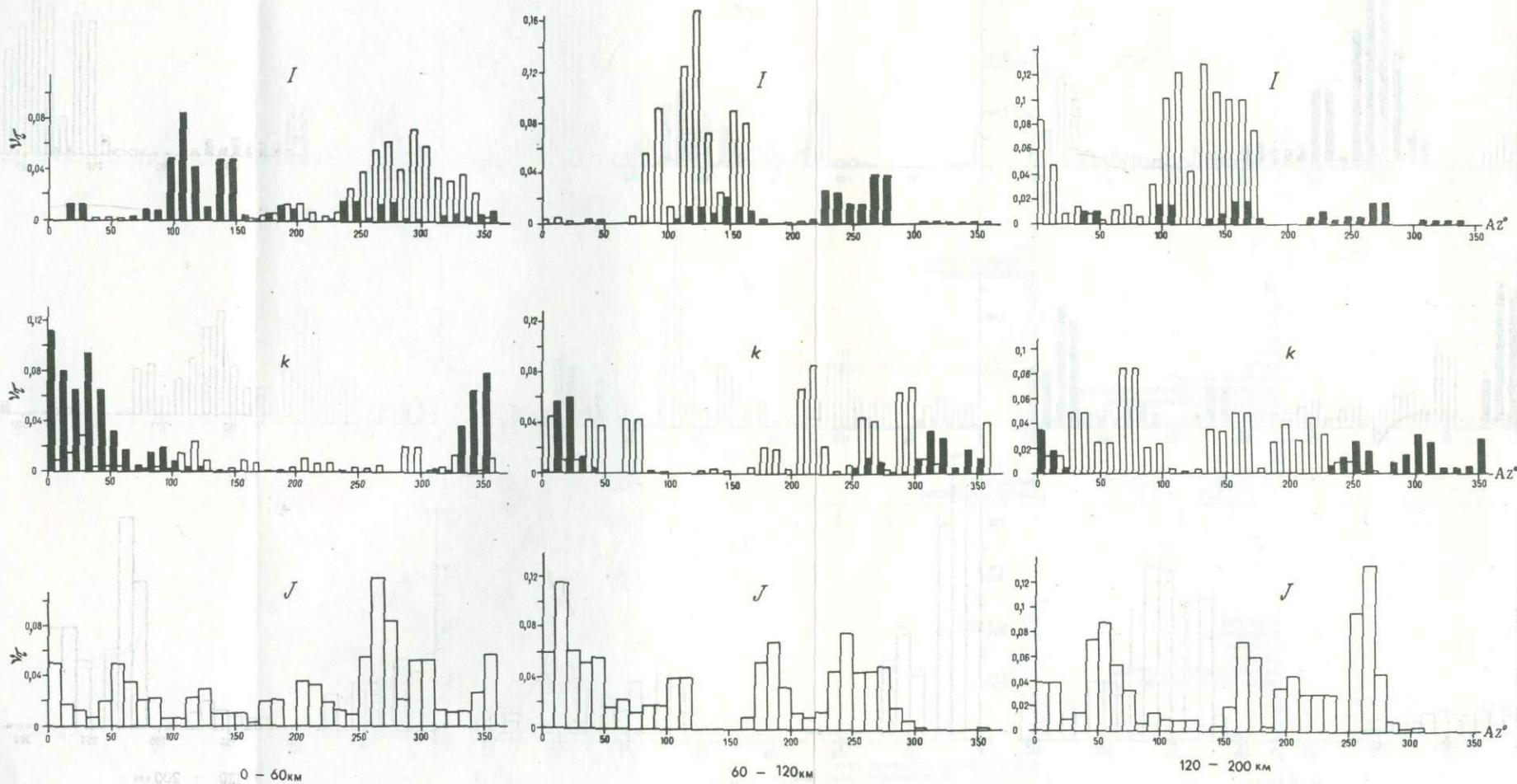


Рис. 48. Частотно-векторные диаграммы интенсивности главных напряжений девиатора в Японской зоне
Условные обозначения см. на рис. 47

нет объективных признаков для выбора одного из двух возможных напряженных состояний в качестве реально существующего, поэтому по аналогии с близповерхностными слоями будем говорить об относительном объемном неравномерном сжатии в областях возникновения преимущественных взбросо-сдвиговых подвижек и об относительном объемном неравномерном растяжении в областях возникновения преимущественных сбросо-сдвигов.

Таким образом, в соответствии с локализацией преимущественного типа очаговых подвижек локализованы в пространстве и напряженные состояния.

VI.3. ЭМПИРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ

Наблюдения над сейсмическим режимом самостоятельных землетрясений в совокупности с афтершоками Курило-Камчатского региона подтверждают результаты проведенного анализа его параметров в условиях сжатия и растяжения.

Параметры графика повторяемости

Рассмотрим изменение углового коэффициента графика повторяемости по глубине и вдоль Курило-Камчатской зоны, исходные данные для определения которых содержатся в табл. 4 и 5. Для распределений землетрясений по глубине графики повторяемости строились по данным в интервале глубин, равном 30 км со скользящим шагом в 10 км. Для землетрясений, распределенных вдоль зоны, графики повторяемости строились по данным из областей, имеющих равную протяженность в 125 км вдоль Курило-Камчатской островной дуги и радиально расходящиеся перпендикулярные ей стороны, при перекрытии участков осреднения половиной их протяжения вдоль зоны.

Графики повторяемости для 6 участков Курило-Камчатской зоны (данные на участках 3 и 4 объединены) и для зоны в целом приведены на рис. 50. Максимальные глубины, для которых удалось построить графики повторяемости, ограничены качеством исходного материала, а не фактическим распределением сейсмичности. Они практически совпадают с максимальными глубинами, до которых построены распределения параметров напряженного состояния. Вертикальная шкала на графиках соответствует величине $\log N$ с делением в 0,2 порядка этой величины. Для простоты сравнения они расположены в порядке увеличения глубины с произвольным интервалом между графиками.

Распределения точек, изображающих число землетрясений, относительно осредняющих прямых довольно равномерны, систематических отклонений для числа максимальных и минимальных землетрясений не обнаруживается. Исключение составляют крупнейшие землетрясения ($M = 8,5$) на участках 2 и 3-4, отклонения которых от графика повторяемости связаны с тем, что интервал осреднения по глубине в 30 км оказался меньше размеров их очагов, в результате создался их избыток. Увеличение осредняющего интервала до 60 км, соизмеримого с вертикальным размером очаговых зон землетрясений с $M = 8,5$, привело к ликвидации этого избытка (рис. 51).

С увеличением глубины графики повторяемости выполняются (рис. 50, 51, 52). Сравнивая распределения по глубине углового коэффициента графика повторяемости с распределением интенсивности подвижек разного типа (см. рис. 43, а), можно отметить, что на глубинах перехода от одного преимущественного напряженного состояния к другому происходят наиболее резкие скачки значений b . Изменениям преимущественных напряженных состояний среды соответствуют также минимумы на распределениях сейсмической энергии по глубине и на распределениях суммарной интенсивности подвижек по глубине (рис. 52). Области максимальной генерации сейсмической энергии приурочены к центральным частям областей локализации преимущественных напряженных состояний. Осредненные для областей преимущественного напряженного состоя-

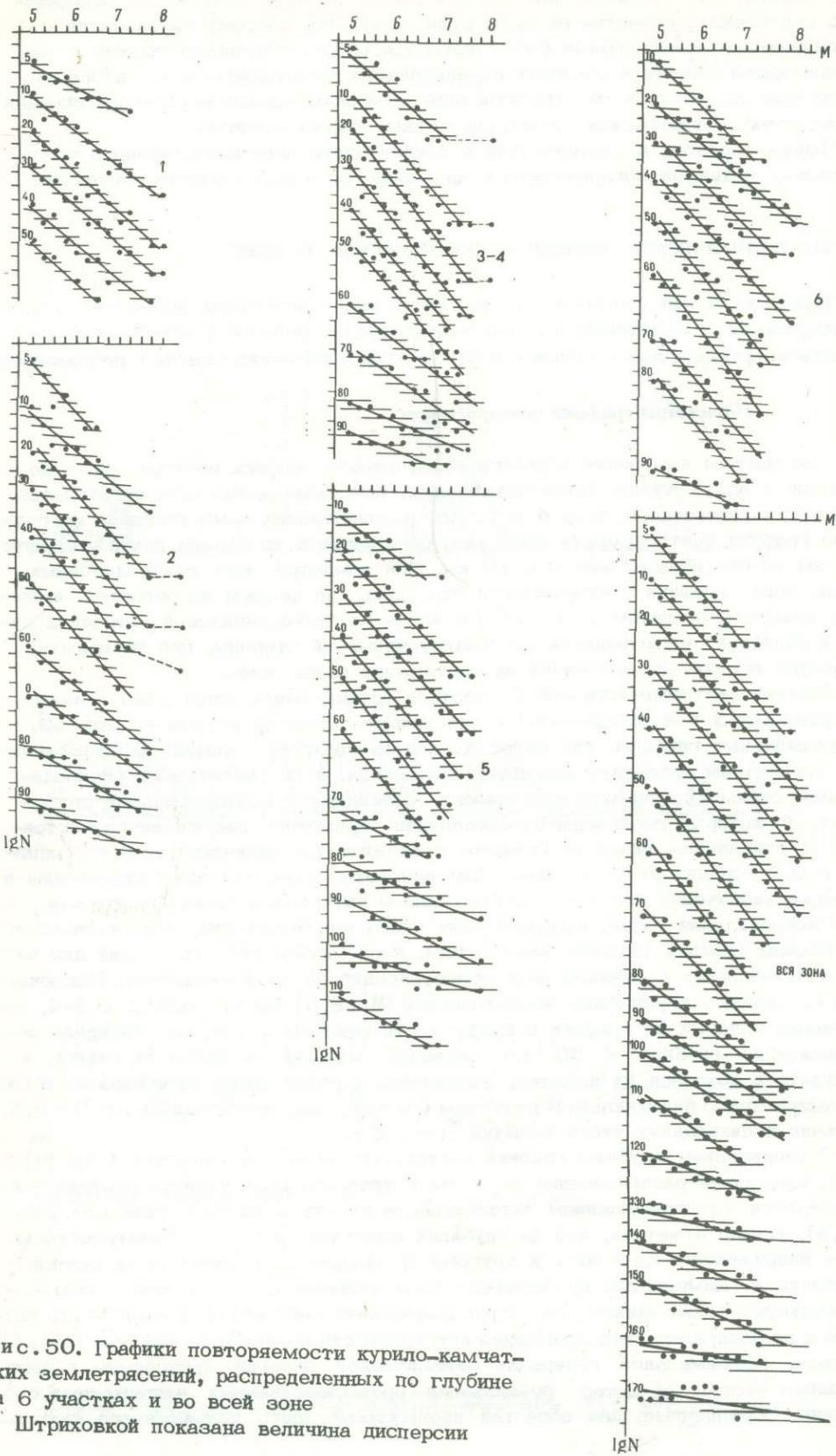


Рис. 50. Графики повторяемости курило-камчатских землетрясений, распределенных по глубине на 6 участках и во всей зоне
Штриховкой показана величина дисперсии

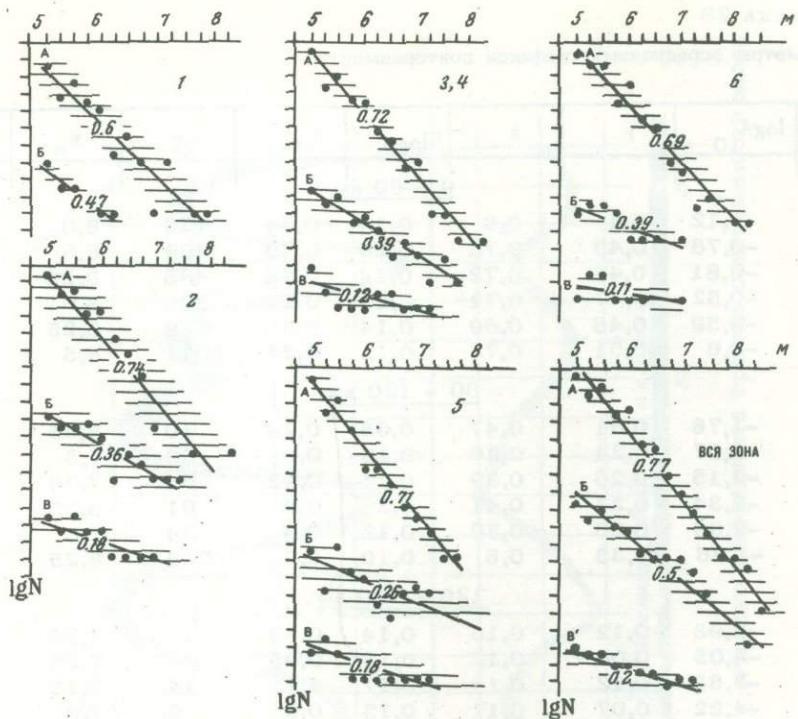


Рис. 51. Осредненные графики повторяемости на глубинах 0–60 км (А) 60–120 км (Б), 120–180 км (В) для отдельных участков и всей Курило–Камчатской зоны

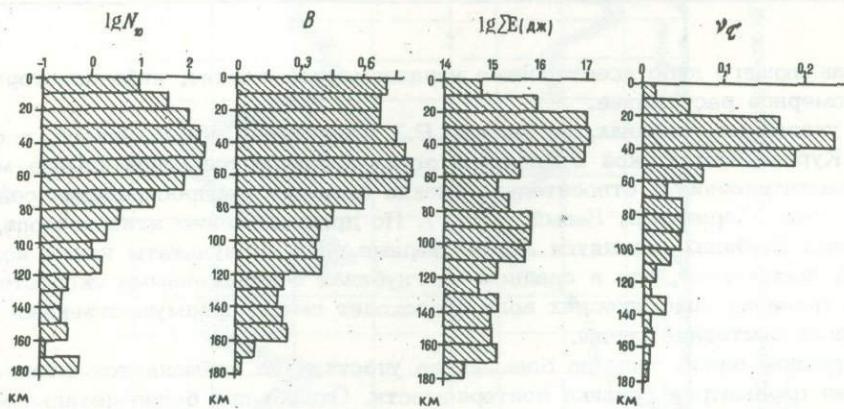


Рис. 52. Распределение по глубине параметров сейсмического режима в Курило–Камчатской зоне

ния графики повторяемости имеют наклон, резко меняющийся на глубинах перехода от одного напряженного состояния к другому (рис. 51). В табл. 28 приведены параметры этих графиков.

Следовательно, в Курило–Камчатской зоне в среднем на глубинах 50–60, 110–120 и 170–200 км происходит изменение свойств сейсмичности. Это выражается в немонотонном распределении по глубине высвобождаемой сейсмической энергии, минимумы которой приурочены к указанным глубинам, и в значимом изменении на этих глубинах параметров графика повторяемости. На этих же глубинах наблюдаются минимумы интенсивности подвижек и смена их знака, что соответствует смене преимущественного напряженного состояния,

Таблица 28

Параметры осредненных графиков повторяемости

Участок	$\log A_{10}$	γ	b	$\sigma \log N$	$\sigma \log E$	N_Σ	M_m	$\zeta/\sigma \zeta$
<u>0 - 60 км</u>								
1	-1,12	0,4	0,6	0,19	0,44	170	8,0	1,06
2	-0,78	0,49	0,75	0,25	0,49	409	8,5	1,07
3-4	-0,81	0,48	0,72	0,14	0,28	435	8,25	0,66
5	-0,52	0,47	0,71	0,1	0,21	328	8,0	0,51
6	-0,59	0,46	0,69	0,14	0,3	669	8,25	0,7
все	-0,6	0,51	0,77	0,12	0,24	2011	8,5	0,55
<u>60 - 120 км</u>								
1	-1,76	0,31	0,47	0,08	0,24	10	6,25	0,7
2	-2,07	0,24	0,36	0,16	0,6	56	7,5	1,6
3-4	-2,15	0,26	0,39	0,11	0,42	56	7,75	1,07
5	-2,34	0,27	0,41	0,2	0,9	61	8,25	1,7
6	-2,39	0,26	0,39	0,12	0,6	26	7,0	1,7
все	-1,86	0,33	0,5	0,19	0,5	209	8,25	0,8
<u>120 - 180 км</u>								
2	-3,93	0,12	0,18	0,14	0,83	18	7,25	2,3
3-4	-4,05	0,08	0,12	0,13	0,95	27	7,25	2,6
5	-3,63	0,12	0,18	0,17	1,1	14	7,15	3,0
6	-4,22	0,07	0,11	0,13	0,9	9	7,0	2,3
все	-3,9	0,13	0,21	0,06	0,45	67	7,25	1,2

Примечание. Активность землетрясений $K = 10$ и $M = 3,5$ нормирована на площадь в 1000 км^2 и на время в 1 год.

представляющего либо всестороннее неравномерное сжатие, либо всестороннее неравномерное растяжение.

На указанных глубинах, по данным Р.З. Тараканова и Н.В. Левого, в среднем в Курило-Камчатской и Японской зонах наблюдаются минимальные магнитуды землетрясений и относительно низкие скорости распространения сейсмических волн (Тараканов, Левый, 1967). По предположению этих авторов на указанных глубинах находятся астеносферные слои. Результаты наших исследований показывают, что в среднем на глубинах с пониженными скоростями распространения сейсмических волн происходит смена преимущественных напряженных состояний среды.

В среднем вдоль зоны на больших ее участках не наблюдается значимого различия параметров графика повторяемости. Однако при более детальном изучении параметров графика повторяемости выявляется немонотонное распределение их вдоль зоны явно неслучайного характера (рис. 53). Исходные данные для построения графиков приведены в табл. 5, а результаты их расчета в целом на участках протяженностью в 125 км вдоль Курило-Камчатской островной дуги – в табл. 29. На северном и южном участках зоны, где напряжения растяжения наиболее интенсивны, наблюдается качественная отрицательная корреляция между угловым коэффициентом графика повторяемости и потоком сейсмической энергии. Поскольку величина потока сейсмической энергии в основном обусловлена максимальными землетрясениями, то можно говорить об отрицательной корреляции между угловым коэффициентом графика повторяемости всей совокупности землетрясений с величиной максимального из них. На центральном участке зоны, где наиболее интенсивны напряжения сжатия, между этими величинами наблюдается слабая положительная корреляция.

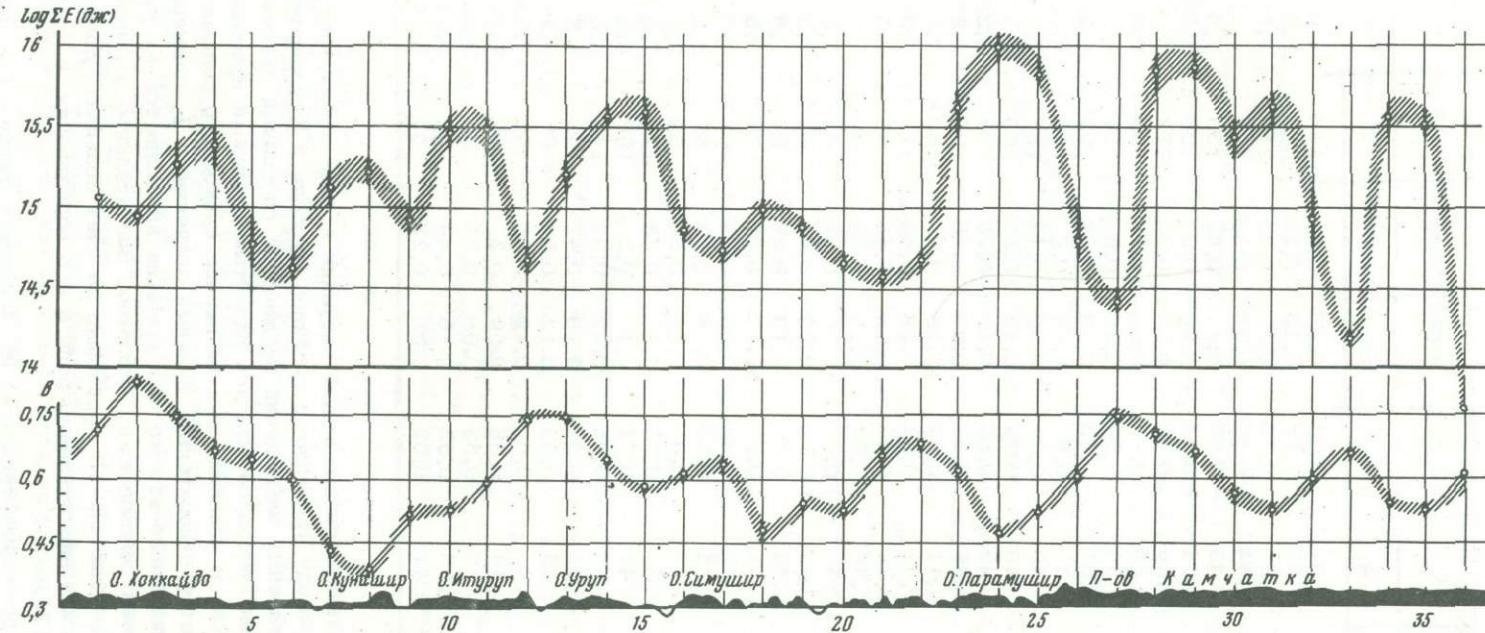


Рис. 53. Распределения среднегодовой величины сейсмической энергии и углового коэффициента графика повторяемости вдоль Курило-Камчатской островной дуги

Таблица 29

Параметры сейсмического режима на участках вдоль Курило-Камчатской зоны

№ участка	$\log N_{10}$	γ	b	$\sigma \log N$	$\sigma \log E$	N_{Σ}	M_m	$\log \Sigma_E$ (дж/год)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1,18	0,47	0,71	0,25	0,5	144	8,0	15,05
2	1,65	0,55	0,83	0,12	0,22	247	8,0	14,96
3	1,26	0,5	0,75	0,2	0,39	216	8,25	15,34
4	1,06	0,44	0,66	0,25	0,53	133	8,25	15,42
5	1,05	0,43	0,65	0,22	0,43	133	7,5	14,78
6	0,37	0,34	0,51	0,08	0,21	106	7,25	14,62
7	0,21	0,28	0,42	0,07	0,24	72	7,5	15,16
8	0,28	0,28	0,42	0,08	0,28	90	7,5	15,27
9	0,58	0,34	0,51	0,19	0,5	87	7,5	14,97
10	0,59	0,35	0,53	0,13	0,37	92	8,25	15,47
11	0,85	0,4	0,6	0,08	0,2	115	8,25	15,59
12	1,3	0,49	0,74	0,06	0,12	157	7,5	14,63
13	1,35	0,49	0,74	0,11	0,22	155	8,25	15,25
14	0,8	0,43	0,65	0,1	0,23	143	8,25	15,54
15	0,68	0,38	0,57	0,07	0,18	106	8,25	15,59
16	0,7	0,41	0,62	0,13	0,3	69	7,5	14,82
17	0,85	0,42	0,63	0,18	0,41	77	7,5	14,77
18	0,33	0,32	0,48	0,16	0,48	65	7,5	14,97
19	0,33	0,36	0,54	0,15	0,38	39	7,5	14,95
20	0,44	0,4	0,6	0,26	0,63	49	7,5	14,22
21	0,96	0,48	0,72	0,25	0,46	82	7,5	14,1
22	0,97	0,45	0,68	0,13	0,28	87	7,5	14,16
23	0,82	0,41	0,62	0,17	0,39	78	8,5	15,63
24	0,37	0,32	0,48	0,08	0,22	67	8,5	15,84
25	0,31	0,35	0,53	0,16	0,21	50	8,5	15,74
26	0,79	0,4	0,6	0,13	0,34	69	7,5	14,79
27	0,85	0,5	0,75	0,1	0,23	110	7,5	14,46
28	0,75	0,47	0,71	0,1	0,2	158	8,5	15,78
29	1,09	0,44	0,66	0,22	0,47	147	8,5	15,79
30	0,42	0,37	0,61	0,19	0,47	50	8,5	15,47
31	0,46	0,35	0,53	0,13	0,34	67	8,25	15,63
32	0,54	0,4	0,6	0,19	0,45	50	7,75	14,93
33	0,46	0,44	0,66	0,09	0,2	46	7,25	14,23
34	0,39	0,35	0,53	0,08	0,21	50	8,25	15,57
35	0,36	0,35	0,53	0,16	0,44	42	8,25	15,5
36	0,08	0,41	0,62	0,06	0,28	22	6,75	13,58

Качественный анализ сейсмической ситуации в зоне показывает следующее. На участке зоны между траверзами проливов Буссоль и Круzenштерн за весь период инструментальных наблюдений наблюдался спокойный сейсмический режим, землетрясения не сопровождались развитыми сериями афтершоков. Как было показано выше, в условиях сжатия период спокойного сейсмического режима характеризуется относительно низкими значениями b , примерно равными 0,45–0,6. Приблизительно эти же его значения наблюдаются на участках 16–20 со спокойным сейсмическим режимом. Значительное повышение коэффициента b на участках 12–13 произошло за счет большого удельного веса афтершоков, играющих значительную роль в его определении, в соответствии с формулой (VI. 17).

На участках с преимущественными напряжениями растяжения наблюдается иная картина – чем больше вклад афтершоков в общее число землетрясений,

тем ниже значения углового коэффициента графика повторяемости в областях возникновения крупнейших землетрясений. Это находится в полном согласии с оценками углового коэффициента графика повторяемости по формуле (VI.24). Естественно, совершенно полно согласия эмпирических данных с теоретическим расчетом получить невозможно, поскольку выделить чистые характеристики сейсмичности для условий сжатия и растяжения на фоне общего высокого уровня сейсмичности в Курило-Камчатской зоне достаточно трудно.

Поля активности и сейсмической энергии точечных очагов

Для сравнения сейсмичности в условиях сжатия и растяжения построены карты активности землетрясений с $M = 5,0$ ($K = 12,3$) и сейсмической энергии, отнесенной к точечным очагам. При картировании принят метод постоянной детальности с эталонной площадкой в виде квадрата со стороной в 50 км (с этой же детальностью построена карта сейсмогенности, представленная на рис. 57). Площадки ориентированы вдоль простирации Курило-Камчатской островной дуги. Сглаживание данных осуществлялось путем перекрытия эталонных площадок на половину площади вдоль и поперек простирации островной дуги. На рис. 54 приведена карта активности землетрясений с $M = 5,0$, на рис. 55 – карта плотности сейсмической энергии.

Детальность картирования рассматриваемых параметров сейсмичности одинакова, однако карты значительно отличаются друг от друга. Почти повсеместно максимумы активности сдвинуты относительно максимумов плотности сейсмической энергии. Особенно отчетливо это проявляется на южном участке зоны. Поскольку при сейсмическом районировании принимается, что в будущем возможны землетрясения не меньшей величины в местах известных землетрясений, то интересно сопоставить картины возможного будущего по данным об активности и сейсмической энергии. С этой целью были оценены периоды повторяемости землетрясения с $M = 8,5$ при $b = 0,75$ по величине активности и по плотности сейсмической энергии с помощью графика повторяемости, в котором землетрясения взвешены пропорционально величине сейсмической энергии (см. рис. 54 и 55).

Естественно, в соответствии с концентрацией величины активности и сейсмической энергии находятся и периоды повторяемости землетрясений с $M = 8,5$, наиболее значительного из числа наблюдавшихся в Курило-Камчатской зоне. На большей части зоны расхождения в оценках периода повторяемости таких землетрясений по активности и сейсмической энергии превышают допустимую погрешность (0,25–0,3 порядка величины). Такое положение является следствием установленного выше различия коэффициента β в условиях сжатия и растяжения. В условиях сжатия, в соответствии с (VI.19), коэффициент β в зависимости от степени развитости явления афтершоков за период наблюдения меняется от 0 до 0,5. На участке между траверзами проливов Буссоль и Круизштерн он близок к нулю, а в районе восточнее Урупа – 0,5. Это находит свое отражение в согласовании величины активности и сейсмической энергии (основным носителем которой являются максимальные землетрясения) на этих участках. В условиях растяжения, в соответствии с (VI.25), $\beta = -0,1$ при $M_n = M_0 = 5,0$ и $b_2 = 0,71$ (из табл. 22), $b = 0,75$. Связь между активностью землетрясений с $M = 5,0$ и величиной максимального землетрясения отрицательная, что и наблюдается в действительности.

Для согласования оценок уровня сейсмичности по величине активности и сейсмической энергии необходимо эти параметры "размазать" на площадях, соизмеримых с площадями подготовки землетрясения соответствующей максимальной величины. При возможном максимальном землетрясении с $M = 8,25$ – $8,5$ такая операция исключает возможность детального изучения сейсмичности и предполагает лишь ее описание в региональном масштабе. В то же время поля активности и сейсмической энергии значительно дифференцированы, харак-

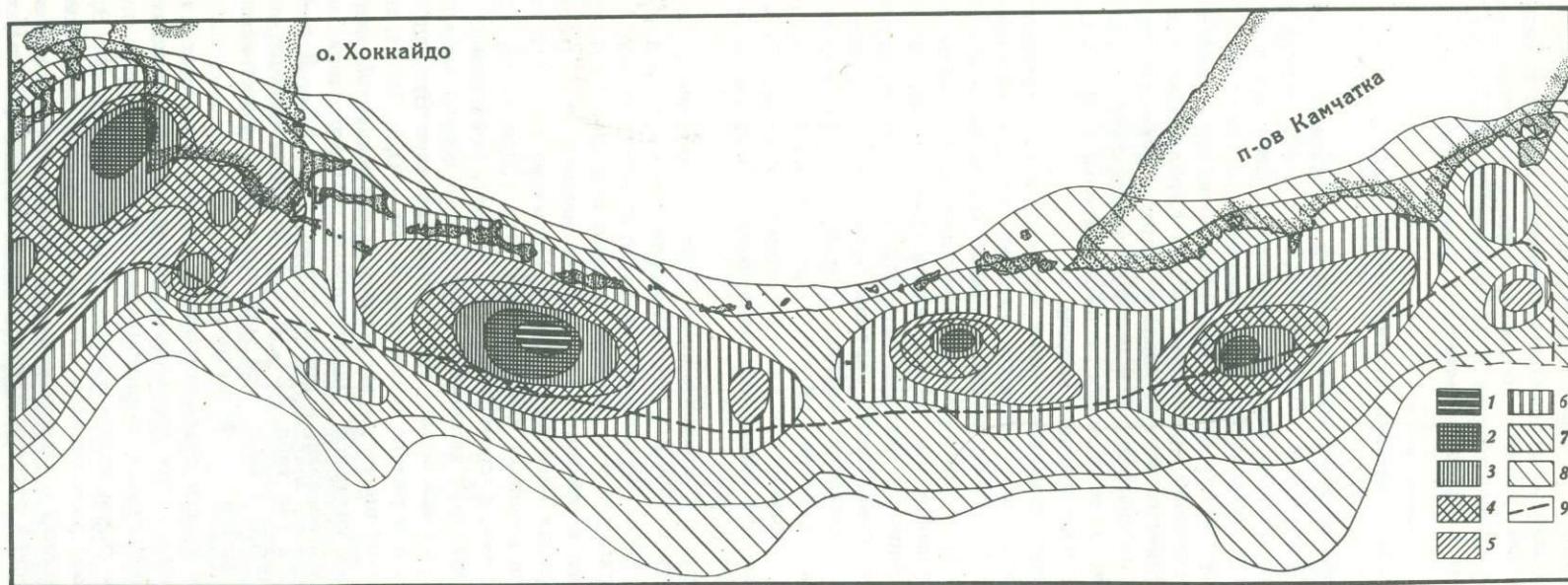


Рис. 54. Распределение активности землетрясений с $M=5,0$, по данным за 1923–1964 гг.

Число землетрясений на площади 1000 км^2 за 1 год: 1 – 0,05; 2 – 0,03; 3 – 0,02; 4 – 0,01; 5 – 0,006; 6 – 0,003; 7 – 0,001; 8 – 0,0005; 9 – ось глубоководного желоба; периоды (количество лет) повторяемости землетрясения с $M=8,5$ на площади в 1000 км^2 : 1 – 8500, 2 – 14000; 3 – 22000; 4 – 43000; 5 – 80000; 6 – 140000; 7 – 420000; 8 – 850000; периоды повторяемости землетрясения с $M=8,5$ на площади его подготовки: 1 – 85; 2 – 140; 3 – 220; 4 – 430; 5 – 800; 6 – 1400; 7 – 4200; 8 – 8500

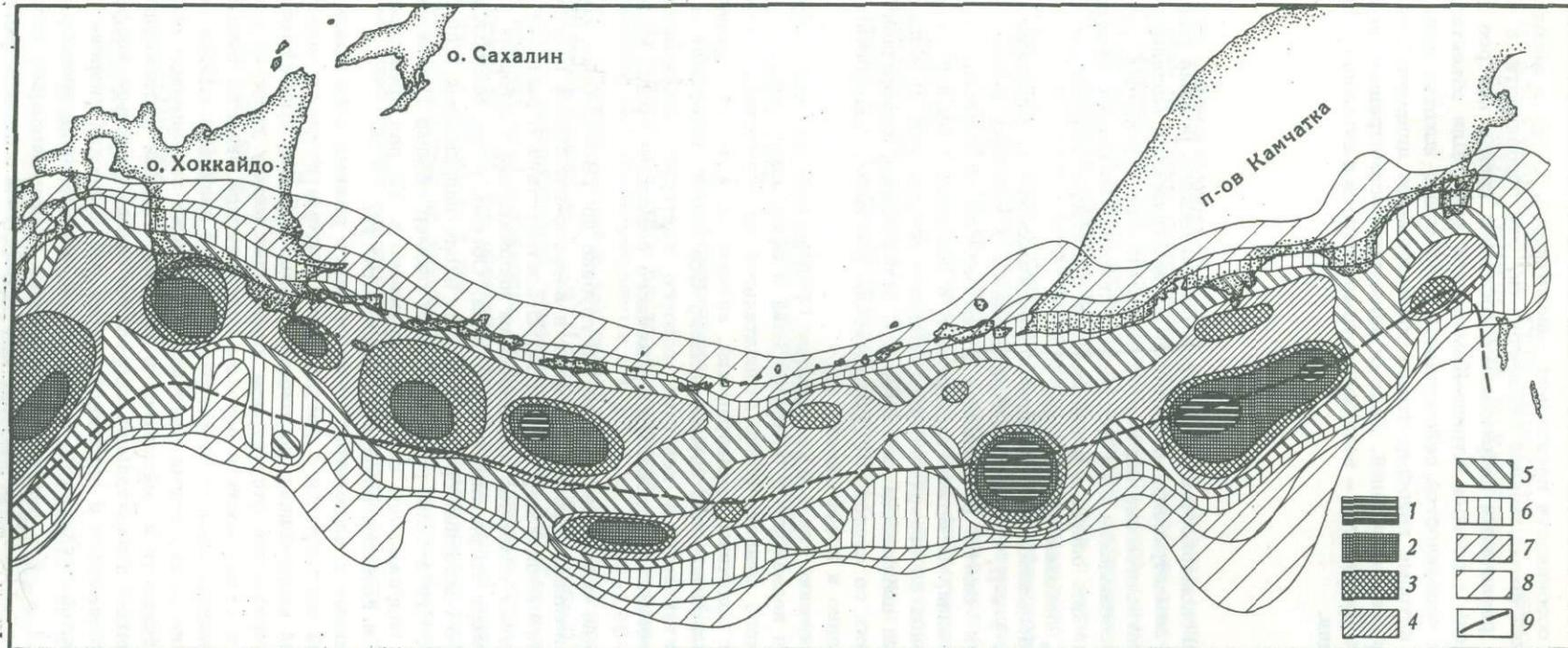


Рис. 55. Распределение энергии, высвобожденной точечными очагами на площади 1000 км^2 за 1923–1964 гг.

Величина энергии в логарифмическом масштабе: 1 – 17,5; 2 – 16,5; 3 – 15,5; 4 – 14,5; 5 – 13,5; 6 – 12,5; 7 – 11,5; 8 – 10,5; 9 – ось глубоководного желоба; период (количество лет) повторяемости землетрясения с $M=8,5$ на площади его подготовки: 1 – 100; 2 – 200; 3 – 400; 4 – 800; 5 – 1600; 6 – 3200; 7 – 6400; 8 – 12800

теризуя локальные особенности проявления сейсмичности, которые необходимо учитывать при оценке потенциальной сейсмичности. Эти особенности, в частности, обусловлены различиями напряженного состояния среды, которое дифференцировано и вдоль и поперек Курило-Камчатской зоны. Для объективного описания локальных особенностей сейсмичности необходимо использовать такие ее параметры, которые непосредственно характеризуют динамические условия возникновения землетрясений. Такими являются рассмотренные выше сейсмотектонические параметры – величина сейсмогенности и суммарной сейсмической дислокации.

ВЫВОДЫ

На основании закономерностей параметров сейсмического режима очаговых зон отдельных землетрясений с помощью математического моделирования исследованы статистические параметры сейсмичности в условиях сжатия и растяжения. При соблюдении всех основных положений методики, предложенной Ю.В. Ризниченко для описания сейсмичности с помощью параметров сейсмического режима, показано следующее.

Связь между небольшими и крупнейшими землетрясениями, определяемая через коэффициенты b и β , существенно отличается в условиях сжатия и растяжения. В условиях сжатия коэффициент b не зависит от величины максимального землетрясения, но может варьировать в областях с разной степенью проявления афтершоков за период инструментальных наблюдений. В областях, прошедших за период наблюдений сейсмическую активизацию, коэффициент b выше, чем в областях со спокойным сейсмическим режимом. Аналогичное соответствие свойственно и коэффициенту β .

В условиях растяжения угловой коэффициент графика повторяемости объединенной совокупности независимых землетрясений и афтершоков связан с величиной максимального землетрясения отрицательной зависимостью. Коэффициент β зависит от величины землетрясений, активность которых коррелируется с величиной максимального землетрясения. Все это не позволяет использовать величину активности в качестве единого критерия максимального землетрясения в смешанных условиях напряженного состояния среды Курило-Камчатской зоны.

Курило-Камчатская сейсмическая зона на глубине до 180–200 км состоит из объемов локализации сбросо-сдвиговых и взбросо-сдвиговых подвижек, пространственно сопряженных друг с другом. В соответствии с разными типами преимущественных подвижек локализованы напряженные состояния всестороннего неравномерного растяжения и сжатия. Объемы с противоположными типами напряженного состояния среды вытянуты вдоль направления простирации островной дуги. Наибольший горизонтальный размер объема локализации преимущественного напряженного состояния примерно в 10 раз превышает размеры по ширине и глубине, равные в среднем 60 км.

Эмпирические данные о параметрах сейсмического режима всей совокупности землетрясений согласуются с результатами математического моделирования их в разных напряженных состояниях среды. Условия преимущественного сжатия характеризуются отсутствием корреляции между угловым коэффициентом графика повторяемости и потоком сейсмической энергии точечных очагов (величиной максимального землетрясения) или наличием слабой положительной корреляции между этими величинами, а также совпадением областей локализации активности и сейсмической энергии. Условия растяжения характеризуются наличием отрицательной корреляции между угловым коэффициентом графика повторяемости и величиной потока сейсмической энергии и несовпадением областей локализации активности и сейсмической энергии.

Глава VII. ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ С ПОМОЩЬЮ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Величина сейсмогенности (II. 27) не зависит от вида напряженного состояния, а лишь от уровня напряженности среды. Являясь долговременным энергетическим параметром сейсмичности, она одновременно характеризует интенсивность сейсмической деформации как компоненты тектонической деформации, являющейся источником напряженности среды. В связи с этим она может выступать в роли наиболее объективного критерия максимального землетрясения и объективной меры уровня сейсмичности. Величина сейсмогенности через максимальные касательные напряжения, снимаемые при возникновении сейсмических разрывов, непосредственно связана с величиной суммарной сейсмической дислокации, являющейся естественной мерой связи сейсмичности и геотектоники. Последняя глава работы посвящена описанию сейсмичности и глубинной сейсмотектоники Курило-Камчатской и соседних с нею зон с помощью эмпирических данных о сейсмотектонических параметрах.

VII.1. ОПИСАНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ С ПОМОЩЬЮ ВЕЛИЧИНЫ СЕЙСМОГЕННОСТИ

Распределение сейсмогенности в Курило-Камчатской зоне

Величина сейсмогенности в Курило-Камчатской зоне оценивалась по данным наблюдений над землетрясениями с $M \geq 5,0$ за 1923–1964 гг. Распределение сейсмических разрывов как проекций отрезков осей промежуточного напряжения протяженностью $l_{xt}(M)$ (соотношение 1 из табл. 1), проходящих через эпицентры землетрясений, приведено на рис. 56. Как и в случае картирования сейсмической активности, эталонные площадки взяты в виде квадратов со стороной в 50 км, ориентированной вдоль направления простирания островной дуги и радиально к ней. Каждому сейсмическому разрыву или его отрезку, расположенному на эталонной площадке, приписывалась величина $\omega(M)$ (II, 21).

Для всей зоны принят осредненный график повторяемости на глубине до 60 км

$$\log N = -1,76 - 0,77(M - 5,0), \quad (\text{VII.1})$$

на глубине 60–120 км –

$$\log N = -2,61 - 0,5(M - 5,0), \quad (\text{VII.2})$$

на глубине 120–180 км

$$\log N = -4,22 - 0,21(M - 5,0). \quad (\text{VII.3})$$

При стороне эталонной площадки в 50 км необходимо знать ориентацию сейсмических разрывов лишь в очагах землетрясений с $M \geq 6,5$. Всего изучено 110 землетрясений с $M = 6,5–8,5$, для которых лишь в трех случаях имеет

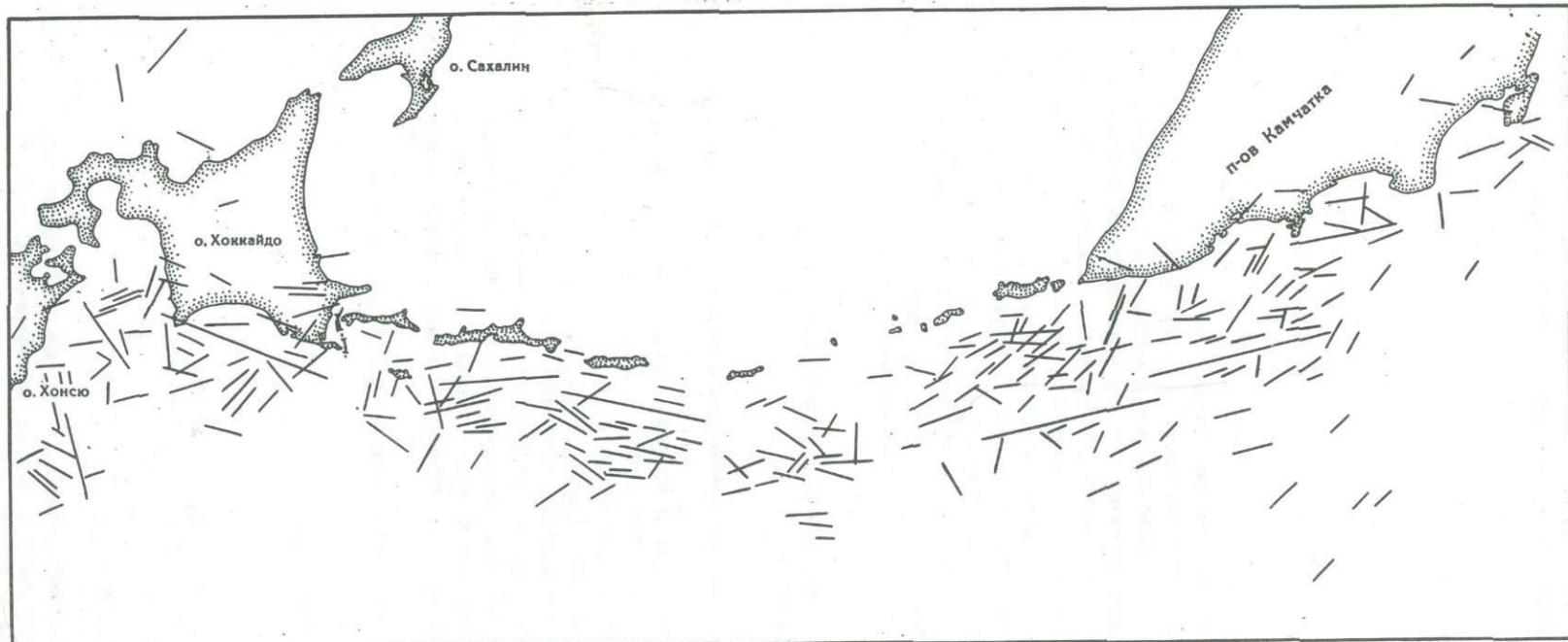


Рис. 56. Распределение сейсмических разрывов по данным о "механизме очагов" за 1933-1964 гг.

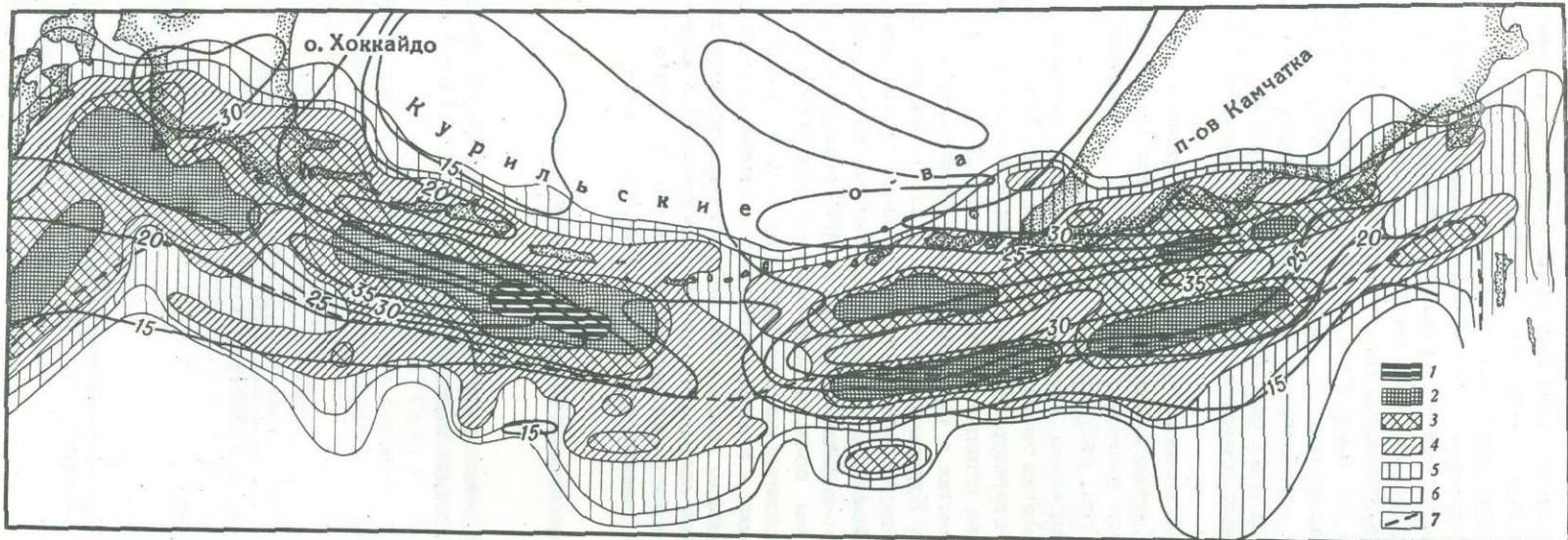


Рис. 57. Карта сейсмогенности Курило-Камчатской сейсмической зоны по данным о землетрясениях с $M \geq 5,0$ на глубине до 120 км за 1923–1964 гг. и рельеф границы Мохоровичича

Величина сейсмогенности в логарифмическом масштабе: 1 – 12,25; 2 – 12,0; 3 – 11,25; 4 – 10,75; 5 – 10,0; 6 – 9,0; 7 – ось глубоководного желоба. Магнитуда максимального землетрясения и период его повторяемости (в скобках) на площади в 1000 км^2 : 1 – 8,7 (28000–56000 лет); 2 – 8,5 (20000–40000); 3 – 7,8 (5000–10000); 4 – 7,2 (2000–4000); 5 – 6,4 (400–800); 6 – 5,0 (45–90); магнитуда и период повторяемости на площади подготовки землетрясения с $M=8,5$: 1 – 8,7 (160–320 лет); 2 – 8,5 (110–220); 3 – 7,8 (30–60); 4 – 7,2 (11–22); 5 – 6,4 (6–12); 6 – 5,0 (0,2–0,5); магнитуда и период повторяемости на площади подготовки, соответствующей магнитуде максимального землетрясения: 1 – 8,7 (100–200); 2 – 8,5 (110–220); 3 – 7,8 (120–240); 4 – 7,2 (170–340); 5 – 6,4 (170–340); 6 – 5,0 (150–300); период повторяемости максимального землетрясения с $M=8,5$ на площади его подготовки: 1 – 70–140 лет; 2 – 110–220; 3 – 250–500; 4 – 1000–2000; 5 – 5000–10000; 6 – 40000–80000 лет

место ориентация осей промежуточного напряжения, секущая простирание островной дуги на глубине до 60 км. С неизвестным "механизмом очага" за 1923-1964 гг. имеется 45 землетрясений с $M = 6,5-7,25$, для которых была принята параллельная простиранию островной дуги ориентация сейсмических разрывов. Результаты карттирования величины сейсмогенности приведены на рис. 57. Необходимо особо подчеркнуть, что размер эталонной площадки установлен в соответствии с погрешностями определения эпицентров и азимута простирания сейсмического разрыва. На эталонной площадке суммируются величины $\omega(M)$, которые в действительности могут быть каким-то образом рассеяны на ней, но это рассеяние не может быть учтено в пределах эталонной площадки, поэтому значения сейсмогенности максимальны. Ошибка в определении величины сейсмогенности определяется отношением стороны эталонной площадки к ширине зоны высвобождения сейсмической энергии вблизи сейсмического разрыва, т.е. для крупных землетрясений она не превышает 0,2-0,3 порядка величины.

Подавляющее большинство сейсмических разрывов ориентировано вдоль направления простирания Курило-Камчатской островной дуги. Это обстоятельство позволило получить распределения величины сейсмогенности на разрезах, перпендикулярных островной дуге (см. рис. 58).

После сейсмогенности значительно отличается от полей активности (см. рис. 54) и сейсмической энергии точечных очагов (см. рис. 55). Оно достаточно хорошо описывает общий структурный план региона и выявляет существенные различия сейсмичности на отдельных участках зоны. В северной части зоны наиболее сейсмогенные участки в виде двух полос протягиваются вдоль побережья Камчатки и северных Курильских островов и вдоль оси глубоководного желоба. Центральный участок обладает относительно низкой сейсмогенностью, а с юга от него сейсмогенность локализована на протяженных участках, приуроченных к северо-западному склону глубоководного желоба. И если на северном участке зоны области максимальной сейсмогенности приурочены к морфоструктурам относительного прогиба (см. рис. 1) (Марков и др., 1967), то на южном участке - к относительному поднятию подводного хребта Витязя; в районе о. Хоккайдо наибольшая сейсмогенность приурочена к прибрежному участку. Величина активности почти повсеместно локализована лишь в пределах северо-западного склона глубоководного желоба и не выявляет существенного различия северного и южного участков зоны.

Дифференциация сейсмогенности по величине максимального землетрясения

Для использования величины сейсмогенности в качестве критерия максимального наблюденного землетрясения запишем выражение (II. 27) в виде

$$\log W = \log a_w + \beta_w (M_{mo} - M_m), \quad (\text{VII.4})$$

где

$$a_w = \frac{E(M_{mo}) S_o(M_{mo})}{S_p(M_{mo}) T(M_{mo}) (1,5 - 2b + b_o - b_p)} 10^{-(1,5 - 2b + b_o - b_p) \delta M / 2} \times \\ \times \left[1 - 10^{-(1,5 - 2b + b_o - b_p)(M_{mo} - M_o)} \right], \quad (\text{VII.5})$$

$$\beta_w = (1,5 - b + b_o - b_p) \left[1 + \frac{\ln 10}{10^{(1,5 - b + b_o - b_p)(M_{mo} - M_o)} - 1} \right]. \quad (\text{VII.6})$$

Начальная ордината соотношения (VII.4) может рассчитываться по (VII.5) для землетрясения любой величины M_{mo} при заданном нижнем уровне представительности землетрясений M_0 . Поскольку величина W включает в себя $\omega(M)$ всех землетрясений, соответствующих по графику повторяемости максимальному из них на площади его подготовки и за период его повторяемости, то соотношение между величиной W и величиной максимального землетрясения количественно не меняется при любом значении эталонного максимального землетрясения M_{mo} . Рационально использовать в качестве эталонного землетрясение наибольшей возможной величины, поскольку от разности $(M_{mo} - M_0)$ магнитуды эталонного и представительного минимального землетрясений зависит коэффициент β_w (VII.6). При $(M_{mo} - M_0) = 3$ второе слагаемое в квадратных скобках выражения (VII.6) меньше 0,01 и им можно пренебречь. Тогда

$$\beta_w = 1,5 - b + b_o - b_p. \quad (VII.7)$$

В качестве эталонного максимального землетрясения в Курило-Камчатской зоне принято землетрясение с $M = 8,5$, для которого период повторяемости на площади его подготовки определяется величиной $\log T$ (год) = $2,2 \pm 0,15$, т.е. 110–220 годам. Числовые выражения критерия максимального землетрясения запишутся:

на глубине до 60 км –

$$\log W = 12,0 + 0,92(8,5 - M_m)$$

или

$$M_m = 1,1 \log W - 4,7,$$

на глубине 60–120 км –

$$\log W = 10,3 + 1,14(8,5 - M_m)$$

или

$$M_m = 0,88 \log W - 0,53,$$

на глубине 120–180 км –

$$\log W = 9,7 - 1,43(8,5 - M_m)$$

или

$$M_m = 0,7 \log W - 1,7.$$

Для оценки величины максимального землетрясения нами использовались лишь данные на глубине до 60 км (см. рис. 57), поскольку вклад сейсмогенности на глубинах 60–120 км в общую ее величину не превышает 5–10%. Результаты оценки величины максимального землетрясения приведены на рис. 57 с указанием периодов их повторяемости. Анализ карты максимальных землетрясений показывает следующее.

Детальность картирования величины максимального землетрясения по величине сейсмогенности значительно выше детальности картирования ее по величине активности (Федотов, Шумилина, 1971). В области максимального землетрясения (с $K > 18$) по классификации, принятой в работе С.А. Федотова и Л.С. Шумилиной (1971), нами выделяются области с $K > 15$, $K > 16$ и $K > 17$. Периоды повторяемости максимальных землетрясений, оцененные нами, хорошо согласуются с результатами оценки в работах цитируемых авторов (Федотов, 1968; Федотов, Шумилина, 1971).

Поле сейсмогенности отражает не только области распространения максимальных известных за период наблюдения землетрясений, но и возможных максимальных землетрясений. Такая возможность определяется повышенными значениями величины сейсмогенности по сравнению с ее величиной, соответствую-

щей по соотношению (VII.4) максимальному наблюденному землетрясению. В частности, в районе близ побережья Камчатки и северных Курильских островов за период, использованный для построения карты сейсмогенности, не было землетрясений с магнитудой выше 7,5, величина же сейсмогенности в этом районе соответствует более крупному землетрясению. Такие землетрясения имели здесь место в начале нашего столетия. В районе о. Кунашир и Малой Курильской гряды наблюдается аналогичная ситуация с той лишь разницей, что в области повышенного значения сейсмогенности здесь произошло крупное землетрясение после рассмотренного периода наблюдений - 11. VIII. 1969 г., $M = 8,0$.

Величина сейсмогенности отнесена к периоду повторяемости землетрясения и поэтому на каждой эталонной площадке, как бы мала она ни была, сейсмогенность определяет период повторяемости землетрясения на площаи его подготовки. Это обстоятельство должно играть большую роль при решении задач сейсмического районирования. Дело в том, что в зависимости от размеров эталонной площадки, принятой при оценке параметров сейсмического режима, значительно меняется период повторяемости землетрясений, оцениваемый по величине активности. Между тем на каждом элементе площаи подготовки землетрясения период его повторяемости должен измеряться величиной, соответствующей всей этой площаи подготовки. Для оценки периода повторяемости землетрясения на площаи его подготовки стандартный график повторяемости необходимо трансформировать в график вида

$$N(M) = \frac{N_0}{S_0(M_0)} 10^{(b_0 - b)(M - M_0)} 10^{-3}. \quad (\text{VII.11})$$

Распределение известных максимальных землетрясений и периоды их повторяемости должны служить основой прогноза на будущее. Если придерживаться мнения о стационарности сейсмического течения, то карты сейсмогенности и максимальных землетрясений, соответствующих величине сейсмогенности, более точно отражают картину возможных очаговых зон, чем карты сейсмической активности. Уверенность в этом базируется лишь на общепринятом при сейсмическом районировании постулате: в местах известных очаговых зон землетрясений возможны в будущем землетрясения не меньшей величины и интенсивности. Однако этот постулат не спасает от тех неожиданностей, которые могут произойти вследствие ошибочности нашего предположения, что за 50–70 лет инструментальных наблюдений нам удалось получить точные закономерности землетрясений. Задача о величине землетрясения и месте его будущего возникновения довольно сложная и решается она сейчас далеко не в окончательном виде на основании комплекса геолого-географических и сейсмологических данных. Не исключена возможность того, что в местах относительно низкого уровня сейсмогенности за период инструментальных наблюдений начнется подготовка крупных землетрясений через несколько десятков лет. О такой возможности более или менее уверенно могут указывать, по-видимому, геолого-геофизические критерии сейсмичности. На основании имеющихся у нас сейсмологических данных можно лишь получить дополнительную информацию о периодах повторяемости землетрясения заданной величины. Периоды повторяемости землетрясений любой величины M_{mo} могут быть оценены по величине сейсмогенности с помощью формулы

$$\log T(W) = \log T(M_{mo}) - \frac{b}{\beta_w} (\log a_w - \log W). \quad (\text{VII.12})$$

В частности, с помощью соотношения (VII.12) при его числовом выражении

$$\log T(W) = 2,2 - 0,82(12,0 - \log W) \quad (\text{VII.13})$$

Курило-Камчатская зона продифференцирована по периодам повторяемости возможного максимального землетрясения с $M = 8,5$ (см. рис. 55). Оценки, приведенные на рис. 55 для периода повторяемости землетрясения с $M = 8,5$, слишком грубы. Можно величину сейсмогенности трансформировать с помощью формулы (VII.12) в поле повторяемости землетрясения фиксированной величины с заранее заданной точностью. На рис. 59 приведено распределение периода повторяемости землетрясения с $M = 8,5$ с заданной нами точностью. Такая операция важна для оценки вероятности возникновения землетрясений различной величины, установленной по геолого-геофизическим критериям или принимаемой из любых других соображений.

В отдельных случаях на картах максимальных землетрясений (см. рис. 55 и 59) нами выделены области, площадь которых меньше площади очага землетрясения. Это означает лишь, что в области возникновения максимального землетрясения имеются участки, сейсмогенность которых значимо выше средней сейсмогенности. Как увидим ниже, на таких участках наблюдаются локально высокие значения суммарной сейсмической дислокации.

С помощью критерия (VII.4) оценивается величина максимального землетрясения вне зависимости от вида напряженного состояния и относящегося всегда к максимальным касательным напряжениям τ_1 . Если известен вид напряженного состояния среды и имеются соотношения $\tau_i / \tau_1 \approx \Sigma E_i^{2/3}(M) / \Sigma E_1^{2/3}(M)$, то можно оценить величину максимальных землетрясений, соответствующих скальвающим напряжениям τ_2 и τ_3 с помощью формул (см. главу II)

$$M_{2m} = M_{1m} \frac{\sum E^{2/3}(M)}{2}, \quad (VII.14)$$

$$M_{3m} = M_{1m} \frac{\sum E^{2/3}(M)}{3}. \quad (VII.15)$$

Подобные оценки не проведены нами, поскольку величина M_{1m} значительно выше M_{2m} и M_{3m} . Такие оценки имеют большой фактический смысл в тех случаях, когда необходимо сравнить уровень сейсмичности в пределах второстепенных и локальных структур при большой детальности карттирования величины сейсмогенности.

Таким образом, в условиях смешанного напряженного состояния с помощью величины сейсмогенности оценивается уровень сейсмичности и производится дифференциация зоны сейсмичности по величине максимального землетрясения и периоду его повторяемости. Поскольку сейсмогенность непосредственно характеризует интенсивность процесса деформирования, то описание сейсмичности с ее помощью важно не только для целей сейсмического районирования, но и для изучения физики явления. Мы не ставили перед собой задачи сейсмического районирования зоны, так как решение ее требует дополнительных исследований по затуханию интенсивности сейсмических колебаний в зависимости от различных факторов и по оценке эффекта сотрясений на земной поверхности от пространственно распределенных источников. Эти исследования выходят за рамки преследуемых нами целей. Главные цели работы в вопросе сейсмического районирования состояли в изучении влияния динамических условий возникновения землетрясений на оценки параметров сейсмичности и возможности карттирования мест возникновения сейсмических разрывов, в характеристике их с помощью сейсмической энергии, являющейся непосредственным источником сейсмической опасности.

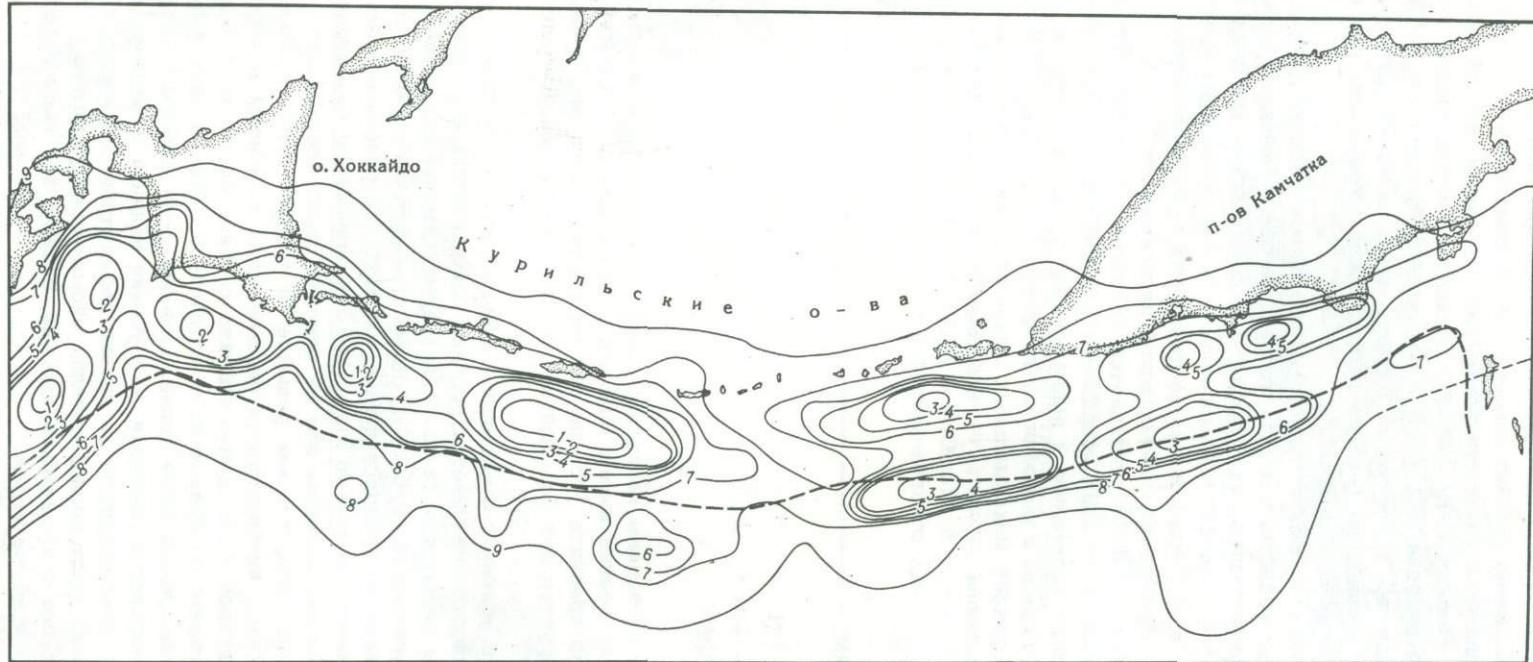


Рис. 59. Период повторяемости землетрясений с $M=8,5$ на площади его подготовки (количество лет)

1 - 70-140; 2 - 100-200; 3 - 150-300; 4 - 200-400; 5 - 250-500; 6 - 350-700; 7 - 600-1200;
8 - 1200-2400; 9 - 5000

Пунктиром показана ось глубоководного желоба

VII.2. ГЛУБИННАЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОСТРОВНЫХ ДУГ

Глубинная сейсмотектоника Курило-Камчатской зоны

Для описания глубинной сейсмотектонической структуры Курило-Камчатской островной дуги сопоставим между собой сейсмотектонические параметры сейсмичности с геоструктурными зонами. На рис. 57 и 58 приведены распределения величины сейсмогенности в сопоставлении с рельефом границы Мохоровичича, а распределение областей преимущественного распространения сбросо-сдвиговых и взбросо-сдвиговых подвижек и соответствующих преимущественных напряженных состояний показано на рис. 60 и 58. Прежде всего устанавливается соответствие между полями сейсмогенности и областями преимущественного напряженного состояния. Как следует из рис. 57, 58, 60, а также рис. 43а и 45, Курило-Камчатская зона конструируется из объемов сжатия и расширения, характеризующихся различными напряженными состояниями. Центральные части объемов с тем или иным напряженным состоянием обладают максимальной сейсмогенностью, их периферийные части – наибольшими градиентами сейсмогенности и периодов повторяемости землетрясений (см. рис. 59). Переходы между областями с преимущественным напряженным состоянием обладают минимальной сейсмогенностью.

Мы дифференцировали подвижки лишь по знаку вертикальной составляющей по падению разрывов. Области преимущественного распространения сбросо-сдвиговых подвижек должны испытывать прогиб земной поверхности и подъем подошвы Мохоровичича, а области преимущественного распространения взбросо-сдвиговых подвижек – подъем земной поверхности и прогиб границы Мохоровичича. Именно такая картина наблюдается в Курило-Камчатской зоне. Повсеместно наиболее интенсивные деформации растяжения (сбросо-сдвиги) приурочены к относительным прогибам земной поверхности и подъемам границы Мохоровичича, а деформации сжатия (взбросо-сдвиги) – к относительным подъемам земной поверхности и прогибам границы Мохоровичича.

Наиболее четко выраженная по данным о "механизме очагов" зона относительного прогиба земной поверхности протягивается вдоль всей структурной зоны и приурочена к приосевой части глубоководного желоба. Вторая полоса близповерхностного прогиба протягивается почти повсеместно вдоль побережий Камчатки, Курильских островов и Хоккайдо. Она приурочена к Срединно-Курильному прогибу (Марков и др., 1967). Области подъема земной поверхности, выявленные по "механизму очагов", повсеместно совпадают с геоантклинальными поднятиями, которые в рельефе земной поверхности выражены Большой и Малой Курильскими грядами и подводным хребтом Витязя.

Интенсивность деформаций прогиба (сбросо-сдвиги) и воздымания (взбросо-сдвиги) неодинакова на разных участках зоны. На северном участке от о. Онекотан до Командорских островов наиболее интенсивны деформации прогиба земной поверхности. На южном участке зоны от о. Итуруп до о. Хонсю также наиболее интенсивны деформации прогиба, но приурочены они лишь к прибрежному прогибу. На участке между островами Итуруп и Симушир наиболее интенсивны деформации подъема земной поверхности, приуроченные к подводному хребту Витязя и несколько восточнее его. На участке зоны, приуроченном к центральному звену Курильской островной гряды, между траверзами проливов Буссоль и Крузенштерн интенсивность деформаций обоих знаков относительно невелика.

Поскольку величина сейсмогенности W характеризует интенсивность сейсмической деформации, то ее можно непосредственно сравнивать с параметрами глубинного строения зоны. По смыслу, заложенному в величине W , она может сравниваться с толщиной земной коры. В соответствии с дифференциацией подвижек по типу оценена их относительная интенсивность, которая

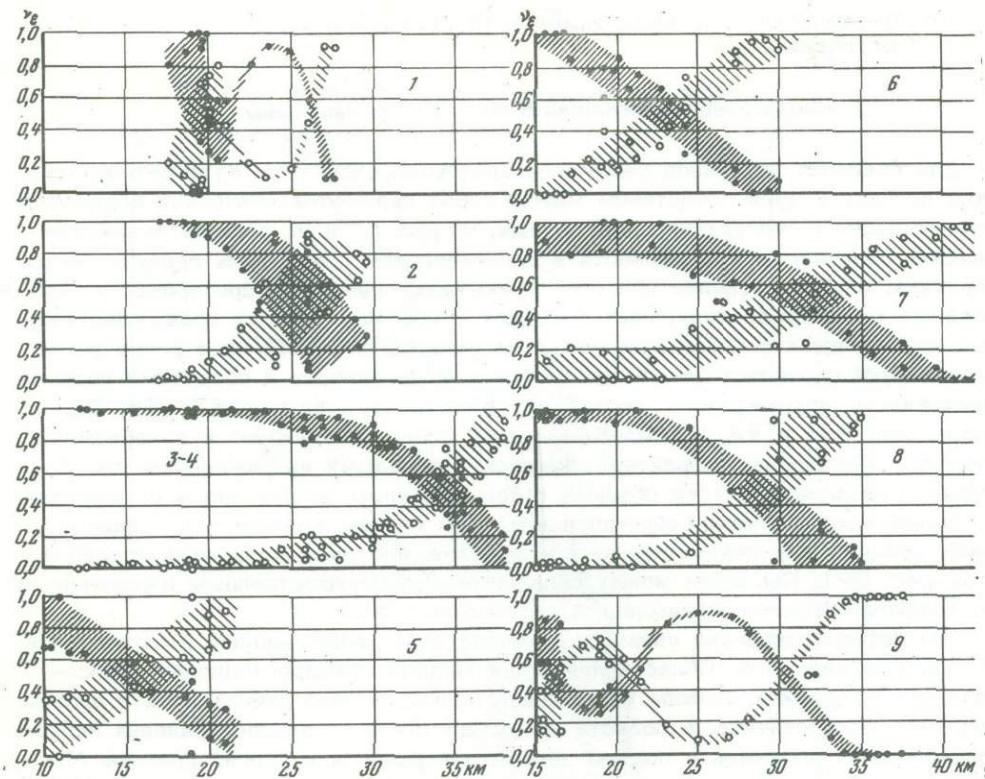


Рис. 61. Корреляционные соотношения относительной интенсивности очаговых деформаций утолщения (пустые кружки) и утонения (черные кружки) с толщиной земной коры на северном (1,2), центральном (3), южном (4,5) и других участках Курило-Камчатской зоны

сравнена с толщиной земной коры (рис. 61) на разрезах, показанных на рис. 58. Толщина земной коры находится в прямом соответствии с характером очаговых деформаций сжатия и растяжения – повсеместно при увеличении толщины земной коры возрастает относительная интенсивность деформаций сжатия (утолщения), а при уменьшении толщины земной коры – деформаций растяжения (утонения). Это соответствие сохраняется и для центрального звена островной дуги, где общая толщина земной коры значительно меньше фланговых участков дуги. Общий прогиб границы Мохоровичича здесь выражен очень слабо и тем не менее он находится в области сжатия, а соседний с ним с юго-востока участок еще более тонкой коры находится под действием преимущественных растяжений.

С помощью формулы (II. 30) поле сейсмогенности трансформировано в поле суммарной сейсмической дислокации. Величина $\tau(M_m)$ оценивалась по соотношениям (V.34–36). Для оценки суммарной сейсмической дислокации величина сейсмогенности разделена пропорционально относительной интенсивности подвижек сбросо- и взбросо-сдвига в соответствии с ее средним распределением на отдельных участках зоны (см. рис. 43а, 46). Результаты оценки U_{Σ} приведены на рис. 60. Они хорошо согласуются с аналогичными оценками для некоторых других районов (Aki, 1966; Brune et al., 1969; Nikonov, 1971). Вертикальная составляющая сейсмической дислокации примерно в 2 раза меньше ее суммарной величины, так как в Курило-Камчатской зоне компоненты по падению разрывов и простиранию примерно одинаковы. Приведенные оценки могут быть несколько завышены за счет суммирования величины $\omega(M)$ на

эталонных площадках. Однако, как уже отмечалось, это завышение не может быть большим, чем в два раза.

В отличие от полученных ранее оценок установлено существенное различие суммарной сейсмической дислокации – скорости ее накопления – в областях сжатия и растяжения. В областях растяжения участки максимальной сейсмогенности обладают большей подвижностью среды, чем участки с тем же уровнем сейсмогенности в областях сжатия. Это еще раз свидетельствует о большей прочности среды в областях сжатия. Установленным различием скоростей сейсмической дислокации в областях сжатия и растяжения можно, по-видимому, частично объяснить образование столь глубокого океанического желоба и менее значительных по сравнению с ним поднятий Малой и Большой Курильских островных гряд.

На рис. 62 приведено распределение осредненных направлений главных горизонтальных напряжений и промежуточных напряжений. На северном участке зоны наиболее интенсивные горизонтальные – максимальные главные напряжения ориентированы субмеридионально, на южном участке – субширотно, с последующим изменением вновь на субмеридиональные в районе северной части Японской островной дуги. В центре зоны происходит изменение преимущественного направления наиболее интенсивных главных напряжений. С системой наиболее интенсивных главных горизонтальных напряжений связаны повсеместно сейсмические разрывы, ориентированные вдоль простирания островной дуги, с системой менее интенсивных главных горизонтальных напряжений – секущие разрывы. Осредненная ориентация сейсмических разрывов показана на рис. 63.

По специфике преимущественных деформаций, распределению главных горизонтальных напряжений, полю сейсмогенности и структурам земной коры Курило-Камчатскую зону можно разделить на 4 участка: северный – от о. Онекотан до Командорских островов, центральный – между траверзами проливов Буссоль и Круэнштерн, юго-восточный – от центра о. Итуруп до пролива Буссоль и южный – от о. Хонсю до о. Кунашир. По всем перечисленным показателям наиболее существенно отличаются между собой северный и юго-восточный участки. Разделяющий их центральный участок характеризуется относительно небольшой интенсивностью деформаций обоих знаков и примерно одинаковой интенсивностью напряжений двух преимущественных ориентаций. Создается впечатление, что на этом участке в близповерхностных слоях нет источников деформирования среды, а напряженные состояния распространяются на него с севера и с юга, что, по-видимому, и обуславливает относительное отставание в развитии структур этого участка.

Между южным и юго-восточным участками также наблюдаются значительные различия в преимущественном характере деформирования и распределении главных горизонтальных напряжений. Однако эти участки не разделяются между собой столь значительным минимумом сейсмогенности как северный и юго-восточный участки. Между южным и юго-восточным участками проходит зона довольно интенсивных поперечных сейсмических разрывов прогиба с курильской стороны и подъема с японской стороны.

Все приведенные здесь факты свидетельствуют о генетической связи сейсмичности и геотектоники, процессов деформирования в очаговых зонах с процессами структурообразования. Прямое соответствие между полями параметров сейсмичности, напряженного состояния и очаговых деформаций, с одной стороны, морфоструктурами земной поверхности и границы Мохоровичча, с другой стороны, свидетельствует о стабильности и единона правленности процессов тектонического и сейсмического деформирования. Корреляция между величиной сейсмогенности или суммарной сейсмической дислокации и элементами глубинного строения имеет под собой физико-тектоническое обоснование и представляет интерес не только для описания глубинной сейсмотектоники, но и для решения практических задач сейсмического районирования при разработке системы геолого-геофизических критериев сейсмичности.

Сейсмотектоническая структура северо-западного сектора Тихоокеанского сейсмического пояса

Лишь для Курило-Камчатского региона исследовано распределение сейсмичности и дано сопоставление ее параметров со структурами. Для всего северо-западного сектора Тихоокеанского сейсмического пояса рассмотрим распределение областей с различным напряженным состоянием и деформациями в сопоставлении с общим структурным планом. На рис. 62 приведено распределение областей преимущественных подвижек и показаны осредненные положения осей прогибов и подъемов. На рис. 60 показаны осредненные направления главных горизонтальных и промежуточных напряжений на фоне областей преимущественных подвижек. Главные горизонтальные напряжения на глубинах до 60 км являются максимальными: в областях подъема – это напряжения сжатия, в областях прогиба – растяжения, в областях горизонтального сдвига – те и другие.

Следующие общие черты характеризуют поле деформаций в пределах рассматриваемого региона. Области наиболее интенсивных прогибов и подъемов и их оси вытянуты вдоль основных структур островных дуг. Эти прогибы и подъемы повсеместно сопряжены друг с другом. В общих чертах они на глубине до 60 км соответствуют структурам прогиба и подъема земной поверхности (см. рис. 1, 2). Во внутренней синклинальной зоне о. Хонсю широко распространены горизонтальные сдвиги.

Секущие основной структурный план прогибы и подъемы на глубине до 60 км также в большинстве своем сопряжены друг с другом и достаточно широко распространены. Однако интенсивность и степень распространенности секущих прогибов и подъемов в отдельных регионах различны. Наиболее широко распространены секущие друг друга прогибы и подъемы в Японском регионе, где они обладают практически одинаковой интенсивностью. Достаточно широко развиты секущие нарушения и в Курило-Камчатском регионе, но по сравнению с продольными они обладают значительно меньшей интенсивностью. Еще менее интенсивны и менее распространены секущие нарушения в Алеутской зоне и менее всего в Аляскинской. Это находится в прямом согласии с особенностями напряженных состояний в зонах. Для Японской зоны были отмечены самые высокие величины промежуточных напряжений, которые, выступая в роли максимальных, обусловливают секущие нарушения. Величины максимального и промежуточного напряжений в Японской зоне практически равны, что и обуславливает возникновение секущих друг друга нарушений одинаковой величины. В Курило-Камчатской зоне величина промежуточных напряжений по сравнению с максимальными меньше, чем в Японской зоне, еще меньше она в Алеутской и Аляскинской зонах. Оба секущие друг друга плана деформаций прогиба и подъема в очаговых зонах и соотношение их интенсивности находятся в достаточно полном соответствии с наблюдаемыми структурными планами и степенью их развитости.

Общими чертами обладают и направления действия максимальных горизонтальных и промежуточных напряжений (см. рис. 62). Направления этих напряжений повсюду составляют две системы: в одном из направлений действуют более интенсивные напряжения, в другом – менее интенсивные. Системы направлений максимальных и промежуточных напряжений в основных чертах совпадают, что служит свидетельством взаимной замены ролей главных максимальных и промежуточных напряжений в процессе сейсмичности в напряженных состояниях всестороннего неравномерного сжатия и растяжения. Однако в соответствии с видом напряженного состояния степень взаимной замены максимальных и промежуточных напряжений в отдельных регионах различна. В Японской зоне системы направлений максимальных и промежуточных напряжений совпадают на всей ее территории, в Курило-Камчатской, особенно Алеутской и Аляскинской зонах, – только на отдельных участках.

Наиболее интенсивные максимальные горизонтальные напряжения в северной половине Японской зоны имеют субмеридиональное направление, в южной половине — субширотное, т.е. отклонены от нормали к простиранию структур в сторону флангов островной дуги Хонсю. Менее интенсивные максимальные горизонтальные напряжения на севере субширотны, а на юге субмеридиональны, т.е. направлены во внутреннюю сторону островной дуги, но не перпендикулярны к ее направлению простирания. Аналогичная картина наблюдается в Курило-Камчатской зоне, где интенсивные максимальные напряжения на севере и юге зоны отклонены от нормали к дуге в сторону ее флангов. В Алеуто-Аляскинской зоне в отличие от Японской и Курило-Камчатской зон наиболее интенсивные максимальные горизонтальные напряжения направлены не в сторону флангов дуги, а в центр ее внутренней стороны, менее интенсивные расходятся к ее флангам.

Картина распределения областей прогиба и подъема и их осей на глубинах 60–120 км, а также главных горизонтальных и промежуточных напряжений значительно спокойнее, чем вблизи земной поверхности. На глубинах > 120 км получить картину более или менее непрерывного распределения областей с различным типом подвижек не удалось в связи с небольшим числом данных о "механизме очагов". На рис. 62 и 63 показаны только осредненные направления главных максимальных — горизонтальных и промежуточных напряжений, которые дополняют характеристику глубинной сейсмотектоники.

Следующие основные черты характеризуют глубинную сейсмотектонику района островных дуг на северо-западе Тихого океана: 1) локализация напряженных состояний, представляющих собой всесторонние неоднородные сжатия и растяжения, и сопряженность областей с различными напряженными состояниями и преимущественными типами подвижек; 2) равная интенсивность процессов деформирования в областях всестороннего неоднородного сжатия и растяжения, обусловливающая равную интенсивность прогибов и подъемов земной поверхности; 3) наличие по крайней мере двух систем преимущественных направлений главных максимальных и промежуточных напряжений, смена ролей которых в процессе сейсмичности обусловливает более интенсивное развитие продольных структур по сравнению с секущими — степень развития продольных и секущих структур в очаговых зонах зависит от соотношения величин максимальных и промежуточных напряжений; 4) на глубинах до 60 км наиболее интенсивны горизонтальные напряжения, ориентированные под углом примерно в 45° к направлению простирания островных дуг и вдоль простирания, наблюдается примерно равная интенсивность напряжений сжатия и растяжения и незначительная интенсивность горизонтальных и перпендикулярных к простиранию островных дуг напряжений; 5) на глубинах 60–200 км наиболее интенсивны напряжения, перпендикулярные к простиранию структур, горизонтальные или крутонаклоненные в сторону Тихого океана, а также напряжения, ориентированные вдоль простирания структур; очень небольшая интенсивность напряжений, направленных вдоль падения фокальных зон.

Приведенные здесь выводы подтверждаются результатами исследования других авторов. Взаимная заменяемость осей напряжений в Курило-Камчатской зоне отмечена в работе Л.М. Балакиной и др. (1967). В японских работах рассматривались вопросы о равновесном распределении горизонтальных сжатий и растяжений (Suzuki, 1968), о поглубинном чередовании областей с различным напряженным состоянием (Suzuki, Kodomo, 1969), о преимущественных субширотных и субмеридиональных ориентациях главных горизонтальных напряжений на о. Хонсю (Hashizume, 1970). Относительно преимущественного растяжения в Алеутской зоне писал W. Stauder (1968, 1968a). В большей своей части направления горизонтальных напряжений, которые получил G.I. Lensen (1960), согласуются с выявленными нами.

Скорость распространения сейсмических волн существенно зависит от прочностных свойств среды. В соответствии с локализацией напряженных состоя-

ний сжатия и растяжения должны дифференцироваться в пространстве скоростные характеристики. Этот результат подтверждается исследованиями И.П. Кузина в районе восточнее Камчатки, где им обнаружены области пониженных скоростей, приуроченные к выявленным нами областям растяжения (Кузин, 1972). И хотя действующие в области растяжения напряжения значительно интенсивнее напряжений сжатия, действующих в соседней с ней области, скорости распространения сейсмических волн в области сжатия значительно выше. Локальные области пониженных и повышенных скоростей сейсмических волн обнаружены также в других работах (Федотов, 1963; Федотов, Славина, 1968).

Сейсмотектоническая картина, полученная по данным о "механизме очагов", достаточно хорошо отображает структурный план всего северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Можно ожидать, что в соседних с Курило-Камчатской зонах имеют место аналогичные соответствия между полями сейсмичности, полями напряжений и геоструктурами. По крайней мере в пределах Японского региона такие соответствия отмечены рядом авторов. В районе центральной Японии пространственное чередование объемов всестороннего сжатия и расширения вблизи земной поверхности и соответствие их структурам прогиба и подъема обнаружено Я. Сузуки (Suzuki, 1968). Возникновение системы разрывов при Мацусирском рое землетрясений оказалось возможным объяснить только в предположении существования расширяющегося объема вещества (Report on the Matsushiri swarm, 1968; Hagiwara, 1971). Это расширение М. Хасизуме относит за счет влияния флюидного давления (Hashizume, 1970).

Практически полная аналогия сейсмологических характеристик Курило-Камчатской и Японской зон позволяет говорить о единстве природы глубинных процессов, связанных с сейсмичностью и структурообразованием островных дуг на северо-западе Тихого океана. Такими, на наш взгляд, могут быть физико-химические процессы, приводящие к уплотнению и разуплотнению вещества в результате его дифференциации. В частности, напряжения могут создаваться при перемещении относительно легких или тяжелых частиц вещества и их аккумуляции в ограниченных объемах. Естественно, области генерации и аккумуляции таких частиц будут находиться в разном и противоположном напряженном состоянии. Вокруг объемов, радиус которых зависит от плотности и упругих констант вещества, при опускании в поле тяжести возникают внешние напряжения растяжения, при подъеме — сжатия. По-видимому, вблизи кровли мантии возможно и "перетекание" относительно легкого вещества или его части в близком к горизонтальному направлении. Такой механизм объясняет особенности напряженных состояний и рост земной коры снизу при одновременном воздымании утолщающихся участков.

Все перечисленные здесь данные не подтверждают гипотез о дрейфе континентов и поддвигании слоя литосфера океана под континентальные плиты при расширении океанического дна. И хотя деформации воздымания и прогиба по интенсивности уравновешены, пространственно они локализованы в объемах, геометрия которых далека от единых воздымающихся или опускающихся плит и слоев. Внутри этих объемов напряжения по всем трем главным направлениям отличаются от нуля. Наиболее интенсивные из них действуют не вдоль по падению фокальной зоны, как это предполагается глобальной плитовой тектоникой, а поперек ему или вдоль по простиранию зон. Во всех рассмотренных зонах напряжения, удовлетворяющие гипотезе о поддвигании литосферы океана под континентальные плиты, составляют относительно низкий процент от интенсивности всех действующих напряжений.

ВЫВОДЫ

Сейсмотектонические параметры сейсмичности обладают рядом неоспоримых достоинств по сравнению с величиной активности. При решении теоретических сейсмотектонических задач они позволят характеризовать связь сей-

смичности и геотектоники количественно сопоставимыми между собой мерами, пространственно распределенными в соответствии с распределениями областей тектонического и сейсмического деформирования. При решении практических задач сейсмического районирования с их помощью картируются места высвобождения сейсмической энергии, поток которой через земную поверхность является непосредственным источником сейсмической опасности. Возможность выражения дискретных явлений высвобождения сейсмической энергии в виде долговременных средних параметров позволяет решать задачи дифференцированной оценки уровня сейсмогенности отдельных геоструктурных элементов как в зависимости от вида напряженного состояния среды, обусловливаемого направленностью тектонического течения, так и вне этой зависимости.

Детальность описания сейсмогенности отдельных геоструктурных элементов зависит лишь от точности определения координат эпицентров и ориентации сейсмических разрывов. Точность определения ориентации сейсмических разрывов может быть значительно повышена за счет использования совокупности сейсмологических и геологических данных: о "механизме очагов", вытянутости областей афтершоков и изосейст максимальной балльности, об ориентации сейсмических разрывов и трещин в грунте в плейстоцейстовых областях и т.д. Унификация разнородных сейсмологических данных: инструментальных, макро-сейсмических и о сейсмодислокациях с помощью величины сейсмогенности позволит представить этот материал в единых количественных мерах. Это чрезвычайно важно для описания развития сейсмического процесса за более длительное время по сравнению с периодом инструментальных наблюдений и для создания надежной базы сейсмического районирования в виде карты очаговых зон известных землетрясений, а также количественных критериев сейсмической опасности по геолого-геофизическим признакам.

Использование сейсмотектонических параметров для описания сейсмичности Курило-Камчатского региона и сейсмотектонической ситуации в северо-западном секторе Тихоокеанского сейсмического пояса показало следующее.

При практически неизменной и достаточно устойчивой ориентации главных направлений в каждом рассмотренном регионе интенсивность и знак как деформаций, так и напряжений вдоль этих направлений значительно дифференцированы. Это обусловлено локализацией напряженных состояний, которые в рамках принятой нами гипотезы об октаэдрически деформированной среде представляют всестороннее неравномерное сжатие и растяжение. Фактически указанные напряженные состояния соответствуют, по-видимому, сжимающимся и расширяющимся объемам.

Верхняя мантия в районе островных дуг на северо-западе Тихого океана конструируется из объемов сжатия и расширения, пространственно сопряженных друг с другом. Центральные части внутри этих объемов обладают наибольшей интенсивностью высвобождаемых упругих напряжений и генерируют наибольшие величины сейсмической энергии. В периферийных частях этих объемов интенсивность деформаций и сейсмическая энергия убывают, а наименьшие их величины наблюдаются в переходных пространствах между объемами локализации напряжений.

При относительной автономности областей с различным напряженным состоянием наблюдается равновесие высвобожденных напряжений при возникновении взбросо-сдвиговых и сбросо-сдвиговых подвижек, соответствующих утолщению и утонению деформированных объемов. Это отвечает равной значимости процессов в верхней мантии, обуславливающих напряженные состояния в объемах сжатия и расширения.

Деформация среды в очаговых зонах играет значительную роль в формировании структурного плана и самих структур островных дуг. Наиболее ярко связь между выявленными областями локализации напряженных состояний среды с геоструктурами проявляется в направлении, перпендикулярном к их просстиранию, и в вертикальном направлении. Сейсмогенные структуры, обладающие

противоположным напряженным состоянием, разделяются между собой наибольшими градиентами величины сейсмогенности, сменой знака вертикальной составляющей очаговых подвижек, наибольшими градиентами толщины земной коры и изменением форм рельефа земной поверхности. Секущие основной структурный план геоструктуры характеризуются значительно меньшей сейсмогенностью, за исключением района Японии, где секущие друг друга сейсмогенные структуры, выявленные по данным о "механизме очагов", обладают практически одинаковой сейсмогенностью.

При одинаковом уровне сейсмогенности в областях ее локализации величина суммарной сейсмической дислокации в условиях сжатия значимо меньше, чем в условиях растяжения. Это указывает на большую прочность среды в условиях сжатия по сравнению с условиями растяжения и частично объясняет значительно большую развитость структур прогиба в районах островных дуг по сравнению со структурами подъема.

Все приведенные здесь факты позволяют сделать заключение о характере глубинных процессов, обусловливающих напряженное состояние среды в районах островных дуг. Глубинные сейсмогенные процессы не могут быть связаны с чисто механическими надвигами или поддвигами океанической и континентальной плит. Источниками напряженных состояний здесь могут быть физико-химические процессы, связанные с уплотнением и разуплотнением вещества в локализованных объемах, которые представляют собой объемы сжатия и расширения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На северо-западе Тихого океана в районе островных дуг за период развернутых инструментальных наблюдений произошло около двух десятков сейсмических катастроф. Несомненно, они будут повторяться в близком и далеком будущем. Чрезвычайно важно заранее предвидеть размеры сейсмических катастроф и возможные последствия проявления их характера. Размеры и характер таких катастроф зависят от условий их возникновения и прежде всего от специфики и режима действия тектонических сил, от влияния этих сил на свойства среды и от особенностей развития механических процессов в сейсмоактивных зонах в пространстве и во времени.

Указанные основные факторы, предопределяющие возможность возникновения крупных сейсмических событий, изучались нами по наблюдению над сейсмичностью в очаговых зонах катастрофических землетрясений и над всей совокупностью очагов на северо-западе Тихого океана с помощью методов, основанных на теории "механизма очага" и законе повторяемости землетрясений. До последнего времени эти методы изучения сейсмичности существовали независимо друг от друга. Используя современные представления о дислокационной модели протяженного очага и многочисленные результаты определения "механизма очагов" для мгновенной точечной дислокации, мы попытались сконструировать долговременные сейсмотектонические параметры сейсмичности, отражающие физико-тектоническую сущность землетрясений и статистико-вероятностную сущность сейсмичности в целом.

На основе общих принципов построения статистических параметров сейсмичности, разработанных Ю.В. Ризниченко и под его руководством, выявлен долговременный параметр сейсмичности, учитывающий сейсмическую энергию очага, размер и ориентацию сейсмического разрыва и повторяемость его возникновения. По своей конструкции он характеризует, с одной стороны, способность среды генерировать сейсмическую энергию, т.е. ее сейсмогенность, с другой стороны, интенсивность сейсмической деформации в среднем за период повторяемости максимального наблюденного землетрясения.

Принятые модельные представления о сейсмическом разрыве позволили для всей совокупности очагов представительных землетрясений перейти от точечного их изображения, принятого при исследовании параметров сейсмического режима, к пространственно ориентированным протяженным очагам. Количество характеристика таких очагов с помощью введенной величины сейсмогенности дает обоснованные решения ряда задач детального сейсмического районирования: дифференциированной оценки уровня сейсмогенности отдельных геоструктурных элементов, оценки величины и повторяемости максимальных известных землетрясений, оценки периодов повторяемости возможных максимальных землетрясений заданной величины в условиях разной интенсивности сейсмической деформации. Решение этих задач направлено на создание надежной сейсмологической основы сейсмического районирования.

При описании сейсмичности и сейсмическом районировании важное значение имеют вопросы детальности, точности и надежности картирования их параметров. Этим вопросам в работе уделено особенно пристальное внимание.

Сейчас существуют программы машинного счета статистико-вероятностных оценок точности и устойчивости среднестатистических величин. У нас имелись многочисленные данные о "механизме очагов", полученные за прошлое время исключительно ручным способом, поэтому статистико-вероятностные оценки произведены способами, доступными в приложении к имеющемуся материалу исходных данных. В работе подробно описаны эти приемы и результаты их применения. Они показали, что надежность выявленных сейсмических линеаментов по сейсмическим разрывам и точность оценок их количественных параметров находятся в пределах 90–95%–ного доверительного уровня. Получение надежной эмпирической базы для решения задач сейсмического районирования и описания глубинной сейсмотектоники – один из главных результатов проведенного исследования.

Для согласования параметров очагов и их совокупности с параметрами тектонического течения и связанного с ним напряженного состояния был принят ряд постулатов и предположений. Предполагалось, что среда октаэдрически деформирована, главные направления не меняют ориентации с течением времени во всем одинаково деформированном объеме среды, а в процессе деформирования и снятия напряжений изменяются лишь абсолютные величины главных напряжений, которые могут меняться в результате этого ролью при соответствующей переориентации плоскостей подвижек. Для определения вида напряженного состояния и оценок величины снятых максимальных касательных напряжений введен в рассмотрение критерий прочности среды Губера – Мизеса – Генки. Иными словами, был использован комплекс самых простейших постулатов и предположений о деформировании и разрушении среды.

Использование наиболее простых предположений о деформировании и разрушении реальной среды позволило решить главную задачу исследования – поиск конструктивного подхода к совместному анализу параметров сейсмического режима, "механизма очагов" и геотектоники для более или менее объективного описания сейсмичности и ее связи с геотектоникой. В принципе можно использовать самые разнообразные модели деформирования и разрушения среды в очагах землетрясений, что приведет лишь к замене отдельных параметров среды и зон разрушения среды протяженных очагов. Наша же задача состояла в поисках пути использования многочисленных данных о "механизме очагов" не только в описании глубинных процессов, но и в сейсмическом районировании. В комплексе признаков для выделения квазиоднородных сейсмотектонических зон такие характеристики, как сейсмогенность, величина суммарной сейсмической дислокаций, относительная интенсивность сейсмических подвижек разного типа, найдут свое достойное место, поскольку, являясь более объективными, чем величина активности, они могут быть formalизованы так же просто, как и активность.

Необходимость достаточно объективного описания сейсмичности в этой работе с помощью сейсмотектонических параметров возникла не сама собой. Многочисленные исследования эмпирического и теоретического содержания по этому вопросу многих авторов лежат в основе проведенного изучения. Кроме того, в работе на примере очаговых зон крупных землетрясений из северо-западной части Тихоокеанского сейсмического пояса показано, что параметры сейсмического режима существенно зависят от динамических условий возникновения землетрясений и от прочностных свойств среды, меняющихся в результате взаимодействия напряжений и среды. Характеристики процессов деформирования и разрушения среды в условиях работы сил сжатия и растяжения существенно отличаются, что и обуславливает различие закономерностей параметров сейсмического режима в областях сжатия и растяжения. Сейсмическая энергия не зависит от вида напряженного состояния и является мерой естественной классификации землетрясений по величине. Это положение легло в основу поисков количественной меры и для совокупности очагов землетрясений.

Отнесение сейсмической энергии к точечным очагам и периоду наблюдения не улучшает решения задачи описания сейсмичности по сравнению с величиной активности. Динамические параметры практически невозможно на современном уровне изучить для всех очагов. В создавшейся ситуации был найден, как нам кажется, простой выход, открытый работами по исследованию дислокационной модели протяженного очага и определению его динамических параметров по спектрам колебаний, начавшимися с публикации работы К. Аки в 1966 г. Не столь сложные операции и расчеты при использовании вычислительной техники все же требуют большой затраты времени и труда для пересмотра и обработки накопившегося за многие годы инструментальных наблюдений сейсмограммного материала. Единичные же определения в связи с многообразием проявления землетрясений даже в пределах ограниченных объемов не могут дать исчерпывающего ответа на многие вопросы, а лишь отражают особенности рассматриваемых единичных очагов. Такие определения можно рассматривать лишь как рекогносировка, которая тем более необходима, что в расчет входят не только сами очаги, но и среда в пределах и за пределами очагов. Максимальное упрощение методов обработки материала наблюдений при сохранении общих принципов современного описания очага, а затем переход к описанию совокупности очагов оказались в настоящее время наиболее рациональными.

В результате применения предложенного метода к описанию сейсмичности Курило-Камчатской зоны выяснились достаточно интересные особенности и закономерности ее проявления и связи с геоструктурами. Геоструктуры прогиба и подъема, характерные для островных дуг и характеризующиеся различной толщиной коры, имеют неповсеместно одинаковую сейсмогенность и приурочены к диаметрально противоположным, локализованным в их пределах напряженным состояниям. И если геоморфологически переход от одной структуры к другой описывается значительными градиентами уровня рельефа земной поверхности и градиентами толщины земной коры, а также, по-видимому, изменением знака вертикальных тектонических движений, то сейсмологически они описываются минимальными значениями величины сейсмогенности и интенсивности сейсмических дислокаций, но максимальными градиентами суммарной сейсмической дислокации и сменой знака вертикальной ее компоненты.

При одинаковой плотности потока сейсмической энергии, снимаемой с сейсмических разрывов в условиях работы сил сжатия и растяжения, суммарная сейсмическая дислокация в условиях сжатия значительно меньше, чем в условиях растяжения. Эти эмпирические результаты важны для понимания причины более высокой степени развитости структур прогиба в виде глубоководных океанических желобов по сравнению с поднятиями самих островных дуг. Поскольку периоды повторяемости землетрясений, особенно крупных, в среднем одинаковы для условий сжатия и растяжения, то напрашивается единственное толкование этим фактам. При практически одинаковом режиме действия сил сжатия и растяжения (при одинаковой мощности их источников) среда в областях растяжения более подвижна, чем в областях сжатия. Кроме того, среда в областях сжатия обладает большей прочностью, чем в областях растяжения. Особенно существенные различия прочностных свойств среды должны наблюдаться в областях подготовки крупных землетрясений в разных динамических условиях.

Описание сейсмичности с помощью сейсмотектонических параметров исключает поиск корреляции ее параметров с элементами геологого-геофизических полей вслепую. Результаты осуществленной корреляции относительной интенсивности очаговых деформаций утолщения и утонения с толщиной земной коры свидетельствуют о прямой их связи и о значительном вкладе сейсмической деформации в общетектоническую.

Напряженное состояние среды в зонах сейсмичности островных дуг на северо-западе Тихого океана при кажущейся сложности предельно ясно: оно

представляет либо всестороннее неравномерное сжатие, либо всестороннее неравномерное растяжение (в рамках принятой модели) в сопряженных пространственно объемах. Направления главных напряжений повсюду согласованы с ориентацией островных дуг. В Японской и Курило-Камчатской зонах главные горизонтальные максимальные напряжения на глубине до 60 км создают веерообразную систему направлений с центрами в районе Тихого океана. На фланговых участках зон наиболее интенсивными являются напряжения растяжения, на центральных – почти перпендикулярные к простирианию дуг напряжения сжатия. В Алеутской зоне также направления главных горизонтальных максимальных напряжений веерообразны, но здесь центр находится во внутренней стороне островной дуги и почти повсеместно максимальными являются напряжения растяжения.

Наряду с системой наиболее интенсивных главных максимальных напряжений широко развиты менее интенсивные максимальные напряжения, имеющие систему направлений, почти перпендикулярную к системе направлений наиболее интенсивных напряжений. В совокупности максимальные напряжения создают близкую к ортогональной систему направлений. На глубинах больше 60 км преимущественными являются напряжения сжатия, ориентированные почти перпендикулярно к ориентации структур островных дуг. Однако на отдельных участках преобладают горизонтальные относительные растяжения.

Конфигурация объемов локализации напряжений, их пространственное распределение, вид напряженного состояния среды в пределах объемов локализации, а также степень сейсмогенности среды внутри и вне этих объемов позволяют говорить о том, что верхняя мантия в сейсмических зонах островных дуг конструируется из объемов сжатия и расширения. Иными словами, в верхней мантии протекают процессы дифференциации вещества, приводящие к его уплотнению и разуплотнению. Все приведенные здесь сейсмологические данные и особенно картина распределения главных напряжений в районе островных дуг на северо-западе Тихого океана противоречат идеям глобальной плиевой тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В.Н. Об общих закономерностях и направлениях напряжений, действующих в пределах Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны. - Геотектоника, 1965, № 3.
- Аверьянова В.Н. Основные особенности сейсмической активности южной части Охотского региона. - В кн. М.С.Марков и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., изд-во "Наука", 1967.
- Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., изд-во "Наука", 1968.
- Аверьянова В.Н. Закономерности распределения курило-камчатских сейсмодислокаций и связь их с глубинным строением зоны. - В кн. "Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол." М., изд-во "Наука", 1968а.
- Андреев Б.А. Географические и геологические особенности зоны глубокофокусных землетрясений северо-западной части Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 1.
- Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с нею явления. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1970, № 5.
- Асада Т., Судзуки Дз. О наблюдении слабых землетрясений после землетрясения 26 декабря 1949 г. в Имайти. - В сб. "Слабые землетрясения". М., ИЛ, 1961.
- Атлас землетрясений в СССР. М., изд-во "Наука", 1961.
- Балакина Л.М. Некоторые результаты изучения очагов землетрясений 4 мая и 18 июня 1959 г. по инструментальным данным. - Бюлл. совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 11.
- Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., изд-во "Наука", 1972.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и полуупругих напряжений Земли. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1967, № 6.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во "Наука", 1966.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., изд-во "Наука", 1968.
- Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. - Сов. геол., 1960, № 10.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. - Сов. геол., 1964, № 9.
- Беньофф Г. Сейсмические данные о строении земной коры и тектонической деятельности. - В сб. "Земная кора". М., ИЛ, 1957.
- Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М., изд-во "Наука", 1965.
- Ботт М.Х. Конвекция в земной мантии и механизм дрейфа континентов. - В сб. "Дрейф континентов". М., изд-во "Мир", 1966.
- Бунэ В.И. Последующие толчки Нурукского землетрясения 22.IX 1956 г. и оценка сейсмической активности Большого Душанбинского района. - Труды ТИСС АН Тадж.ССР, 1960, № 6.
- Бунэ В.И., Гзовский М.В., Запольский К.К., Кейлис-Борок В.И., Крестников В.Н., Малиновская Л.Н., Нерсесов И.Л., Павлова Г.И., Раутян Т.Г., Рейнер Г.И., Ризниченко Ю.В., Халтурин В.И. Методы детального изучения сейсмичности. - Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1960, № 9.
- Бунэ В.И., Голубева Н.В. Мировая статистика землетрясений с М 6 за 1953-1967 гг. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1971, № 1.
- Бутовская Е.М. Глубинное строение и некоторые особенности энергетики земной коры Восточного Узбекистана (по данным сейсмологических методов исследования). Автореф. докт. дисс. М., Ин-т физики Земли АН СССР, 1970.

- Васильковский Н.П. К проблеме островных дуг. - В сб. "Теология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., изд-во "Наука", 1969.
- Виноградов С.Д. Экспериментальное изучение распределения числа разрывов по энергии при разрушении горных пород. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 2.
- Виноградов С.Д. Наблюдение за процессами разрушения горных пород. - В сб. "Динамика земной коры". М., изд-во "Наука", 1965.
- Виноградов С.Д., Мирзоев К.М. Об энергии упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородного материала. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1970, № 1.
- Гайнанов А.Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов. - В сб. "Кора и верхняя мантия Земли". М., изд-во "Наука", 1968.
- Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Строев П.А. Некоторые новые данные о глубинном строении земной коры переходных областей от океанов к материкам. - Морские и гравим. исследов., 1970, вып. 5.
- Гайнанов А.Г., Смирнов Л.П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. - Сов. геол., 1962, № 3.
- Геология СССР, т. 31, ч. 1. М., 1964.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М., изд-во "Наука", 1963.
- Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., изд-во "Наука", 1971.
- Горячев А.В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги. - Сов. геол., 1960, № 10.
- Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской складчатой области. М., изд-во "Наука", 1967.
- Гоцадзе О.Д., Кейлис-Борок В.И., Кириллова И.В., Коган С.Д., Кухтикова Т.И., Малиновская Л.Н., Сорский А.А. Исследование механизма землетрясений. - Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1957, № 40.
- Гуревич Г.И., Нересов И.Л., Кузнецов К.К. К исследованию закона повторяемости землетрясений. - Труды ТИСС АН Тадж. ССР, 1960, вып. 5.
- Дитт Р.С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна. - В сб. "Дрейф континентов". М., изд-во "Мир", 1966.
- Заварицкий А.Н. Вулканическая зона Курильских островов. - Вестн. АН СССР, 1946, № 1.
- Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946а, № 2.
- Захарова А.И. О повторных толчках Бричмулинского землетрясения 24 октября 1959 г. - Изв. АН Узб. ССР, серия технич. наук, 1966, № 4.
- Зверев С.М., Мерклин Л.Р. Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. - Геотектоника, 1966, № 5.
- Иващенко А.И. О некоторых особенностях спектров объемных волн от сильных курило-камчатских землетрясений. - В сб. "Вопросы сейсмичности Сибири", ч. 1. Новосибирск, 1972.
- Каток А.П. Повторные толчки и их влияние на параметры сейсмического режима. - В сб. "Динамика земной коры". М., изд-во "Наука", 1965.
- Каток А.П. Некоторые особенности сейсмического режима после Хантского землетрясения. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1966, № 7.
- Коган С.Д. О существовании глубинной фокальной поверхности на границе Тихого океана. - Докл. АН СССР, 1956, т. 143, № 6.
- Кондорская Н.В., Ландырева Н.С. Особенности сейсмичности Курило-Камчатской области по данным наблюдений сети стационарных сейсмических станций. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 10.
- Кондорская Н.В., Посталенко Г.А. Сейсмичность СССР за 1965 г. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 2.
- Кондорская Н.В., Посталенко Г.А. Сейсмическая активность Курило-Камчатской области за 1954-1956 гг. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 9.
- Кондорская Н.В., Посталенко Г.А. Анализ наблюдений над землетрясениями Курило-Камчатской зоны. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 10.
- Кондорская Н.В., Тараканов Р.З. Курило-камчатские землетрясения. - В кн. "Землетрясения в СССР". М., изд-во "Наука", 1961.
- Кондорская Н.В., Тихонов В.И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды. - Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 1.
- Костров Б.В. Упругие волны, сопровождающие распространение трещины касательного разрыва. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 11.

- Костров Б.В. Неустоявшееся распространение трещины продольного сдвига. - Приклад. матем. и механ., 1966, № 6.
- Костров Б.В. Обратная задача теории механизма очага землетрясения. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1968, № 9.
- Костров Б.В. Теория очага тектонического землетрясения. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1970, № 4.
- Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1974, № 1.
- Костров Б.В., Никитин Л.В. Излучение упругих волн при разрыве сплошности упругой среды. Плоская задача. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1968, № 7.
- Костров Б.В., Никитин Л.В., Флитман Л.М. Распространение трещин в упруго-вязких телах. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1970, № 7.
- Кропоткин П.Н. Механизм движения земной коры. - Геотектоника, 1967, № 5.
- Кузин И.П. Фокальная зона и особенности строения верхней мантии в районе восточнее Камчатки. Автореф. канд. дисс. М., Ин-т физики Земли АН СССР, 1971.
- Кузин И.П. Скорости упругих волн в фокальной зоне Камчатки. Изв. АН СССР, физика Земли, 1972, № 12.
- Кузнецова К.И. Закономерности разрушения упруго-вязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М., изд-во "Наука", 1969.
- Кухтикова Т.И. Динамические характеристики Нурукского землетрясения. - Труды ТИСС АН Тадж.ССР, 1960, вып. 6.
- Линден Н.А. Землетрясения Дальневосточной зоны. - В кн. "Землетрясения в СССР". М., изд-во "Наука", 1961.
- Лишневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным. - В сб. "Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке". М., изд-во "Наука", 1969.
- Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. - В сб. "Разломы и горизонтальные движения земной коры". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., изд-во "Чедра", 1965.
- Магницкий В.А. Физико-химические процессы в верхней мантии. - Вестн. АН СССР, 1969, № 12.
- Мамадалиев Ю.А. Изучение сейсмического режима области подготовки сильных землетрясений в Душанбинско-Гармском районе. Автореф. канд. дисс. Душанбе, ТИСС Тадж.ССР, 1967.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.Л., Соловьева И.А., Шуваев А.С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., изд-во "Наука", 1967.
- Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М., изд-во "Наука", 1971.
- Мишарина Л.А. Исследование механизма очагов повторных толчков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. - Бюлл. совета по сейсмол. АН СССР, 1963, № 15.
- Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., изд-во "Наука". 1967.
- Монахов Ф.И., Тараканов Р.З. Характеристика курило-камчатских землетрясений по наблюдениям близких станций за 1952-1954 гг. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 5.
- Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника. - В сб. "Вопросы современной зарубежной тектоники". М., ИЛ, 1960.
- Николаевский А.А. Современный рельеф поверхности Мохоровичча по геофизическим данным. - В сб. "Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР". Магадан, 1964.
- Пущаровский Ю.М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. - В сб. "Доклады советских геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгр." М., изд-во "Недра", 1964.
- Пшенников К.В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М., изд-во "Наука", 1965.
- Пшенников К.В., Мишарина Л.А. О возникновении двух поверхностей скольжения в очаге землетрясения. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1968, № 10.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., изд-во "Мир", 1970.
- Ризиженко Ю.В. Об изучении сейсмического режима. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 9.

- Ризниченко Ю.В. О возможности расчета максимального землетрясения. - Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1962, № 25.
- Ризниченко Ю.В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 7.
- Ризниченко Ю.В. Об энергетической трактовке закона повторяемости землетрясений. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1965, № 10.
- Ризниченко Ю.В. Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. - В сб. "Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана". М., изд-во "Наука", 1967.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы детального изучения региональной сейсмичности. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1969, № 7.
- Ризниченко Ю.В., Багдасарова А.М. Максимальные возможные землетрясения Японии. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1974, № 11.
- Ризниченко Ю.В., Багдасарова А.М. Общие закономерности повторяемости землетрясений Камчатки и Японии. Кишинев, 1974.
- Ризниченко Ю.В., Бутовская Е.М., Захарова А.И., Фленова М.Г., Атабеев Х.А. Корреляция элементов сейсмического режима с неоднородностями и глубинным строением коры Восточного Узбекистана. - В кн. "Вопросы количественной оценки сейсмичности", вып. 14. М., изд-во "Наука", 1971.
- Ризниченко Ю.В., Горбунов И.В. О методах построения карт сейсмической активности. - В кн. "Сейсмическое районирование СССР", М., изд-во "Наука", 1968.
- Ризниченко Ю.В., Нерсесов И.Л. К разработке основ количественного метода сейсмического районирования. - Бюлл. совета по сейсмол. АН СССР, 1960, № 8.
- Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963.
- Симберева И.Г. Пространственно-временные особенности распределения механизма очага землетрясений Гармского и Нарынского районов Средней Азии. Автореф. канд. дисс. М., Ин-т физики Земли АН СССР, 1969.
- Соколова И.А. О способе выделения зон разной плотности сейсмической энергии. - В сб. "Изучение сейсмической опасности". Ташкент, 1971.
- Соловьев С.Л. Некоторые статистические распределения землетрясений и тектоническое строение сейсмических зон. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 1.
- Соловьев С.Л. Магнитуда землетрясений. - В кн. "Землетрясения в СССР". М., изд-во "Наука", 1961а.
- Соловьев С.Л. Землетрясения и цунами 13 и 20 октября 1963 г. на Курильских островах. Южно-Сахалинск, 1965.
- Соловьев С.Л., Поплавская Л.Н., Оскорбин Л.С., Волкова Л.Ф., Бойчук А.Н. Землетрясения Курильских островов, Охотского моря и Сахалина. - В сб. "Землетрясения в СССР в 1966 году". М., изд-во "Наука", 1970.
- Соловьев С.Л., Соловьева О.Н. О соотношении между энергетическими классами и магнитудой курильских землетрясений. - Изв. АН СССР, физика Земли, № 2, 1967.
- Соловьев С.Л., Тараканов Р.З., Поплавская Л.Н., Соловьева О.Н., Ферчев М.Д., Жук Ф.Д., Волкова Л.Ф. Землетрясения Дальнего Востока. - В сб. "Землетрясения в СССР в 1962 году". М., изд-во "Наука", 1964.
- Соловьев С.Л., Тараканов Р.З., Соловьева О.Н., Поплавская Л.Н., Жук Ф.Д., Волкова Л.Ф., Глебова А.Н., Якушева В.Н. Землетрясения Дальнего Востока. - В сб. "Землетрясения в СССР в 1963 году". М., изд-во "Наука", 1965.
- Соловьева И.А. Строение земной коры Охотского региона по геофизическим данным. - В кн. М.С. Марков и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., изд-во "Наука", 1967.
- Солоненко В.П., Трекков А.А., Флоренсов Н.А. Катастрофические землетрясения в Монголо-Байкальской сейсмической зоне в 1957 г. и сейсмодислокации, связанные с ними. - В сб. "Неотектоника СССР". Рига, изд-во АН Лат. ССР, 1961.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., изд-во "Наука", 1964.
- Судзуки Да. Статистическое изучение повторяемости слабых землетрясений. - В сб. "Слабые землетрясения". М., ИЛ, 1961.
- Сысоев Н.Н., Михальцев И.Е., Удинцев Г.Б. и др. Результаты сейсмоакустических исследований строения земной коры в морях и океане. - В кн. "Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. совет. геол." М., изд-во "Наука", 1960.
- Сычев П.М. Некоторые вопросы тектоники Сахалина и прилегающих акваторий в свете геофизических данных. - В сб. "Геология зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану". М., изд-во "Наука", 1968.
- Тараканов Р.З. Годографы Р и - Р и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений курило-японских землетрясений. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1965, № 7.

- Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным. - Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Тараканов Р.З., Соловьев С.Л. Сейсморайонирование Курильских островов. - В кн. "Сейсмическое районирование СССР". М., изд-во "Наука", 1968.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. Ответственный редактор А.Л. Яншин. М., 1966.
- Тихонов В.И., Удинцев Г.Б. К вопросу о связи между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов. - Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 3.
- Токарев П.И. О глубинной фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом в Курило-Камчатской зоне. - Бюлл. Вулканол. ст., 1958, № 27.
- Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1970, № 3.
- Трекков А.А. Механизм очага землетрясения и поле тектонических напряжений. - В кн. "Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья". М., изд-во "Наука", 1968.
- Туезов И.К. Сейсмические разрезы земной коры северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. - Геол. и геофиз., 1970, № 3.
- Тулина Ю.В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов. - В сб. "Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке", М., изд-во "Наука", 1969.
- Удинцев Г.Б. Геологическое строение Курило-Камчатской впадины. - Природа, 1955, № 12.
- Удинцев Г.Б. О рельефе Курило-Камчатской впадины. - Бюлл. совета по сейсмол. АН СССР, 1956, № 2.
- Удинцев Г.Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. - В сб. "Морская геология". М., изд-во "Наука", 1960.
- Удинцев Г.Б. Рельеф и тектоника дна Дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. - Океанология, 1961, т. 1, вып. 3.
- Удинцев Г.Б. Рельеф и тектоника дна Дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. - В сб. "Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Федотов С.А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетическая классификация близких землетрясений с промежуточной глубиной очага. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 6.
- Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии. - Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1965, № 36.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном прогнозе. - В кн. "Сейсмическое районирование СССР". М., изд-во "Наука", 1968.
- Федотов С.А. О сейсмичности области очага катастрофического Итурупского землетрясения 6 ноября 1958 г. и сейсмическом прогнозе. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1969, № 1.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. - М., изд-во "Наука", 1969.
- Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скорости продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1968, № 2.
- Федотов С.А., Шумилина Л.С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки. - Изв. АН СССР, физика Земли, 1971, № 9.
- Филоненко-Бородич М.М. Механические теории прочности. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Ходжсон Дж.Х. Движения земной коры по сейсмологическим данным. - В кн. "Дрейф континентов". М., изд-во "Мир", 1966.
- Чэдвик П. Гипотезы горообразования. - В кн. "Дрейф континентов". М., изд-во "Мир", 1966.
- Шебалин Н.В. Макросейсмическое поле и очаг сильного землетрясения. Афтореф. докт. дисс. М., Ин-т физики Земли АН СССР, 1969.
- Шебалин Н.В. Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения. - Труды Ин-та физики Земли АН СССР, 1971, вып. 14.
- Штейнберг В.В., Левшин А.Л., Аптекман Ж.Я., Груднева Н.П. Механизм и динамические параметры очага Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. - Изв. АН СССР, физика Земли, № 2, 1974.
- Шукин Ю.К. Глубинные сейсмогенные разломы земной коры. - В сб. - "Сейсмогенные структуры и сейсмодислокация". М., ВНИГеофизика, 1973.

- Aki K. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Pt. 1. A statistical analysis. Pt. 2. Estimation of earthquake moment, released energy and stress-strain drop from the G wave spectrum. - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1966, v. 44, N 1.
- Aki K. Earthquake mechanism. - Tectonophysics, 1972, v. 13, N 1-4.
- Ambraseys N.N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone. - Tectonophysics, 1970, v. 19, N 2/3.
- Asada T. Frequency distribution on earthquake magnitude, seismicity and related problems. - Zisin, 1957, v. 10, N 1.
- Bath M., Duda S.L. Earthquake volume, fault plane area, seismic energy strain, deformation and related quantities. - Ann. geofis., 1964, v. 17.
- Belousov V.V., Kosminskaya L.P. Structure and development of transition zones between the continents and oceans. - Canad. J. Earth. Seism., 1968, v. 5, N 4.
- Benioff H. Earthquakes and rock creep (Pt I Creep characteristics of rocks and the origin of aftershocks). - Bull. Seismol. Soc. America, 1951, v. 41, N 1.
- Benioff H. Mechanism and strain characteristics of White Wolf fault as indicated by aftershock sequence of the Kern County, California earthquake of 1952. - Bull. Calif. Div. Mines, 1954, N 171.
- Benioff H. Earthquake source mechanisms. - Science, 1964, 143.
- Brune J.N. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. - J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 2.
- Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. - J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 26.
- Brune J.N., Allen C.R. A low-stress-drop, low-magnitude earthquake with surface faulting: The Imperial, California, earthquake of March 4, 1966. - Bull. Seismol. Soc. America, 1967, v. 57, N 3.
- Brune J.N., Espinosa A., Oliver J.E. Relative excitation of surface waves by earthquakes and underground explosions in the California - Nevada region. - J. Geophys. Res., 1963, v. 68, N 11.
- Brune J.N., Henyey T.L., Roy R.F. Heat flow, stress, and rate of slip along the San Andreas fault, California. - J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 15.
- Brune J.N., King C. Excitation of mantle Rayleigh waves of period 100-seconds as a function of magnitude. - Bull. Seismol. Soc. America, 1967, v. 57, N 6.
- Bune V.I., Golubeva N.V. Correlation of magnitudes M_{LH}^{USSR} and m_{PV}^{USC} for earthquakes of Kamchatka, Kuril Islands and Japan. - Pure and Appl. Geophys. (Pagioph), 1973, v. 103, N 2.
- Byerly P. The nature of the first motion in the Chilean earthquake of November 11, 1922. - Amer. J. Sci., 5th ser., 1928, N 16.
- Byerly P. Love waves and the nature of the motion at the origin of Chilean earthquake of November 11, 1922. - Amer. J. Sci., 5th ser., 1930, N 19.
- Chandra U. Analysis of body-wave spectra for earthquake energy determination. - Bull. Seism. Soc. America, 1970, v. 60, N 2.
- Chandra U. The Peru-Bolivia border earthquake of August 15, 1963. - Bull. Seism. Soc. America, 1970a, v. 60, N 2.
- Dambara T. Vertical movements of earth's crust in relation to the Matsushiro earthquake. - J. Geol. Soc. Japan, 1966, N 12.
- Duda S.J. Phenomenologische Untersuchung einer Nachbebenserie aus dem Gebiet der Aleutin-Insel. - Z. Geophys., 1961, H. 4/5.
- Duda S.J. Phenomenologische Untersuchung einer Nachbebenserie aus dem Gebiet der Aleriten-Freiburger Forschungshefte. - Freiburger Forschungshefte, 1962, N 132.
- Evison F.F. On the occurrence of volume change at the earthquake source. - Bull. Seismol. Soc. America, 1967, v. 57, N 1.
- Fara H.D. A new catalogue of earthquake fault plane solutions. - Bull. Seismol. Soc. America, 1964, v. 54, N 5.
- Gutenberg B., Richter C. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. - Bull. Seismol. Soc. America, 1942, v. 32, N 3.
- Gutenberg B., Richter C.F. Magnitude and energy of earthquakes. - Ann. Geophys., 1956, v. 9, N 1.
- Hagiwara T. Cause of shallow earthquakes occurring in the Earth's crust as suggested by the accompanying land deformation. Internat. Union Geodesy and Geophys., Internat. Assoc. Seismol. and Phys. of Earth's Interior. XV Gen. Assembly. Moscow, Publ. Office "Nauka", 1971.

- Hagiwara T., Karakama J., Kayano J., Kaminuma K. Aftershocks an earthquake swarm detected by the microearthquake observation. - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1963, v. 41, N 3.
- Harding S.T., Algeman S.T. Focal mechanism of the Prince William sound, Alaska earthquake of March 28, 1964. - Bull. Seismol. Soc. America, 1969, v. 59, N 2.
- Hashizume M. Investigation of microearthquakes on earthquake occurrence in the crust. - Bull. Disaster. Prevent. Res. Inst. Kyoto Univ., 1970, v. 20, N 173.
- Haskell N.A. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. - Bull. Seismol. Soc. America, 1964, v. 54, N 6.
- Hodgson J.H. Direction of faulting in some of the larger earthquakes of the North Pacific, 1950-1953. - Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1956, v. 18, N 10.
- Holstrom G.B. Elastic radiation from a propagating phase boundary. - Compt. rend. Union géodes. et géophys. internat., 1969, N 15.
- Honda H. On the types of the seismographs and the mechanism of deep earthquakes; - Geophys. Mag., 1932, v. 5.
- Honda H. The mechanism of earthquakes. - Sci. Repts. Tōhoku Univ. Ser. Geophys., 1957, v. 9.
- Honda H. Earthquake mechanism and seismic waves. - J. Phys. Earthq., 1962, v. 10, N 2.
- Honda H., Masatsuka A. On the mechanism of the earthquakes and the stresses producing them in Japan and its vicinity. - Sci. Repts. Tōhoku Univ. Ser. Geophys., 1952, v. 4, N 1.
- Honda H., Masatsuka A. and Emura K. On the mechanism of the earthquake and the stresses producing them in Japan and its vicinity (second paper). - Sci. Repts. Tōhoku Univ. Ser. Geophys., 1957, v. 8, N 3.
- Honda H., Masatsuka A. and Ichikawa M. On the mechanism of earthquakes and stress producing them in Japan and its vicinity (third paper). - Geophys. Mag., 1967, v. 33, N 4.
- Ichikawa M. On the mechanism of the earthquakes in and near Japan during the period from 1950 to 1957. - Geophys. Mag., 1961, v. 30, N 3.
- Ichikawa M. Statistical investigations of earthquake mechanism in Kwantung district. - Geophys. Mag., 1962, v. 31, N 2.
- Ichikawa M. Mechanism of earthquakes occurring in central and southwestern Japan and some related problems. - Papers Meteorol. and Geophys., 1965, v. 16, N 2.
- Ichikawa M. Mechanism of earthquakes occurring in and near Japan, 1950-1962. - Papers Meteorol. and Geophys., 1966, v. 16, N 3-4.
- Iida K. Magnitude of tsunamigenic earthquake, aftershock area, and area of tsunami origin. - In "Geophysical papers dedicated to Professor K. Sassa". Kyoto, 1963.
- Iida K. Earthquake magnitude, earthquake fault, and source dimensions. - J. Earthq. Sci. Nagoya Univ., 1965, N 13.
- Inouye W. On the seismicity in the epicentral region and its neighbourhood before the Niigata earthquake. - Quart. J. Seismol., 1965, N 4.
- Iosif T., Radu C. Mecanismul in focal al citrova cutremure carpatica. - Ann. Stiint. Univ. Iasi, Sect. II, 1962, N 8.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics. - J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 18.
- Ishimoto M., Iida K. Observations sur les seismes enregistre par le microseismograph construit dernierement (I). - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1939, v. 17.
- Japanese National Report for the UMP. Tokyo, 1967.
- Jeffreys H. The Earth. London, Cambridge Univ. Press, 1959.
- Kanamori H. Study on the crust-mantle structure in Japan. Pt 2. Interpretation of the results obtained by seismic refraction studies in connection with the study of gravity and laboratory experiments. - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1963, v. 41, N 4.
- Lenssen G.J. Principal horizontal stress directions as aid to the study of crustal deformation. - Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1960, v. 24, N 10.
- Lliboutry L. Sea-floor spreading, continental drift and lithosphere sinking with an asthenosphere at melting point. - J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 27.
- Matsushiro earthquakes observed with the temporary seismographic network. Pt I. - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1967, v. 45, N 1.

- Matumoto T. Tesikaga earthquake of January 31, 1959. - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1959, v. 37, N 3.
- McIntyre D.B., Christie J.M. The kinematics of faulting from seismic data. - Publ. Dominion Observ. Ottawa, 1959, v. 20, N 2.
- McKenzie D. Active tectonics of the Mediterranean region. - Geophys. J. Astr. Soc., 1972, v. 30, N 2.
- Miyamura S. Seismicity and geotectonics. - Zisin. J. Seism. Soc. Japan, 1962, v. 15, N 1.
- Miyamura S. Seismicity of island arcs and other arc tectonic region of the Circum-Pacific zone. - In "The Crust and upper mantle of the Pacific area". Amer. Geophys. Union Washington, D.C., 1968.
- Mogi K. On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan. - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1962, v. 40, N 1.
- Mogi K. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (second paper). The case of materials having some heterogenous structures. - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1963, v. 41, N 3.
- Mogi K. Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms - the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper). - Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1963a, v. 41, N 3.
- Mogi K. Earthquake and fractures. - Tectonophysics, 1967, v. 5, N 1.
- Nikonov A.A. On recent vertical movements of the Earth's crust in seismically active areas of Middle Asia. - Tectonophysics, 1971, v. 12, N 2.
- Okano K., Nakamura M. The small earthquakes accompanied by aftershocks. - Zisin, 1967, v. 20, N 2.
- Oliver J. Structure and evolution of the mobile seismic belts. - Phys. Earth. and Planet. Interiors., 1970, v. 2, N 5.
- Oliver J., Sykes L., Isacks B. Seismology and the new global tectonics. - Tectonophysics, 1969, N 5-6.
- On the aftershocks of Oga earthquake, May 7, 1964. - Sci. Repts. Tohoku Univ. Ser. Geophys., 1965, v. 16, N 6.
- Purcaru G. Some problems of the Vrancea earthquakes and their aftershocks. - Studii și cercetări, geol. geofis., geogr. Ser. geofis., 1966, N 4.
- Reid H.F. The mechanics of the earthquake, the California earthquake of April 18, 1906. - In "Report of the State Investigation Commission, 2". Washington, 1910.
- Reid H.F. The mechanics of earthquakes. The elastic rebound theory regional strain. - Bull. Nat. Res. Council, 1933, N 90.
- Report on the Matsushiro swarm, August 1965 - December 1967. - Techn. Rept. Japan Meteorol. Agency, 1968, N 62.
- Ritsma A.R. Mechanism of European earthquakes. - Tectonophysics, 1967, N 4.
- Ritsma A.R. The earthquake mechanisms of the Balkan region. - UNESCO, Surv. Seismicity Balkan Region, 1974. De Blt.
- Ruprechtova L., Vvedenskaja A.V. On the stresses acting of the foci of earthquakes near the bend of the Carpathian arc. - Studia géophys. et géodet., 1962, N 6.
- Schäffner H.J. Erdbebenherdmechanik im Gebiet des Aleutian. - Bogens Freiberger Forschungshefte, 1962, N 132.
- Scheidegger A.E. Tectonophysical significance of fault-plane solutions of earthquakes. - Geofis. pura e appl., 1958, v. 39, N 19.
- Scheidegger A.E. Statistical analysis of recent fault-plane of earthquakes. - Bull. Seismol. Soc. America, 1959, v. 49, N 4.
- Scheidegger A.E. The tectonics of Asia in the eight of earthquake fault plane solutions. - Publs. Dominion Observ. Ottawa, 1960, v. 24, N 10.
- Shebalin N.V., Kallaur T.N., Kon'kov A.A. Large earthquake sources: Behaviour in time. - Phys. Earth. and Planet. Interiors., 1972, N 6.
- Stauder W. S-wave studies of earthquakes of the North Pacific. Pt 1. Kamchatka. - Bull. Seismol. Soc. America, 1962, v. 52, N 3.
- Stauder W. Mechanism of the Rat Island earthquake sequence of February 4, 1965, with relation to island arcs and sea-floor spreading. - J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 12.
- Stauder W. Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading. - J. Geophys. Res., 1968a, v. 73, N 24.

- Stauder W., Bollinger G.A. The focal mechanism of the Alaska earthquake of March 28, 1964 and its aftershock sequence. - J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 22.
- Suzuki Y. Earthquake generation stress and recent crustal deformation in Central Japan. - Bull. Geol. Surv. Japan, 1968, v. 19, N 8.
- Suzuki Y., Kodama K. On the deep structure and process in the island arcs of southeast Asia. - Bull. Geol. Surv. Japan, 1969, v. 20, N 11.
- Syehiro J., Asada T. and Otake M. Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in Central Japan. - Papers Meteorol. and Geophys., 1964, N 15.
- Sykes L.R. Seismicity of island arcs. - Geol. Soc. America Spec. Paper, 1966, N 87.
- Sykes L.R. The seismicity and deep structure of island arcs. - J. Geophys. Res., 1966a, v. 71, N 12.
- Sykes L.R. Seismological evidence for transform faults, sea-floor spreading, and continental drift. Princeton Univ. Press, 1968.
- Tadasi M. Focal mechanism of the 1964 Alaska earthquake sequence. - Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1969, N 21.
- The reports on the Niigata earthquake, 1964. Techn. Rept. Japan Meteorol. Agency, 1965, N 43.
- Tsuboi C. On the magnitude of earthquakes. - Zisin, 1957, v. 10, N 1.
- Ullman W., Maaz R. Remarks on an objective representation of seismicity. - Gerlands Beitr. Geophys., 1972, v. 81, N 3-5.
- Utsu T. The magnitude of earthquakes and distribution of aftershocks. - Zisin (Earthquake), 1957, v. 10, N 1.
- Utsu T. A statistical study on the occurrence of aftershocks. - Geophys. Mag., 1961, v. 30, N 4.
- Utsu T. On the nature of three Alaskan aftershock sequence of 1957 and 1958. - Bull. Seism. Soc. America, 1962, v. 52, N 2.
- Utsu T. Some problems of the frequency distribution of earthquakes in respect to magnitude (I), (II). - Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 1967, N 17, 18.
- Utsu T. Aftershocks and earthquake statistical (I). Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations. - Fac. Sci., Hokkaido Univ., Japan. Ser. VII, 1969, v. 3, N 3.
- Wickens A.J. and Hodgson J.H. Computer re-evaluation of earthquake mechanism solutions, 1922-1962. - Rubis Domin. Observ. Ottawa, 1967, v. 33, N 1.
- Wyss M. Stress estimates for South American shallow and deep earthquakes. - J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 8.
- Wyss M. Apparent stresses of earthquakes on ridges compared to apparent stresses of earthquakes in trenches. - Geophys. J. Roy. Soc., 1970a, v. 19, N 5.
- Wyss M. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. - Geophys. J. Roy. Soc., 1973, v. 31, N 4.
- Wyss M., Brune J.M. Seismic moment, stress and source dimensions earthquakes in California-Nevada region. - J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 14.
- Wyss M., Brune J.N. The Alaska earthquake of 28 March, 1964: Complex multiple rupture. - Compt. rend. Union géodes. et géophys. internat., 1969, N 15, pt 1.
- Yamakawa N. Foreshocks, aftershocks and earthquake swarm (II) - Areal characteristics of abnormal seismic activity. - Papers Meteorol. and Geophys., 1967, N 18.
- Yamakawa N. Foreshocks, aftershocks and earthquake swarms with special reference to normal seismic activity in and near the Japanese islands. - In "The crust and Upper mantle of the Pacific area". Washington, D.C., Amer. Geophys. Union, 1968.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Параметры "механизма очагов" форшоков, главных толчков и афтершоков

№ п.п.	Дата (число, месяц, год)	Момент очага, часы-ми- нуты	Гипоцентр			M
			ϕ°	λ°	H, км	
1	2	3	4	5	6	7
						Землетрясение 9
						форшоки
1	13.I 1955	02-03	53,0 с.ш.	167,5 з.д.	30	7,0
2	14.III 1955	13-12	52,5	173,5	30	6,75
3	2.VI 1955	00-18	51,5	178,0	30	6,75
4	20.VI 1955	12-07	51,5	180,0	30	7,25
5	2.I 1957	00-39	53,0	168,5	20	6,25
6	2.I 1957	03-12	53,0	168,0	30	7,0
7	2.I 1957	10-49	52,5	168,0	50	6,25
8	9.III 1967	14-22	51,3	175,8	40	8,5
						афтершоки
1	9.III 1957	20-39	52,5 с.ш.	169,5 з.д.	50	7,25
2	10.III 1957	12-36	51,0	171,0	30	6,0
3	10.III 1957	15-26	52,0	173,0	30	6,5
4	11.III 1957	03-12	51,0	177,0	30	6,75
5	11.III 1957	09-58	52,8	164,5	30	7,1
6	11.III 1957	14-55	51,5	178,5	20	7,0
7	12.III 1957	07-28	51,5	173,5	50	6,6
8	12.III 1957	07-39	51,0	178,0	40	6,5
9	12.III 1957	11-44	51,0	177,0	20	7,5
10	13.III 1957	15-42	51,5	179,0	25	6,75
11	14.III 1957	14-47	51,5	177,0	20	7,5
12	15.III 1957	02-52	53,0	167,0	30	6,75
13	16.III 1957	02-34	52,0	178,0	15	7,5
14	17.III 1957	07-53	51,0	179,0	40	6,1
15	17.III 1957	22-44	54,0	166,0	30	6,5
16	19.III 1957	12-50	54,5	175,0	30	6,75
17	22.III 1957	14-21	54,0	166,0	20	7,25
18	29.III 1957	05-10	53,5	167,0	30	6,75
19	29.III 1957	22-49	53,0	169,0	40	6,0
20	15.IV 1967	10-38	51,5	178,5	30	5,75
21	19.IV 1957	22-19	52,0	166,0	30	7,0
22	13.VI 1957	10-40	51,5	175,0	60	7,0
23	22.II 1958	10-50	50,5	175,0	30	6,75
24	18.III 1958	22-20	50,5	173,0	30	6,25
25	20.III 1958	01-38	51,0	173,0	30	6,5
26	30.V 1958	18-04	52,5	169,0	30	6,25
27	4.VI 1958	14-29	52,5	167,0	50	6,5
28	12.VI 1958	20-52	53,0	167,0	60	6,5
29	21.VII 1958	14-37	51,5	178,0	50	6,25
30	14.VIII 1958	14-55	52,0	175,0	30	6,5
31	29.X 1958	07-44	51,5	179,5	45	6,5
32	16.I 1959	01-31	52,0	171,0	60	6,25
33	17.II 1959	12-03	51,5	171,0	20	6,5
34	22.IV 1959	10-55	54,0	167,0	100	6,25
35	13.VII 1959	12-28	52,0	172,5	40	6,25
36	14.XII 1959	22-00	52,5	168,0	20	6,25

Главные напряжения

Смещения

Тип механизма

I		K		J		Y		Z		
Az°	e°	Az°	e°	Az°	e°	Az°	e°	Az°	e°	
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<u>марта 1957 г.</u>										

198	39	296	08	36	50	254	32	151	20	1
198	45	300	12	45	44	260	40	153	20	1
186	41	284	10	25	48	243	35	138	20	1
180	48	280	11	20	41	241	40	131	24	1
170	35	267	10	14	54	224	31	125	16	1
227	44	328	11	70	45	287	38	181	21	1
201	47	304	15	47	42	264	44	155	20	1
207	35	310	20	63	54	263	40	166	10	1
203	38	307	17	57	48	262	40	161	13	1
147	08	243	25	39	64	286	11	192	24	2
170	34	270	13	19	54	226	34	126	13	1
140	01	221	34	47	55	281	22	180	25	2
193	39	292	09	34	50	250	34	147	19	1
110	08	10	53	204	36	308	28	77	42	6
154	20	248	09	02	68	203	20	109	08	4
289	04	196	38	26	53	250	30	146	24	2
209	34	300	03	34	56	260	26	158	22	1
236	03	143	32	327	58	196	24	96	21	3
211	33	313	16	66	52	266	36	169	10	1
202	35	309	21	65	47	260	43	163	08	1
95	22	323	57	195	22	292	19	60	60	6
280	11	185	41	23	48	242	36	137	20	2
114	02	20	70	205	21	95	44	312	42	6
115	04	210	40	21	51	259	23	154	31	2
212	32	306	21	74	50	268	40	172	04	1
83	56	310	23	209	24	346	59	111	19	5
110	21	355	47	216	36	317	15	67	51	6
167	36	268	13	16	51	223	34	122	14	1
290	05	203	24	36	65	251	20	156	13	2
138	02	41	66	230	25	339	39	115	43	6
277	08	131	34	78	54	234	30	134	18	2
263	11	166	33	10	58	229	30	120	13	2
229	03	136	32	322	58	188	24	88	21	4
209	35	302	07	43	54	262	30	160	20	1
212	50	319	20	64	36	282	48	168	20	1
167	36	266	13	13	53	223	34	122	15	1
146	26	56	01	322	65	194	16	98	18	3
194	38	288	05	25	53	248	29	144	22	1
147	30	58	00	327	61	196	20	98	20	3
130	26	224	04	322	62	180	21	84	15	3
244	03	150	32	337	59	201	23	101	20	4
202	42	300	12	44	46	260	37	154	20	1
24	03	116	32	288	58	165	20	66	24	3
185	48	291	15	33	38	242	45	140	20	1

1	2	3	4	5	6	7
37	18. XII 1959	16-24	53,0 с.ш.	168,5 з.д.	45	6,5
38	26. II 1960	23-29	50,5	178,0	35	6,5
39	15. III 1960	09-20	51,0	174,5	50	5,75
40	17. VI 1960	16-35	52,5	173,5	45	6,0
41	3. VII 1960	20-20	50,5	177,0	40	6,5
42	3. VII 1960	22-52	50,5	177,0	40	5,75
43	4. VIII 1960	07-34	51,2	179,0 в.д.	30	6,25
44	25. VIII 1960	17-41	52,5	169,0 з.д.	40	6,0
45	2. IX 1960	22-02	52,0	171,0	50	5,75
46	1. X 1960	16-10	52,2	172,6	40	6,1
47	14. X 1960	21-19	51,9	172,0	50	6,5
48	6. XI 1960	22-10	52,9	168,0	40	5,75
49	13. XI 1960	09-20	51,4	168,9	30	7,0
50	5. I 1961	14-06	51,6	176,3	35	6,5
51	11. I 1961	11-59	51,8	171,0	30	6,5
52	14. I 1961	16-38	53,9	163,7	40	6,25
53	28. III 1961	12-29	51,7	176,2	60	6,0
54	8. VIII 1961	12-18	51,2	170,7	50	6,5
55	4. IX 1961	09-49	51,6	178,2	40	6,0
56	27. IX 1961	19-20	52,7	168,7	40	5,75
57	30. XII 1961	00-39	52,3	177,6 в.д.	50	6,75
58	1. I 1962	02-41	52,2	177,7	50	5,5
59	10. V 1962	05-12	52,4	170,9 з.д.	40	6,25
60	14. VI 1962	07-55	54,3	169,2	60	5,5
61	7. VII 1962	06-12	51,0	179,5	60	6,0
62	1. IX 1962	03-46	51,3	179,7	25	6,5
63	1. IX 1962	07-51	51,3	179,9	30	6,0
64	2. IX 1962	00-26	51,0	170,0	40	5,25
65	16. X 1962	18-02	51,6	175,8	30	5,5
66	1. XII 1962	01-50	52,4	170,1	40	5,5
67	8. XII 1962	22-55	50,5	176,8	30	6,0
68	21. XII 1962	06-27	52,5	168,7	30	5,25
69	21. XII 1962	08-42	52,4	168,5	30	6,75
70	21. XII 1962	09-00	52,4	168,5	30	6,25
71	21. XII 1962	09-10	52,5	168,5	30	6,5
72	22. XII 1962	15-20	52,5	168,8	50	6,5
73	24. III 1963	21-35	51,8	178,1	60	5,5
74	14. V 1963 г	05-56	51,8	175,4	40	5,25
75	24. VI 1963	16-17	52,2	171,1	35	5,5
76	18. VIII 1963	18-43	50,3	176,9	30	5,5
77	26. IX 1963	05-28	50,4	176,9	30	5,5
78	21. I 1964	06-00	53,2	166,3	30	6,0
79	13. III 1964	05-51	52,1	170,0	30	5,5
80	16. IV 1964	13-43	52,0	169,4	30	5,5
81	8. V 1964	23-40	52,2	169,5	30	5,25
82	9. V 1964	02-02	52,2	169,6	25	5,5
83	15. VII 1964	07-26	52,1	170,6	30	6,0
84	1. IX 1964 г	17-16	51,2	170,6	25	6,0
85	23. IX 1964	04-59	53,6	163,9	30	5,75
86	17. XII 1964	23-44	51,7	177,9	50	5,75

Землетрясение 13

Ф о р ш о к и

1	24. VI 1953	21-19	45,9 с.ш.	151,4 в.д.	80	6,0
2	1. XI 1953	20-55	47,3	154,0	50	5,5
3	6. VII 1954	08-04	46,7	153,5	60	7,0
4	31. I 1955	16-02	46,0	153,0	15	6,5
5	5. II 1955	20-41	46,2	153,2	60	6,25
6	17. VII 1955	07-54	46,0	153,6	60	5,25
7	15. VIII 1956	13-12	45,5	151,0	40	6,0

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
95	13	355	37	204	51	301	15	53	37	6
34	13	139	49	292	37	185	22	73	44	4
295	06	200	37	33	54	255	30	152	20	2
201	35	297	10	42	54	255	32	154	16	1
69	50	163	04	256	40	130	36	15	30	5
299	09	199	48	39	42	261	40	150	23	2
57	10	164	58	320	30	213	27	188	48	4
199	43	298	11	40	45	258	39	151	20	1
163	34	259	10	02	56	216	30	117	15	1
122	47	24	13	272	40	164	20	55	45	5
83	34	352	01	259	56	132	22	32	25	5
116	01	207	34	26	56	256	23	155	25	2
224	58	326	08	62	32	296	44	172	30	1
173	04	74	57	268	33	142	42	20	30	6
178	39	272	05	09	51	232	30	129	22	1
164	25	258	06	04	65	214	21	111	13	1
113	11	12	45	214	43	73	39	324	21	6
289	07	197	32	30	58	249	26	150	17	2
168	28	265	09	12	61	220	36	123	13	1
188	44	290	13	33	44	250	41	142	21	1
09	04	91	36	265	53	140	23	38	26	6
291	03	201	43	24	49	255	30	147	27	2
197	40	294	09	34	51	252	34	148	20	1
162	56	63	07	328	35	214	30	94	42	3
88	40	350	09	249	48	124	21	30	34	5
160	26	256	10	06	63	211	25	116	11	1
163	32	260	11	08	58	216	30	118	13	1
201	28	290	01	20	63	245	20	152	20	1
335	05	238	90	70	40	308	37	186	28	2
167	31	272	04	07	59	219	28	121	14	1
225	44	327	13	71	44	286	40	179	20	1
181	40	279	09	19	49	239	35	133	20	1
201	36	297	09	40	53	256	32	154	18	1
54	16	165	52	312	34	208	20	91	50	4
218	29	127	01	36	61	266	18	168	21	1
48	04	176	56	345	34	231	32	109	40	4
160	30	258	13	00	58	212	30	116	10	1
216	50	306	03	40	43	272	34	160	30	1
193	35	285	02	17	57	294	25	142	22	1
55	07	152	31	313	57	198	15	100	28	4
264	05	169	40	358	50	216	31	119	22	4
64	34	314	11	209	48	09	39	106	11	5
157	36	255	09	356	53	212	32	110	16	3
188	44	288	12	30	44	247	38	140	20	1
200	24	106	06	358	67	245	11	130	22	1
159	24	251	06	354	67	207	20	113	11	1
168	32	261	06	00	58	219	26	120	17	1
285	03	193	32	18	58	244	24	142	20	2
186	38	265	11	30	50	243	35	140	17	1
304	04	211	47	38	44	268	34	157	27	2

октября 1963 г.

197	60	316	16	56	26	158	24	285	54	6
158	30	253	09	358	60	112	14	210	26	6
179	33	272	06	09	58	131	18	230	27	6
06	04	99	60	274	29	162	36	33	42	1
210	34	301	03	35	55	160	32	260	26	6
184	39	279	06	17	52	135	20	238	30	6
324	21	114	65	230	10	135	23	342	65	1

1	2	3	4	5	6	7
8	11. X 1956	02-24	45,7 с.ш.	150,9 в.д.	80	7,75
9	5. II 1958	08-08	45,9	153,4	20	5,5
10	23. VI 1958	02-57	45,2	151,9	60	6,0
11	21. IV 1959	10-02	44,7	151,5	40	5,5
12	9. V 1959	23-57	44,6	149,6	40	5,25
13	27. X 1959	06-52	45,6	151,5	70	6,75
14	10. III 1960	14-32	46,8	152,6	80	6,0
15	24. III 1960	05-54	46,9	152,5	80	6,0
16	14. VIII 1960	04-00	45,6	151,3	30	5,0
17	3. IX 1960	23-46	44,4	149,8	20	6,75
18	5. I 1961	15-09	45,7	149,3	30	5,0
19	6. II 1961	18-15	44,6	149,6	30	5,75
20	19. IV 1961	20-20	44,7	150,5	30	5,75
21	15. VI 1961	23-24	46,0	151,0	30	6,0
22	4. VIII 1961	22-52	45,2	151,2	30	6,0
23	27. VIII 1961	16-22	47,0	154,3	30	6,0
24	16. III 1963	08-44	46,6	154,7	10	7,0
25	28. VI 1963	21-55	46,3	153,9	20	7,25
26	12. X 1963	11-27	44,6	149,2	20	7,0
27	13. X 1963	05-17	44,6	149,6	20	8,25

Афтершоки

1	13. X 1963	12-29	45,9 с.ш.	152,1 в.д.	40	5,25
2	13. X 1963	12-42	44,6	150,0	40	5,5
3	13. X 1963	12-58	44,9	150,2	20	5,75
4	13. X 1963	13-54	45,5	152,0	40	5,0
5	13. X 1963	14-26	44,1	150,0	40	5,25
6	13. X 1963	15-59	45,5	150,7	20	6,25
7	13. X 1963	17-25	44,5	150,8	40	5,75
8	13. X 1963	19-27	45,8	151,8	70	5,5
9	13. X 1963	21-55	44,5	152,0	40	5,5
10	13. X 1963	23-52	44,4	150,6	20	6,25
11	14. X 1963	04-06	44,8	150,3	40	5,75
12	14. X 1963	04-11	44,5	150,9	40	6,0
13	14. X 1963	07-15	44,6	150,3	40	5,0
14	14. X 1963	07-54	44,8	150,2	30	5,0
15	14. X 1963	13-21	44,7	151,2	40	6,0
16	14. X 1963	17-50	45,2	151,3	80	5,25
17	15. X 1963	09-02	45,3	150,3	40	5,25
18	15. X 1963	09-32	45,3	150,3	30	5,25
19	15. X 1963	10-47	44,5	149,3	40	5,25
20	15. X 1963	11-53	45,1	152,1	30	5,25
21	16. X 1963	05-15	44,5	150,8	40	5,0
22	16. X 1963	08-33	45,5	152,3	40	5,25
23	16. X 1963	10-30	44,9	150,9	40	5,0
24	16. X 1963	20-49	44,9	151,2	30	5,0
25	17. X 1963	23-24	44,4	144,5	20	6,25
26	18. X 1963	06-20	45,5	151,3	40	5,0
27	18. X 1963	08-53	45,0	150,6	40	5,75
28	18. X 1963	18-55	45,9	150,7	40	5,5
29	18. X 1963	20-05	47,0	154,0	30	5,0
30	18. X 1963	21-22	45,1	151,4	40	5,25
31	19. X 1963	02-18	46,8	153,9	30	6,0
32	19. X 1963	03-34	47,3	154,1	30	6,0
33	19. X 1963	03-47	46,7	154,0	20	5,25
34	19. X 1963	16-15	44,8	151,0	20	5,25
35	20. X 1963	00-53	45,0	150,5	20	7,25
36	20. X 1963	06-10	44,1	150,6	40	5,25
37	20. X 1963	09-10	44,3	150,1	10	6,0
38	20. X 1963	11-52	45,6	150,5	20	6,25

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
212	28	308	10	58	59	166	12	264	38	6
70	18	352	17	204	66	111	02	21	25	2
166	37	260	05	357	55	118	20	221	18	6
343	05	100	79	232	41	154	40	354	48	1
108	01	198	32	18	58	148	22	247	21	5
121	10	237	67	31	21	147	49	286	32	5
280	17	154	63	19	21	118	24	253	58	5
274	08	181	36	10	55	132	20	232	26	5
100	38	316	43	206	20	197	04	38	70	1
162	38	283	26	24	24	124	21	250	69	6
248	28	158	01	66	63	295	18	198	20	6
172	40	266	06	02	51	122	22	227	30	6
123	64	341	20	262	14	150	24	05	62	2
350	10	91	48	252	31	139	24	28	40	1
356	01	87	31	269	56	137	23	38	21	1
68	44	316	18	212	40	107	16	00	45	2
163	04	72	45	260	44	129	34	18	28	1
157	02	64	50	249	40	124	34	09	31	1
144	06	45	47	240	43	106	36	356	25	1
145	12	40	52	243	35	111	44	353	25	1

75	50	337	08	240	38	126	26	11	40	2
171	32	261	02	352	57	121	22	222	23	6
335	04	243	33	69	59	293	23	195	20	5
123	53	254	26	356	24	93	16	212	60	6
64	32	154	01	245	57	113	22	14	22	2
02	09	101	51	266	38	152	26	38	41	1
133	34	237	18	350	51	190	38	91	10	6
164	09	70	29	269	60	120	26	24	14	1
62	70	329	02	240	19	347	42	131	42	2
164	38	258	05	354	51	115	23	220	30	6
147	05	48	64	240	26	120	43	348	35	1
178	36	274	06	11	53	130	20	233	30	6
61	40	162	14	266	46	120	38	17	18	2
260	01	170	34	351	56	119	22	220	24	5
108	62	329	24	233	15	135	12	06	63	2
75	36	345	03	252	53	125	13	24	27	2
280	01	190	38	10	52	138	24	241	26	5
237	03	142	31	331	58	195	24	97	21	5
158	33	65	05	328	55	106	26	207	20	6
186	53	287	08	22	36	134	28	254	42	6
90	28	185	07	290	60	140	26	47	14	2
126	53	244	20	346	30	204	54	88	08	6
90	56	335	14	238	30	132	25	10	49	2
90	20	226	60	353	17	256	20	120	63	5
145	03	44	73	236	16	127	44	340	40	1
148	40	240	01	331	51	202	27	98	26	6
65	51	237	39	330	04	220	28	61	07	4
147	16	40	47	250	39	357	20	107	44	1
159	37	254	06	352	53	112	20	215	30	6
175	00	85	45	265	45	140	30	30	30	1
66	56	321	10	226	32	115	28	354	32	2
208	34	296	01	22	56	258	23	156	24	6
185	21	91	07	341	68	134	20	228	11	6
100	05	194	37	03	53	242	22	140	28	5
148	15	40	50	250	36	109	46	356	20	1
41	03	134	40	306	49	186	24	81	30	3
81	25	176	09	287	62	132	24	38	10	2
190	40	288	09	26	50	142	20	247	34	6

1	2	3	4	5	6	7
39	20. X 1963	13-21	45,2 с.ш.	150,6 в.д.	30	5,25
40	20. X 1963	17-41	44,2	149,8	40	5,25
41	22. X 1963	03-17	45,5	150,7	40	5,5
42	24. X 1963	01-06	45,1	150,3	10	6,0
43	14. XI 1963	22-41	44,7	149,0	20	5,5
44	10. XI 1963	17-17	44,2	149,4	30	6,25
45	15. XI 1963	21-06	44,5	149,3	40	6,5
46	19. XI 1963	11-00	44,3	149,2	30	5,75
47	22. XI 1963	14-45	44,1	150,0	40	5,75
48	4. XII 1963	01-27	46,2	153,1	40	6,0
49	4. XII 1963	02-43	45,9	153,3	40	5,5
50	30. XII 1963	13-29	45,6	150,6	20	5,75
51	1.I 1964	17-26	45,3	151,8	40	6,0
52	9.I 1964	18-31	45,1	151,5	60	6,25
53	10.I 1964	16-57	45,1	150,1	40	5,0
54	17.I 1964	02-54	45,1	151,6	20	5,0
55	24.I 1964	21-31	44,4	150,6	30	5,0
56	20. II 1964	08-35	46,5	152,5	70	5,25
57	20. II 1964	09-53	46,5	150,2	30	5,5
58	31. III 1964	00-14	44,9	151,4	40	5,5
59	8. IV 1964	10-58	45,6	151,0	20	6,0
60	18. IV 1964	05-27	45,2	151,6	30	5,5
61	2. V 1964	16-11	45,2	150,6	30	6,5
62	5. V 1964	08-01	45,2	150,6	20	5,0
63	19. V 1964	10-39	45,4	150,4	30	5,75
64	21. V 1964	23-10	44,5	149,6	45	5,0
65	29. V 1964	05-08	44,7	149,4	50	5,25
66	5. VII 1964	23-36	44,5	149,7	20	6,0
67	24. VII 1964	06-50	47,6	153,8	30	6,5
68	24. VII 1964	08-12	46,9	154,4	40	7,0
69	24. VII 1964	13-25	47,3	154,4	30	5,75
70	24. VII 1964	17-02	47,0	154,0	40	6,5
71	26. VII 1964	18-34	47,0	153,9	15	5,0
72	27. VII 1964	23-00	47,1	154,0	40	5,25
73	31. VII 1964	04-05	44,6	151,6	50	5,0
74	4.VIII 1964	17-24	46,6	151,4	30	5,75
75	13. X 1964	02-20	44,5	151,7	20	5,0
76	15. X 1964	20-26	44,5	149,8	45	5,5
77	16. X 1964	06-59	44,4	149,7	30	6,5
78	16. X 1964	07-21	44,3	149,6	25	5,0
79	16. X 1964	09-18	44,2	149,4	30	5,75
80	18. X 1964	06-16	44,5	149,8	20	5,0
81	6. XI 1964	09-53	44,1	149,4	40	5,75
82	7. XI 1964	14-49	45,4	150,4	40	5,0
83	20. XI 1964	23-33	44,5	150,0	20	5,5
84	17. XII 1964	05-18	45,3	150,2	60	5,25
85	5. IV 1965	13-52	43,7	150,4	60	5,75
86	11. VI 1965	03-33	44,5	149,1	30	7,0
87	11. VI 1965	04-44	44,3	149,9	40	5,25
88	11. VI 1965	07-11	44,2	149,4	30	5,25
89	11. VI 1965	07-27	44,3	149,6	30	5,5
90	11. VI 1965	08-41	44,2	149,2	30	5,5
91	11. VI 1965	10-16	44,2	149,5	20	5,0
92	11. VI 1965	12-00	44,2	149,4	30	5,25
93	12. VI 1965	05-40	44,0	149,2	40	5,5
94	12. VI 1965	06-03	44,2	149,0	30	5,5
95	12. VI 1965	18-45	44,1	149,1	25	5,25
96	12. VI 1965	22-16	44,4	149,1	30	5,0
97	20. VI 1965	01-57	44,4	149,5	25	5,25
98	29. VI 1965	02-09	44,6	150,7	40	5,5

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
105	08	188	40	06	50	136	29	241	25	5
154	46	250	04	343	44	102	29	214	34	6
359	05	96	54	267	34	150	31	31	40	1
176	38	271	05	07	52	147	22	231	29	6
355	11	112	67	260	21	158	30	20	62	1
80	02	172	35	346	55	120	28	223	22	5
123	61	351	20	253	20	154	22	21	60	2
88	42	354	03	260	47	140	26	34	32	2
174	09	72	52	270	36	138	42	22	26	1
170	03	78	49	262	42	136	34	22	30	1
100	06	192	50	06	42	132	34	249	30	5
358	10	101	54	262	34	150	26	32	44	1
186	04	92	60	278	29	160	40	34	36	1
171	09	74	31	271	47	131	34	27	20	1
122	03	214	31	29	58	164	24	263	20	5
188	38	281	03	14	52	140	24	243	28	6
28	00	118	40	298	50	171	26	66	28	1
282	06	195	54	16	35	130	31	250	40	5
103	47	16	04	268	41	153	35	42	36	2
171	37	266	06	02	53	121	20	225	30	6
151	13	58	46	261	42	121	40	14	22	1
163	40	252	01	343	50	110	26	215	28	6
160	07	64	46	258	43	125	36	16	25	1
115	03	207	39	24	50	153	28	259	25	5
330	01	62	63	239	25	354	41	127	38	1
183	39	279	07	18	49	134	22	240	32	6
150	34	245	05	342	56	102	21	204	27	6
07	11	110	53	270	36	160	26	43	43	1
155	06	60	37	256	52	115	31	12	21	1
111	41	18	04	282	48	160	26	54	30	2
153	07	55	48	248	40	117	38	04	28	1
157	06	56	55	253	34	125	42	03	29	1
118	04	213	42	25	46	158	34	264	24	5
162	42	257	05	353	48	113	21	219	32	6
342	46	108	27	214	28	310	10	58	58	2
30	04	124	30	294	57	171	19	72	25	1
04	02	272	41	93	49	324	30	219	26	5
180	28	88	05	344	62	130	24	228	14	6
174	30	266	02	00	59	124	20	225	22	6
170	39	264	06	00	50	120	24	224	30	6
180	35	90	00	00	65	129	25	230	23	6
31	00	121	35	301	65	170	24	70	24	1
74	35	144	05	250	56	123	22	23	27	2
96	28	186	01	277	60	145	20	47	20	2
184	33	276	02	10	57	135	20	235	24	6
170	03	77	40	263	50	131	30	26	25	1
91	24	03	05	256	64	138	14	42	22	2
150	06	51	52	244	36	357	31	116	40	1
03	09	110	60	268	27	160	29	33	47	1
166	32	255	01	347	59	117	20	218	22	6
123	02	216	42	32	48	161	30	268	26	5
187	30	96	01	14	60	137	21	226	20	6
359	09	106	63	264	23	160	30	26	49	1
83	48	340	10	243	41	120	24	20	40	2
175	35	264	01	354	55	124	24	226	24	6
84	18	188	34	331	43	129	39	230	11	5
13	10	118	56	276	31	167	28	45	46	1
00	09	109	60	265	26	159	30	29	48	1
120	03	213	44	28	45	155	32	215	28	5
351	13	114	68	257	18	157	30	12	55	1

1	2	3	4	5	6	7
99	6. VII 1965	04-08	46,7 с.ш.	152,5 в.д.	45	5,5
100	18. VII 1965	22-15	45,5	151,5	25	5,25
101	4. IX 1965	10-19	46,6	153,5	30	5,75
102	6. IX 1965	11-42	46,6	152,8	70	5,25
103	19.XI 1965	07-14	45,6	150,9	30	5,0
104	13.XII 1965	05-45	44,3	150,7	40	5,5
105	13.XII 1965	10-52	44,7	150,2	30	6,75
106	13. XII 1965	14-46	44,4	150,4	30	5,75
107	18. XII 1965	08-30	44,6	150,3	50	5,25
108	4. VI 1966	23-48	45,0	152,0	30	6,0
109	23. IX 1966	01-29	44,7	150,4	30	5,5
110	21. XI 1966	12-19	46,5	152,8	60	5,0
111	7. XII 1966	17-17	44,5	151,8	30	5,5
112	19. III 1967	04-01	45,4	151,4	40	7,0
113	20. III 1967	13-31	45,3	151,4	50	5,75
114	20. III 1967	13-40	45,4	151,6	40	5,5
115	20. III 1967	13-52	45,4	151,7	30	5,75
116	20. III 1967	15-46	45,5	151,3	30	5,25
117	20. III 1967	17-11	45,3	151,8	20	5,0
118	25. III 1967	22-48	45,4	151,5	40	6,0
119	1. IV 1967	05-54	45,6	151,9	40	6,25
120	1. IV 1967	07-48	45,5	152,0	40	5,25
121	1. IV 1967	12-23	45,5	151,8	20	6,25
122	1. IV 1967	14-00	45,4	152,0	30	5,5
123	4. IV 1967	03-54	45,3	152,2	50	5,25
124	17. IV 1967	10-10	46,6	153,4	40	5,25
125	23. V 1967	01-52	44,7	150,8	25	5,5
126	12. VI 1967	23-22	47,4	154,4	40	66,25
127	14. VI 1967	08-05	47,6	154,8	40	5,75
128	14. VI 1967	08-13	47,6	154,8	40	5,75
129	28. VI 1967	01-10	45,6	152,0	50	5,25
130	30. VIII 1967	13-33	46,0	150,9	30	5,5
131	22. IX 1967	10-18	44,7	149,4	30	6,25
132	30. II 1968	03-26	46,6	152,3	40	5,25
133	10. II 1968	10-10	46,0	152,3	80	5,75
134	20. V 1968	21-09	44,8	150,3	50	7,25
135	21. V 1968	00-19	44,8	150,2	45	6,0
136	21. V 1968	08-20	44,7	150,3	40	6,5
137	21. V 1968	18-47	44,8	150,3	30	5,5
138	30. V 1968	05-23	44,7	150,3	30	6,25

Землетрясение 28

Форшоки

1	17. VI 1954	01-42	56,2 с.ш.	154,3 з.д.	35	6,5
2	3. X 1954	11-18	60,5	151,0	30	6,75
3	10. IV 1957	11-29	56,0	154,0	30	7,0
4	14. IV 1959	07-20	57,4	155,0	40	6,0
5	1. IX 1960	15-37	56,0	153,0	30	6,0
6	20. I 1961	17-09	56,0	152,3	40	6,75
7	31. I 1961	00-48	55,8	153,9	25	6,0
8	5. IX 1961	11-34	60,0	150,6	40	6,25
9	10. V 1962	00-03	62,0	151,0	70	6,25
10	16. VIII 1962	12-54	62,3	153,1	40	5,75
11	18. VIII 1962	16-43	62,3	152,5	30	6,25
12	21. X 1962	02-05	61,1	149,7	80	6,75
13	10. III 1963	01-26	56,2	153,8	30	5,5
14	6. IV 1963	11-19	63,4	149,5	40	6,0

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
337	07	76	57	243	57	130	30	08	44	1
144	23	240	09	348	64	195	23	99	09	6
150	24	247	10	355	62	106	10	201	24	6
186	27	92	08	345	61	134	25	232	12	6
04	04	100	57	272	32	156	34	34	40	1
187	26	95	06	352	63	138	22	233	13	6
193	50	103	01	10	54	136	33	243	34	6
170	03	76	46	263	44	133	32	24	25	1
177	38	84	04	346	51	123	30	228	22	6
70	28	342	00	250	62	118	20	22	20	2
100	02	191	34	09	45	135	31	244	29	5
88	30	181	05	278	59	140	24	41	19	2
57	02	148	29	324	60	197	18	98	22	5
161	06	68	31	262	66	119	26	19	18	1
163	38	258	06	36	52	115	20	219	31	6
155	30	248	02	340	59	108	20	206	22	6
129	37	34	07	294	53	176	20	74	30	2
266	04	132	40	00	50	122	24	227	31	5
341	04	76	54	248	36	132	32	36	12	1
155	32	247	04	344	56	106	20	207	25	6
191	26	100	03	04	65	142	20	238	16	6
358	05	93	56	264	34	150	32	27	40	1
154	14	40	56	251	30	356	24	118	50	1
159	07	63	44	258	46	121	36	12	25	1
164	40	257	04	353	42	114	22	218	30	6
352	02	84	62	261	28	148	38	17	40	1
179	39	275	07	14	50	130	20	234	32	6
92	49	353	10	256	38	142	26	29	41	2
182	31	88	06	349	59	130	26	229	16	6
104	57	352	14	254	29	150	26	26	41	2
104	38	08	08	268	51	152	20	49	32	2
167	35	258	02	350	55	118	24	220	25	6
80	56	326	14	227	30	122	24	01	50	2
302	06	49	68	211	21	324	47	105	36	1
184	16	80	37	293	48	137	39	37	12	1
171	06	71	56	266	34	140	42	21	31	1
352	02	86	49	261	42	140	30	27	24	1
166	03	72	59	258	30	138	40	13	37	1
12	11	118	43	243	43	162	20	56	40	1
352	02	86	49	261	42	140	30	27	34	1

марта 1964 г.

304	09	208	38	44	52	159	20	264	33	5
44	30	133	00	233	60	355	21	93	20	2
109	04	16	36	203	55	326	21	60	28	1
313	05	211	46	48	43	166	27	277	36	5
110	14	09	34	221	54	326	12	85	35	1
192	47	295	13	38	41	257	42	146	20	6
182	42	285	14	31	45	244	40	138	17	6
181	28	273	04	12	62	230	23	134	16	6
285	04	195	35	24	56	246	26	146	20	5
329	06	225	63	62	26	302	45	170	34	5
209	13	303	17	83	68	346	03	255	22	?
37	17	148	51	292	32	189	20	74	49	1
204	42	302	09	42	48	261	36	156	20	6
169	14	73	22	287	64	122	25	29	06	1

1	2	3	4	5	6	7
---	---	---	---	---	---	---

15	12. V 1963	20-08	57,3 с.ш.	154,0 з.д.	30	6,5
16	11. VI 1963	13-08	63,2	151,4	30	5,25
17	24. VI 1963	04-26	59,5	151,7	50	6,75
18	6.II 1964 г	13-07	55,7	155,8	30	6,5
19	28. III 1964	03-36	61,0	147,8	30	8,5

Афтершоки

1	28. III 1964	06-41	59,9 с.ш.	147,8 з.д.	15	5,5
2	28. III 1964	06-43	58,3	151,3	25	6,1
3	28. III 1964	07-10	58,8	149,5	20	6,25
4	28. III 1964	07-30	57,4	151,7	15	6,25
5	28. III 1964	08-33	58,1	151,1	25	5,75
6	28. III 1964	08-39	57,5	151,6	20	5,5
7	28. III 1964	09-01	56,5	152,0	20	6,25
8	28. III 1964	09-05	56,6	153,2	25	6,0
9	28. III 1964	09-52	59,7	146,6	30	5,75
10	28. III 1964	10-35	57,2	152,4	30	6,25
11	28. III 1964	11-08	60,1	148,4	15	6,0
12	28. III 1964	12-20	56,5	154,0	25	6,5
13	28. III 1964	14-01	56,5	154,4	25	5,5
14	28. III 1964	14-47	60,4	146,5	10	6,5
15	28. III 1964	16-44	59,3	147,8	25	5,5
16	28. III 1964	20-29	59,8	148,7	40	6,75
17	28. III 1964	22-28	58,2	150,4	20	5,5
18	28. III 1964	23-46	57,5	151,1	30	5,5
19	29. III 1964	01-09	59,8	149,2	20	6,0
20	29. III 1964	01-29	57,5	151,3	20	5,75
21	29. III 1964	01-48	56,3	153,7	20	5,25
22	29. III 1964	04-12	60,2	145,5	15	5,5
23	29. III 1964	06-04	56,1	154,3	30	6,25
24	29. III 1964	07-52	56,1	154,2	25	5,75
25	29. III 1964	09-15	58,4	150,5	15	5,25
26	29. III 1964	10-08	60,0	148,6	20	5,5
27	29. III 1964	11-44	60,0	149,1	25	5,0
28	29. III 1964	16-40	59,7	147,0	15	6,0
29	29. III 1964	16-53	60,3	146,1	15	5,5
30	30. III 1964	02-18	56,5	152,9	25	6,5
31	30. III 1964	07-09	59,9	145,7	15	6,5
32	30. III 1964	12-05	60,1	147,0	25	5,25
33	30. III 1964	13-03	56,5	152,7	20	5,75
34	30. III 1964	13-32	56,4	152,6	15	5,25
35	30. III 1964	15-07	58,7	149,6	25	5,5
36	30. III 1964	16-09	56,6	152,1	25	6,0
37	2. IV 1964	09-57	56,5	152,8	20	5,5
38	2. IV 1964	11-41	58,8	149,6	20	5,75
39	2. IV 1964	22-34	59,8	143,3	20	5,5
40	3. IV 1964	08-38	59,6	144,7	10	5,75
41	3. IV 1964	22-33	61,6	147,6	40	6,25
42	4. IV 1964	04-34	60,3	146,5	10	5,5
43	4. IV 1964	04-54	60,1	146,7	40	6,25
44	4. IV 1964	08-40	56,5	152,6	15	6,25
45	4. IV 1964	09-10	56,9	152,7	15	6,25
46	4. IV 1964	17-46	56,3	154,4	25	7,0
47	4. IV 1964	17-59	56,4	154,5	25	6,25
48	5. IV 1964	01-22	56,2	153,5	25	6,5
49	5. IV 1964	01-41	56,2	153,3	30	6,25
50	5. IV 1964	19-28	60,2	146,7	15	6,0
51	7. IV 1964	19-28	55,7	151,9	20	5,75

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
75	46	172	07	269	41	136	36	25	26	2
35	10	131	24	285	60	175	10	80	26	1
340	34	239	13	130	53	284	35	23	12	4
132	25	20	38	248	40	243	07	84	50	1
99	08	01	40	202	48	312	20	58	32	1
165	49	261	04	356	40	224	36	112	28	6
176	64	268	02	00	27	243	40	112	30	6
294	03	202	36	33	52	254	20	152	20	5
208	52	306	07	42	38	271	40	154	29	3
62	14	323	26	175	60	280	09	15	28	1
268	64	12	07	105	25	213	34	346	46	3
89	06	186	47	353	42	124	37	237	26	5
207	46	310	16	54	44	162	18	268	42	6
196	44	296	10	34	44	147	22	256	36	6
339	17	88	44	233	41	128	16	21	46	1
130	00	222	30	41	59	171	21	270	20	5
298	06	205	29	40	62	159	14	256	25	5
88	01	358	22	184	66	310	15	46	16	1
197	34	290	05	28	56	148	20	249	46	6
171	10	75	30	277	59	127	28	30	14	1
112	10	14	40	214	47	327	20	72	35	1
285	04	192	31	17	59	144	18	243	24	5
109	43	09	12	264	44	155	20	49	39	2
286	06	194	37	25	54	144	22	246	28	5
291	02	200	34	23	54	250	26	150	22	5
186	52	296	14	37	35	142	22	259	47	6
266	03	358	27	172	63	307	21	45	16	1
123	22	10	41	234	40	332	09	75	48	1
95	34	00	06	264	54	144	19	41	29	2
190	43	290	10	33	44	143	20	250	37	6
200	35	108	03	15	56	147	26	249	23	6
358	04	93	60	266	30	152	36	26	40	1
219	40	324	16	70	48	176	16	280	40	6
173	41	277	18	26	45	130	14	233	42	6
191	40	290	10	31	48	144	20	249	35	6
218	21	122	07	15	68	168	20	263	08	6
206	33	296	02	26	60	156	21	255	23	6
200	41	296	07	23	46	150	22	256	35	6
183	11	87	40	283	50	144	34	40	20	1
184	44	277	02	08	42	130	30	242	32	6
100	12	00	44	204	44	312	20	61	39	1
115	06	212	48	20	40	130	38	264	28	5
198	56	293	06	27	35	141	31	262	40	6
281	06	186	54	16	37	130	30	248	40	5
196	42	94	12	352	44	134	40	242	20	6
208	63	320	10	54	24	158	40	291	50	6
168	50	272	12	08	42	120	24	234	43	6
208	42	307	10	49	46	161	22	268	36	6
292	02	24	17	190	74	337	14	70	10	1
149	04	56	55	240	37	356	33	107	39	1
94	12	353	43	196	44	306	20	54	40	1
110	02	204	53	20	37	142	36	261	32	5
155	24	43	40	267	38	106	48	04	10	1
94	12	353	43	196	44	306	20	54	40	1
262	03	167	66	354	23	102	38	240	43	5
291	03	201	49	24	40	146	32	258	35	5

1	2	3	4	5	6	7
52	8.IV 1964	19-33	59,6 с.ш.	147,0 з.д.	15	5,5
53	8.IV 1964	19-50	60,4	145,9	10	5,75
54	9.IV 1964	13-06	59,6	146,1	15	5,5
55	10.IV 1964	01-08	58,4	150,6	15	5,75
56	10.IV 1964	19-05	59,6	148,2	15	5,5
57.	10.IV 1964	21-44	60,1	153,7	10	6,0
58	11.IV 1964	11-36	60,4	146,4	15	5,0
59	12.IV 1964	01-24	56,6	152,2	20	6,25
60	12.IV 1964	09-34	56,5	152,1	20	5,25
61	12.IV 1964	17-22	60,2	145,6	20	5,5
62	13.IV 1964	14-05	57,6	151,2	25	5,5
63	13.IV 1964	21-25	57,5	153,9	30	5,5
64	13.IV 1964	21-43	59,4	143,1	30	5,25
65	14.IV 1964	15-55	61,3	147,3	30	5,5
66	14.IV 1964	22-55	58,0	152,6	30	6,0
67	15.IV 1964	15-30	56,5	154,4	35	6,25
68	16.IV 1964	10-03	57,2	151,4	10	5,0
69	16.IV 1964	19-26	56,4	152,9	30	6,5
70	17.IV 1964	04-49	56,4	152,9	25	6,5
71	17.IV 1964	09-09	57,7	151,4	20	5,5
72	18.IV 1964	20-08	56,1	153,7	15	5,75
73	18.IV 1964	20-16	56,1	153,7	30	5,75
74	20.IV 1964	11-56	61,4	147,4	30	6,5
75	20.IV 1964	16-18	60,7	145,3	15	5,25
76	21.IV 1964	05-01	61,5	147,4	40	5,75
77	22.IV 1964	20-29	58,6	150,0	30	5,25
78	23.IV 1964	14-56	57,3	151,9	25	5,5
79	25.IV 1964	09-43	59,9	144,9	30	5,25
80	1.V 1964	06-01	60,5	145,6	20	5,5
81	4.V 1964	12-04	58,2	152,3	30	5,5
82	6.V 1964	15-26	56,7	152,1	15	6,0
83	8.V 1964	16-21	56,7	154,0	25	5,75
84	8.V 1964	21-34	60,8	143,6	35	5,75
85	12.V 1964	16-55	59,5	144,8	30	5,25
86	12.V 1964	18-16	56,6	152,4	10	6,25
87	16.V 1964	14-44	57,6	151,0	30	5,5
88	17.V 1964	00-55	59,4	142,7	35	6,25
89	17.V 1964	04-41	53,9	159,7	30	5,5
90	19.V 1964	15-37	57,0	152,8	25	5,0
91	21.V 1964	15-36	59,0	153,5	15	5,75
92	28.V 1964	16-18	58,3	150,6	25	5,5
93	29.V 1964	10-17	60,2	146,3	5	5,75
94	30.V 1964	03-18	59,5	148,5	15	5,5
95	30.V 1964	22-34	56,6	152,3	15	5,0
96	2.VI 1964	16-09	59,7	144,4	15	5,5
97	5.VI 1964	09-50	60,4	146,0	15	5,5
98	5.VI 1964	22-06	58,1	152,1	15	5,5
99	28.VI 1964	19-09	58,3	150,2	20	5,5
100	2.VII 1964	01-19	60,1	146,0	15	5,25
101	11.VII 1964	09-44	59,7	146,1	30	5,25
102	11.VII 1964	20-25	59,7	146,2	40	5,75
103	23.VII 1964	19-08	59,9	149,2	50	5,5
104	2.VIII 1964	08-36	56,2	149,9	30	5,5
105	24.VIII 1964	21-56	57,7	152,2	10	5,0
106	16.IX 1964	01-50	60,0	147,1	30	5,75
107	27.IX 1964	15-50	56,6	152,0	30	6,0
108	2.X 1964	22-23	59,7	144,5	20	5,25
109	3.X 1964	13-39	61,4	147,1	40	5,25
110	6.I 1965	18-27	60,1	151,8	30	5,25

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
191	45	293	12	35	42	144	22	254	40	6
184	38	284	12	28	49	138	17	242	36	6
212	46	309	07	46	44	161	25	270	36	6
344	04	77	28	249	64	125	17	30	20	1
184	46	293	12	34	42	254	40	144	22	6
291	06	196	38	29	52	153	20	250	30	5
125	10	28	33	230	56	343	15	82	29	1
115	20	13	32	233	52	331	08	69	28	1
75	28	169	04	270	60	125	24	30	13	2
308	01	220	52	38	37	160	35	278	34	5
315	10	214	43	55	45	167	21	275	38	5
278	09	182	36	20	53	135	17	236	32	5
212	54	309	06	42	36	156	30	276	50	6
281	06	15	20	176	68	326	19	60	10	1
200	44	297	10	38	44	150	22	258	38	6
114	19	10	34	228	49	328	11	67	40	1
295	08	194	54	32	33	142	28	262	43	5
114	19	12	32	230	52	329	09	68	36	1
176	16	73	36	282	49	131	38	30	11	1
202	62	302	06	36	27	145	34	274	44	6
106	05	12	31	204	54	321	21	65	27	1
104	14	204	32	353	58	150	34	248	10	5
320	16	210	36	70	48	144	12	274	40	4
146	05	53	42	242	46	109	32	00	26	1
210	51	307	06	42	38	158	28	272	38	3
138	06	236	44	44	46	178	35	284	24	5
188	64	97	01	07	26	120	40	255	38	6
69	11	337	03	238	78	113	06	23	10	2
154	16	40	56	256	38	121	52	01	31	1
248	09	344	32	146	55	290	29	30	16	1
259	01	351	36	168	54	298	27	41	23	1
106	14	08	34	218	52	322	14	63	34	1
260	08	354	23	152	66	304	21	40	10	1
292	06	204	57	23	40	143	34	262	40	5
190	42	291	12	34	44	142	19	250	40	6
357	00	87	45	267	45	143	30	34	30	1
256	15	353	30	144	56	300	32	38	08	1
195	55	297	10	34	33	144	28	263	44	6
300	05	199	70	33	20	138	36	280	46	5
74	34	168	05	266	56	128	28	27	20	2
101	12	02	28	211	58	318	11	56	30	1
203	33	294	02	27	58	153	20	253	24	6
348	09	83	21	240	68	128	10	34	21	1
139	01	49	42	231	48	356	28	104	30	1
78	37	343	07	244	42	126	20	26	30	2
117	13	21	28	231	58	337	10	74	30	1
90	01	00	12	183	76	314	11	47	10	1
156	00	66	30	246	60	116	20	18	20	1
172	08	77	30	277	60	129	26	33	14	1
158	02	66	36	252	56	118	25	18	21	1
189	12	57	44	220	43	148	41	41	21	1
61	40	158	08	259	59	118	34	14	20	2
80	38	349	02	255	52	130	25	28	27	2
106	44	15	02	282	47	161	28	52	30	2
116	09	17	44	214	44	330	25	78	36	1
115	18	10	38	226	46	329	12	70	40	1
98	45	188	00	278	45	154	30	44	30	2
204	50	300	07	34	39	150	28	264	37	6
139	00	229	45	49	45	174	30	284	30	5

1	2	3	4	5	6	7
111	11.I 1965	16-57	61,1 с.ш.	151,0 з.д.	60	5,5
112	17.I 1965	02-13	58,3	151,8	30	5,25
113	1.V 1965	21-27	54,4	146,0	30	5,25
114	11.V 1965	17-37	61,4	149,6	60	5,5
115	23.VI 1965	11-09	56,5	152,8	30	6,5
116	11.VIII 1965	18-29	59,8	146,1	15	6,0
117	4.IX 1965	14-32	58,2	152,7	10	7,0
118	8.IX 1965	03-26	57,5	152,2	25	5,5
119	8.IX 1965	11-16	55,8	155,3	15	5,75
120	18.IX 1965	20-46	59,4	145,2	10	5,5
121	12.X 1965	13-40	56,1	153,6	30	6,0
122	6.XI 1965	06-38	60,7	147,3	20	5,5
123	22.XII 1965	19-41	58,4	153,1	50	7,0
124	22.I 1966	14-27	55,9	153,9	30	6,0
125	6.IV 1966	22-28	56,5	154,5	30	5,5
126	8.IV 1966	22-10	56,6	152,5	30	5,0
127	11.IV 1966	23-00	56,6	152,1	30	5,5
128	16.IV 1966	01-27	56,9	153,6	25	5,75
129	22.IV 1966	23-27	57,4	152,3	25	6,0
130	22.VI 1966	11-38	61,3	147,7	30	5,25
131	7.VIII 1966	14-11	59,6	144,6	30	5,0
132	15.VIII 1966	13-36	60,3	146,0	15	5,5
133	30.VIII 1966	20-20	61,3	147,5	35	6,0
134	7.X 1966	20-55	61,7	150,0	55	5,75
135	13.X 1966	02-15	59,5	145,2	25	5,0
136	1.XII 1966	04-29	60,0	146,0	60	5,0

Землетрясение 4

Ф о р ш о к и

1	5.I 1953	07-48	53,0 с.ш.	171,5 в.д.	30	7,25
2	2.VI 1955	00-19	51,5	180,0	30	7,0
3	20.VI 1955	12-07	51,5	180,0		6,75
4	19.X 1956	20-47	52,0	177,0		6,75
5	26.IV 1961	14-47	52,2	174,7	40	6,0
6	29.IV 1963	21-44	51,6	178,6	55	6,0
7	30.IV 1963	07-07	51,3	178,6	45	5,25
8	23.IX 1963	17-02	57,3	179,2 з.д.	30	5,25
9	11.XII 1963	17-08	51,5	179,3	30	5,5
10	3.I 1964	17-20	52,8	173,1 в.д.	30	5,25
11	8.II 1964	11-17	52,3	175,5	60	6,0
12	25.IX 1964	15-42	50,3	176,6	30	6,0
13	4.II 1965	04-53	51,2	178,5	40	5,5
14	4.II 1965	05-01	51,3	178,6	40	8,25

А ф т е р ш о к и

1	4.II 1965	06-39	51,7 с.ш.	175,8 в.д.	30	6,25
2	4.II 1965	07-11	51,1	177,7	35	6,25
3	4.II 1965	07-14	52,0	173,9	25	6,0
4	4.II 1965	08-33	51,9	174,0	30	6,0
5	4.II 1965	08-40	51,3	179,5	40	7,5
6	4.II 1965	12-06	52,6	172,1	25	6,5
7	4.II 1965	12-50	51,6	174,8	25	5,25
8	4.II 1965	14-18	53,0	171,0	30	6,5
9	4.II 1965	15-51	53,1	170,8	40	6,0
10	4.II 1965	17-04	51,3	176,9	20	5,25
11	4.II 1965	18-34	51,2	176,7	35	5,25

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
189	31	98	01	06	59	158	22	237	21	6
206	47	310	14	545	40	160	20	271	44	6
181	38	278	11	20	51	133	18	236	31	6
185	39	285	12	30	49	140	16	242	34	6
135	13	28	48	236	40	344	21	96	44	1
247	62	356	11	93	27	198	30	327	48	3
120	22	15	30	242	52	337	05	70	38	1
310	07	213	46	47	45	162	24	272	36	5
196	56	310	15	49	30	152	24	275	50	6
347	15	228	58	85	27	187	24	314	52	4
204	48	306	11	46	43	157	22	267	40	5
333	09	228	60	68	28	176	30	305	46	4
78	24	345	06	241	66	124	12	30	20	2
146	29	50	12	300	56	191	12	93	30	2
190	11	303	63	96	24	350	30	217	50	3
52	24	319	05	220	65	02	20	98	15	2
156	34	262	23	18	49	116	06	213	41	6
120	36	17	19	266	48	162	12	64	40	2
73	40	173	12	275	49	132	36	28	20	2
117	02	206	25	23	65	158	19	253	16	5
107	05	198	39	09	51	143	30	248	32	5
190	34	277	15	29	55	143	16	244	30	6
307	06	211	40	45	50	161	21	266	32	5
274	06	180	27	16	61	134	15	232	25	5
324	06	56	23	220	66	101	12	07	21	1
214	47	317	11	56	40	167	24	279	42	4

февраля 1965 г.

23	15	138	48	290	38	184	20	74	44	2
155	08	254	51	59	58	190	40	306	26	3
166	51	265	08	01	38	115	27	232	40	3
137	06	230	31	37	58	180	25	276	17	3
167	40	264	08	01	50	120	20	224	33	3
226	04	317	61	134	30	254	40	20	36	6
167	40	264	08	01	50	120	20	224	33	3
145	22	239	11	353	66	101	08	194	24	3
145	22	239	11	353	66	101	08	194	24	3
06	05	100	40	272	50	150	24	45	30	2
10	14	114	47	267	39	160	20	51	44	2
130	48	28	10	290	40	179	24	67	40	1
140	20	236	07	346	67	190	20	96	09	3
115	37	10	18	257	46	155	12	56	41	1
00	02	272	28	93	60	224	21	321	20	6
141	45	39	11	297	43	143	20	80	40	1
348	14	235	58	86	28	190	26	316	49	6
148	46	35	19	290	35	189	16	78	49	1
122	31	214	02	305	58	172	22	74	20	1
140	30	49	01	318	58	190	20	90	22	1
178	36	281	04	16	53	138	22	241	27	3
125	27	33	06	290	61	172	14	74	24	1
117	21	213	04	318	67	168	20	74	11	1
153	31	248	08	350	60	106	14	205	26	3
153	31	248	08	350	60	106	14	205	26	3

1	2	3	4	5	6	7
12	4.II 1965	19-57	51,6 с.ш.	174,7 в.д.	25	5,5
13	4.II 1965	20-32	51,6	176,6	40	5,75
14	4.II 1965	22-30	51,8	174,2	30	5,75
15	5.II 1965	06-39	51,8	175,1	25	6,0
16	5.II 1965	08-51	52,2	175,1	35	5,5
17	5.II 1965	09-32	52,3	174,3	40	6,25
18	5.II 1965	13-38	52,0	174,0	35	5,75
19	5.II 1965	20-47	51,9	174,6	35	6,25
20	5.II 1965	22-15	51,5	176,7	25	5,75
21	6.II 1965	04-02	52,1	175,7	35	6,25
22	6.II 1965	08-16	51,9	174,0	30	5,75
23	6.II 1965	12-22	51,8	175,3	35	5,75
24	6.II 1965	14-11	51,7	174,2	40	5,5
25	6.II 1965	18-10	51,5	176,5	35	5,75
26	7.II 1965	01-00	52,5	172,1	30	5,5
27	7.II 1965	02-17	51,4	173,4	40	6,0
28	7.II 1965	04-11	51,9	175,3	25	6,0
29	7.II 1965	05-58	51,7	174,9	25	5,5
30	7.II 1965	09-25	51,4	179,1	30	6,0
31	7.II 1965	11-45	51,3	177,3	30	5,5
32	7.II 1965	12-21	53,0	171,7	25	5,5
33	7.II 1965	13-20	51,1	175,8	40	5,5
34	7.II 1965	17-13	52,2	173,1	35	5,5
35	8.II 1965	07-23	51,8	174,6	30	5,5
36	8.II 1965	10-09	51,7	175,0	25	5,25
37	9.II 1965	17-37	52,8	171,9	40	6,25
38	10.II 1965	02-08	52,2	172,9	30	5,5
39	12.II 1965	00-43	51,5	175,8	30	5,75
40	12.II 1965	00-55	52,2	172,8	25	6,0
41	14.II 1965	21-17	52,4	173,9	40	5,25
42	14.II 1965	01-25	51,4	179,4	40	6,0
43	15.II 1965	05-01	52,2	172,9	30	5,75
44	16.II 1965	10-11	51,2	178,3	35	5,25
45	17.II 1965	10-18	51,2	176,6	40	5,75
46	18.II 1965	08-34	51,8	176,4	15	5,5
47	18.II 1965	23-13	51,4	179,1	30	6,0
48	19.II 1965	18-52	51,1	178,4	35	5,5
49	22.II 1965	09-14	51,9	173,4	35	5,5
50	24.II 1965	20-53	52,2	174,4	35	5,5
51	25.II 1965	05-22	52,1	173,2	35	6,25
52	1.III 1965	19-22	52,2	173,9	30	5,5
53	3.III 1965	16-47	53,1	171,2	20	6,25
54	4.III 1965	02-01	51,5	176,3	25	5,0
55	4.III 1965	06-30	52,0	175,0	40	5,5
56	5.III 1965	06-15	51,2	179,3	25	5,75
57	5.III 1965	13-42	52,3	174,9	35	6,0
58	5.III 1965	17-59	52,3	174,2	35	6,25
59	5.III 1965	23-29	53,0	171,1	40	5,75
60	6.III 1965	08-19	52,4	174,2	25	5,75
61	6.III 1965	13-41	52,1	175,4	35	6,0
62	7.III 1965	11-04	51,8	176,4	35	5,5
63	17.III 1965	14-27	52,8	171,9	20	6,25
64	25.III 1965	08-53	52,3	172,6	30	5,75
65	30.III 1965	02-27	50,6	177,9	50	7,5
66	4.IV 1965	13-30	51,9	175,2	40	6,0
67	8.IV 1965	13-43	52,2	173,5	40	6,25
68	8.IV 1965	14-31	52,0	173,4	30	5,5
69	10.IV 1965	16-54	53,1	179,0	10	5,75
70	17.IV 1965	00-00	52,6	173,1	40	5,25

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
158	35	254	08	354	54	110	18	212	30	3
135	22	234	15	352	62	186	27	94	07	3
148	39	249	11	350	49	102	20	207	36	3
115	32	213	11	317	56	169	30	70	14	1
134	24	227	04	326	64	184	20	88	14	1
132	21	39	09	292	65	178	10	84	24	1
174	61	205	01	354	28	110	38	239	38	3
128	03	222	38	36	50	167	30	274	24	3
146	23	238	01	329	68	100	14	196	16	1
13	05	110	53	280	36	164	30	46	40	2
144	50	32	17	290	32	186	20	70	50	1
187	10	91	24	298	64	142	24	48	10	2
195	22	100	11	347	66	146	22	240	08	4
136	24	234	12	346	62	188	26	92	10	3
135	26	233	11	342	62	188	26	92	10	3
92	47	183	01	273	42	149	32	37	32	1
178	02	84	47	269	42	142	34	31	29	2
178	02	84	47	269	42	142	34	31	29	2
130	33	32	12	286	54	176	14	77	32	1
136	32	40	09	296	66	182	14	83	30	1
132	30	41	01	311	60	182	20	82	23	1
121	51	20	08	285	39	170	26	57	40	1
191	09	97	23	202	64	147	23	53	10	2
306	04	214	40	38	48	162	26	268	30	3
117	35	238	01	328	54	199	24	97	24	3
49	06	140	29	309	60	189	16	70	24	2
53	03	145	40	319	50	196	24	91	30	2
210	51	306	05	40	37	156	29	274	39	4
191	36	284	04	20	53	142	22	245	28	4
148	30	58	01	328	61	109	20	197	20	3
149	30	244	09	348	59	103	14	192	26	3
135	38	53	02	322	50	102	28	197	24	3
141	20	234	06	336	69	106	10	190	18	3
183	07	89	36	280	51	142	30	40	20	2
137	30	232	05	328	59	189	24	90	18	1
130	28	221	01	312	60	181	20	84	20	1
147	20	240	06	345	69	102	10	196	18	1
249	01	158	37	339	52	106	26	212	26	2
158	32	252	05	348	56	109	30	211	26	3
128	30	223	06	320	59	170	24	82	18	1
258	12	162	20	15	65	116	06	211	24	4
134	25	226	01	328	65	183	18	96	16	3
60	06	147	51	326	36	212	28	94	40	4
152	30	248	04	342	59	105	18	204	24	3
234	01	143	31	323	56	193	23	93	22	4
133	28	223	01	313	60	182	20	84	20	1
186	35	280	07	20	54	138	20	241	30	3
210	38	117	04	23	51	155	28	260	24	3
148	30	241	04	337	60	100	18	199	23	1
118	43	12	15	269	40	162	18	54	44	1
129	24	225	11	335	64	180	24	84	10	3
92	44	350	12	246	44	138	20	30	40	1
134	34	44	01	314	66	185	22	85	23	1
63	47	166	11	267	40	127	41	15	22	1
192	10	100	24	301	55	155	30	55	15	2
133	34	223	05	323	54	85	20	186	28	3
148	27	244	09	352	61	103	12	200	26	3
130	26	40	04	304	64	179	16	82	20	1
153	28	247	06	348	62	107	14	204	24	3

1	2	3	4	5	6	7
71	20.IV 1965	06-43	52,4 с.ш.	172,0 в.д.	35	5,5
72	22.IV 1965	18-36	51,8	176,1	35	5,75
73	19. V 1965	22-07	51,6	175,2	35	5,5
74	20. V 1965	02-13	51,2	173,7	40	5,0
75	23. V 1965	23-46	52,2	175,0	20	6,5
76	25. V 1965	13-07	51,3	178,7	40	6,0
77	3. VI 1965	07-43	52,0	175,8	50	6,0
78	4. VI 1965	15-03	51,1	178,5	35	5,75
79	11.VI 1965	02-37	51,9	174,2	36	5,75
80	15.VI 1965	04-46	49,9	178,4	30	5,5
81	17.VI 1965	19-05	52,1	175,0	40	5,25
82	19.VI 1965	06-38	52,4	172,1	40	5,75
83	30. VI 1965	08-33	51,8	176,6	40	5,75
84	2. VII 1965	20-19	52,0	175,6	40	5,25
85	21.VII 1965	17-52	53,3	170,4	10	6,0
86	22. VII 1965	01-18	50,9	176,0	40	5,5
87	25. VII 1965	21-46	51,5	176,0	40	5,75
88	27. VII 1965	11-20	51,2	177,6	30	5,5
89	8.VIII 1965	05-19	52,5	173,4	20	5,5
90	2.IX 1965	04-26	52,0	175,5	25	6,0
91	27. IX 1965	05-09	51,9	175,6	40	5,75
92	1.X 1965	08-52	50,1	178,2	20	6,75
93	19. X 1965	02-48	52,3	174,4	50	6,25
94	29. X 1965	21-00	51,5	179,1	10	6,25
95	22. XI 1965	20-25	51,4	179,7	40	6,25
96	23. XI 1965	02-17	51,4	179,8 з.д.	40	5,75
97	25. XII 1965	18-14	52,6	173,2	40	5,75
98	13.I 1966	10-41	52,9	170,0 в.д.	20	5,5
99	17.I 1966	09-11	52,8	172,0	10	5,5
100	27.I 1966	19-39	51,3	178,2	40	5,5
101	28.I 1966	19-07	51,9	177,0 з.д.	50	5,5
102	26.II 1966	00-33	52,5	173,5 в.д.	20	5,5
103	27.II 1966	16-30	52,2	175,1	50	5,25
104	1.IV 1966	02-51	51,8	176,4	60	5,25
105	15.V 1966	14-46	51,5	178,4	30	6,25
106	2.VI 1966	03-27	51,1	176,0	40	6,25
107	8.VI 1966	19-56	53,1	171,1	20	5,75
108	11.VI 1966	18-13	51,6	178,4 з.д.	50	5,5
109	4.VII 1966	18-33	51,7	179,9 в.д.	15	7,25
110	17.VIII 1966	20-58	52,2	175,0	30	5,5
111	18.VIII 1966	06-38	51,7	178,0	35	5,25
112	2.X 1966	07-23	52,0	175,5 з.д.	60	5,75
113	15.XI 1966	16-19	51,2	176,5	40	5,25
114	14.I 1967	12-04	52,1	175,4	40	5,5
115	29.IV 1967	03-55	51,4	178,3 в.д.	40	6,5
116	27.V 1967	17-22	51,8	175,5	30	6,5
117	20.VII 1967	14-26	51,1	178,3	30	5,5
118	12.IX 1967	18-41	52,7	172,2	40	5,5
119	8.XI 1967	17-09	51,6	178,2	40	6,0

Землетрясение 29

1	2	3	4	5	6	7
Афтершоки						
1	29.I 1968	10-19	43,3 с.ш.	147,0 в.д.	20	7,5
2	29.I 1968	16-42	43,6	147,3	20	6,0
3	30.I 1968	01-30	43,3	146,9	20	5,25
4	30.I 1968	01-48	43,4	147,6	20	6,0
5	30.I 1968	02-38	43,3	147,7	30	5,1

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
153	28	247	06	348	62	107	14	204	24	3
106	03	208	45	23	45	152	32	261	28	3
56	05	150	35	320	54	199	20	98	28	2
56	05	150	35	320	54	199	20	98	28	2
146	22	241	07	346	56	100	10	196	20	3
140	26	53	03	318	64	192	16	95	20	1
145	29	47	11	300	67	190	12	92	31	1
175	45	275	09	14	44	127	22	236	38	3
148	30	244	08	346	58	102	16	202	26	3
263	07	166	44	02	44	115	24	225	36	4
306	06	209	52	42	38	156	28	275	40	3
227	07	326	54	132	35	19	30	260	41	5
177	37	273	08	14	54	130	17	231	31	3
144	25	235	01	327	65	192	18	97	16	3
150	25	242	03	337	63	106	16	199	20	3
249	11	153	24	359	63	108	10	204	24	4
177	41	273	05	07	48	127	24	234	32	3
158	35	248	01	338	55	106	24	209	24	3
158	35	248	01	338	55	106	24	209	24	3
132	28	36	10	289	56	178	12	81	28	1
144	32	41	19	286	51	176	08	89	38	1
90	54	00	00	270	36	150	34	52	36	1
144	24	240	09	350	64	100	10	195	24	3
351	04	83	40	257	52	134	24	31	28	2
152	20	240	06	348	59	103	10	197	18	3
152	20	240	06	348	59	103	10	197	18	3
184	38	278	06	17	53	135	20	238	31	3
186	37	90	06	04	62	130	30	233	21	3
124	25	28	16	268	60	168	06	75	30	1
168	44	266	07	01	46	119	25	227	35	3
274	11	174	44	14	43	126	22	234	39	4
131	31	36	10	289	58	166	14	78	29	1
154	33	248	04	344	56	106	20	206	26	3
179	37	274	06	13	53	131	20	232	30	3
163	27	90	06	348	63	133	23	230	40	3
304	13	200	42	46	44	155	20	264	40	3
195	40	287	03	22	50	144	24	250	30	3
174	31	263	02	356	60	124	20	223	22	2
180	42	282	02	14	48	136	26	244	32	3
104	44	09	07	272	45	154	24	46	35	1
186	43	282	05	07	48	136	25	244	33	3
190	41	290	08	30	49	144	20	249	34	3
78	36	349	02	255	54	130	24	28	26	1
164	35	260	08	00	54	118	18	218	30	3
152	27	242	01	335	64	105	18	201	20	3
157	35	263	07	353	54	110	18	212	30	3
209	10	320	64	114	24	236	50	08	32	5
194	42	288	06	24	48	144	24	250	33	3
173	37	267	06	07	63	126	20	227	31	3
<u>января 1968 г.</u>										
51	06	147	60	316	30	205	34	80	43	1
185	07	89	42	282	47	146	34	40	24	1
33	05	132	66	300	24	192	37	56	44	1
30	12	133	48	288	40	181	22	70	42	1
353	00	83	50	263	40	140	34	23	34	1
11	06	114	67	278	23	172	36	32	46	1

1	2	3	4	5	6	7
6	30.I 1968	03-01	43,1 с.ш.	147,1 в.д.	30	5,75
7	30.I 1968	03-23	43,2	147,7	40	5,4
8	1.II 1968	12-47	43,1	147,0	20	5,5
9	3.II 1968	11-30	43,1	146,9	30	5,5
10	4.II 1968	09-10	43,1	147,2	30	5,5
11	4.II 1968	11-00	43,0	147,2	30	6,5

Землетрясение 16

Форшоки

1	9.I 1964	02-59	41,6 с.ш.	142,0 в.д.	70	5,25
2	10.I 1964	04-50	41,8	142,8	60	6,1
3	7.II 1964	12-58	39,9	142,9	40	5,75
4	17.VIII 1964	14-54	42,3	143,1	60	5,0
5	5.X 1964	03-35	42,3	142,9	60	5,25
6	16.II 1965	12-24	38,9	142,2	60	5,75
7	16.III 1965	16-46	40,7	143,2	40	6,4
8	29.III 1965	10-47	40,7	142,8	40	6,5
9	30.III 1965	15-59	40,8	142,8	40	5,4
10	13.VI 1965	07-06	41,6	143,8	20	6,0
11	25.IX 1965	14-37	39,5	143,5	60	5,6
12	25.IX 1965	14-42	39,5	143,5	40	5,5
13	2.IV 1966	22-43	38,4	142,2	20	5,25
14	15.X 1966	18-00	41,7	143,0	40	5,0
15	27.X 1966	23-46	41,5	142,0	60	5,0
16	12.XI 1966	12-49	42,6	144,4	40	6,25
17	6.I 1967	00-04	41,8	143,5	50	5,9
18	17.I 1967	11-59	38,3	142,1	30	6,75
19	24.I 1967	03-05	41,4	141,9	50	6,5
20	12.VIII 1967	04-30	38,3	142,1	20	5,0
21	21.IV 1968	08-33	38,3	143,2	60	5,75
22	16.V 1968	00-48	40,7	143,7	20	8,0

Афтершоки

1	16.V 1968	06-36	41,0 с.ш.	143,0 в.д.	40	6,0
2	16.V 1968	07-48	40,8	143,0	10	5,5
3	16.V 1968	08-58	42,1	142,6	10	5,75
4	16.V 1968	10-39	41,4	142,8	40	7,5
5	16.V 1968	16-13	40,0	143,6	50	6,5
6	16.V 1968	18-43	40,9	142,3	40	5,9
7	16.V 1968	19-16	41,3	142,6	30	6,0
8	16.V 1968	20-22	41,4	142,7	10	6,0
9	16.V 1968	23-04	39,8	143,5	30	6,75
10	17.V 1968	18-17	39,7	143,5	20	5,75
11	17.V 1968	10-42	39,6	143,8	60	5,75
12	17.V 1968	13-02	41,4	143,0	40	5,75
13	17.V 1968	16-02	40,6	144,2	50	6,0
14	19.V 1968	22-16	41,9	143,5	30	6,0
15	20.V 1968	02-31	40,1	142,6	40	5,1
16	20.V 1968	03-16	40,4	143,8	20	6,0
17	20.V 1968	06-53	40,4	144,7	40	5,6
18	22.V 1968	10-51	41,5	142,0	50	5,9
19	22.V 1968	19-29	40,7	142,6	30	6,25
20	24.V 1968	14-06	40,8	143,4	40	6,5
21	25.V 1968	11-52	40,2	143,3	30	5,75
22	26.V 1968	17-41	40,1	142,6	40	5,25
23	1.VI 1968	10-31	40,6	142,3	50	5,5

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
138	24	227	04	326	66	186	20	92	14	2
177	06	80	54	270	36	144	40	26	30	1
46	04	144	63	314	28	204	36	74	42	1
06	09	108	56	269	34	158	28	40	44	1
214	17	92	60	312	26	179	54	56	22	1
132	42	30	14	286	45	177	18	72	41	2
<u>мая 1968 г.</u>										
124	07	08	74	217	15	107	59	280	36	2
110	14	12	29	223	56	328	10	66	30	2
101	09	214	67	13	19	124	50	263	32	4
147	01	239	66	55	23	168	40	304	40	6
151	44	254	11	356	42	104	20	213	40	3
115	15	247	68	21	16	138	56	287	28	3
105	39	02	16	254	47	148	14	46	40	1
108	06	208	54	14	33	141	42	263	30	3
306	10	214	62	12	26	134	48	265	31	3
142	24	46	13	288	62	185	06	92	26	1
128	33	31	13	283	54	173	13	74	33	1
137	26	230	02	323	62	187	20	90	16	3
217	13	106	57	314	30	184	48	60	27	4
221	05	122	58	314	33	192	41	68	32	4
152	04	57	58	245	32	122	40	00	34	2
109	39	03	20	251	45	149	11	49	44	1
105	49	357	15	258	38	149	20	37	46	1
65	01	155	66	334	24	222	40	88	40	4
110	30	22	00	287	55	160	20	62	20	1
153	43	59	04	311	41	205	24	97	32	3
132	40	24	21	272	44	172	11	71	45	1
107	44	357	19	251	40	147	16	41	46	1
177	49	84	02	353	40	232	30	118	35	3
94	06	186	39	05	51	238	25	132	27	4
13	12	120	51	275	36	167	23	51	45	2
18	17	123	34	264	49	163	09	65	40	2
178	36	273	07	13	52	129	18	233	31	3
18	00	110	75	289	14	186	43	32	44	2
249	10	148	42	350	47	209	36	101	19	4
246	13	137	29	347	58	190	30	94	10	4
187	38	279	03	14	52	240	28	137	22	3
102	42	359	12	260	44	148	19	40	40	1
159	36	254	05	351	52	215	30	118	20	3
139	42	240	11	342	44	200	38	93	19	3
112	46	09	11	268	40	158	21	49	42	1
111	46	06	13	264	41	155	19	46	42	1
209	04	112	50	302	39	175	37	59	30	2
194	42	287	03	21	48	250	30	142	26	3
184	45	294	05	31	43	248	40	139	20	3
110	44	06	12	266	43	156	19	47	41	1
111	14	226	59	13	28	269	25	143	50	3
122	43	18	16	273	43	165	16	59	42	1
111	42	10	11	269	42	156	20	50	40	1
82	05	178	59	350	31	111	40	236	34	4
68	00	158	65	358	25	226	40	91	40	4

1	2	3	4	5	6	7
24	12.VI 1968	13-41	39,8 с.ш.	142,8 в.д.	40	7,5
25	12.VI 1968	17-52	39,3	143,1	40	5,2
26	12.VI 1968	21-57	39,6	142,7	30	6,0
27	13.VI 1968	00-05	39,8	142,8	20	5,25
28	13.VI 1968	00-42	39,8	142,8	20	5,0
29	13.VI 1968	02-05	39,5	142,8	25	5,0
30	13.VI 1968	11-56	39,2	143,0	30	5,5
31	13.VI 1968	14-56	39,5	143,0	20	5,25
32	13.VI 1968	21-10	39,4	142,9	30	5,75
33	14.VI 1968	03-18	39,4	142,8	40	5,0
34	14.VI 1968	11-52	39,3	142,9	40	5,5
35	15.VI 1968	15-03	39,3	142,8	25	5,4
36	15.VI 1968	19-53	41,9	142,7	30	5,25
37	17.VI 1968	11-53	41,0	143,0	40	6,25
38	17.VI 1968	16-56	40,1	143,7	10	5,25
39	17.VI 1968	18-57	38,7	143,6	20	5,75
40	19.VI 1968	01-38	39,5	142,9	20	5,25
41	22.VI 1968	01-12	40,3	143,6	25	6,0
42	25.VI 1968	23-33	39,6	143,4	15	5,5
43	26.VI 1968	10-23	42,1	142,7	30	5,5
44	27.VI 1968	17-11	40,2	142,7	20	5,0
45	5.VII 1968	11-28	38,4	142,2	40	6,5
46	10.VII 1968	20-40	40,2	143,6	30	5,75
47	12.VII 1968	00-44	39,6	143,5	40	6,5
48	12.VII 1968	03-56	39,6	143,4	30	6,0
49	23.VII 1968	23-02	40,3	143,7	40	6,0
50	16.VIII 1968	10-39	38,5	143,3	20	6,0
51	30.VIII 1968	02-44	40,0	143,0	30	5,5
52	3.IX 1968	05-23	42,8	143,7	60	5,25
53	3.IX 1968	07-01	38,5	141,5	70	5,25
54	12.IX 1968	13-36	39,8	143,9	20	5,0
55	15.IX 1968	10-50	40,8	143,5	20	5,75
56	21.IX 1968	13-06	41,8	142,7	50	6,5
57	23.IX 1968	05-03	40,2	143,9	10	5,75
58	24.IX 1968	03-34	40,3	143,9	20	5,75
59	25.IX 1968	21-36	41,9	142,3	30	5,0
60	7.X 1968	20-49	41,9	142,7	60	6,5
61	14.X 1968	09-11	38,3	142,3	50	5,25
62	7.XI 1968	09-19	40,2	142,2	30	5,5
63	11.XI 1968	14-41	40,6	143,1	50	5,5
64	12.XI 1968	08-57	41,2	144,2	70	5,5
65	12.XI 1968	14-04	40,1	142,8	30	5,25
66	13.XI 1968	18-41	40,5	142,6	50	6,0
67	24.XI 1968	21-21	40,6	142,1	50	6,0
68	28.XI 1968	07-00	40,3	142,6	20	5,0
69	25.XII 1968	03-56	41,7	142,9	30	5,6

Землетрясение 11

Форшоки

1	2. VIII 1967	00-44	44,2 с.ш.	146,9 в.д.	30	5,0
2	24.VIII 1967	03-21	43,8	147,4	30	5,75
3	8.VI 1968	05-29	43	147,2	40	6,0
4	11.VIII 1969	21-26	43,	147,8	20	7,5
5	11.VIII 1969	21-27	43,3	147,8	20	8,0

Продолжение таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
295	04	21	58	202	34	85	38	323	37	2
40	04	137	64	307	24	198	36	63	43	2
128	15	24	40	235	46	340	15	84	40	2
111	42	205	04	298	46	168	32	60	27	1
331	03	66	58	237	30	124	35	358	40	2
103	38	08	08	266	53	149	18	48	31	1
12	16	115	42	267	42	160	17	55	42	2
107	29	08	00	288	60	157	20	59	20	1
178	00	88	46	08	44	134	30	243	30	4
333	01	64	54	241	34	122	34	03	36	2
66	05	165	67	334	22	227	38	88	45	4
355	16	106	52	253	34	148	20	34	48	2
113	01	19	63	205	26	317	87	89	41	2
125	40	20	18	270	46	64	42	165	12	1
113	39	08	17	262	46	156	14	52	40	1
112	46	08	14	266	41	156	20	48	42	1
356	47	113	22	221	34	318	14	68	52	2
117	41	12	17	264	44	158	14	54	42	1
168	54	297	24	40	24	260	60	138	16	3
80	04	74	50	347	39	228	30	113	36	4
239	05	142	54	333	35	207	40	88	30	4
57	04	155	56	324	33	209	32	88	40	4
113	46	10	13	268	40	159	20	48	42	1
110	46	239	29	346	28	190	60	81	10	3
38	11	150	62	302	24	199	30	67	50	2
104	42	03	14	259	44	150	18	46	40	1
87	45	346	11	243	42	132	20	25	40	1
118	58	348	21	248	21	150	21	22	60	1
330	01	61	64	239	23	352	40	127	40	2
39	54	294	10	197	34	328	44	88	27	1
166	41	266	09	06	47	225	36	119	20	3
132	39	28	16	281	46	174	14	72	40	1
129	16	257	66	34	17	154	56	294	28	3
107	46	08	11	267	41	155	22	46	39	1
104	45	03	11	263	42	151	22	43	40	1
154	21	48	34	268	47	105	41	08	08	2
106	10	220	63	11	23	133	50	267	30	3
111	42	20	02	287	48	163	27	57	30	1
104	17	219	52	03	32	144	51	260	19	3
107	43	01	15	256	43	149	17	43	42	1
129	70	28	04	296	20	190	40	48	44	1
113	20	239	58	12	13	148	58	273	20	3
322	08	67	60	228	29	352	45	119	30	2
27	03	123	65	292	24	184	36	48	44	2
107	37	13	06	274	52	155	20	52	30	1
239	07	141	42	336	48	199	34	93	22	4

августа 1969 г.

156	39	57	09	314	48	203	18	98	36	1
133	08	34	48	229	38	342	26	98	39	3
157	25	48	01	340	65	110	16	206	18	1
170	32	262	06	01	59	220	26	121	17	1
175	30	265	01	355	60	225	21	125	20	1

1	2	3	4	5	6	7
---	---	---	---	---	---	---

Афтершоки

1	12. VIII 1969	04-53	43,1 с.ш.	147,8 в.д.	30	6,25
2	12. VIII 1969	05-03	43,4	148,1	20	7,0
3	12. VIII 1969	05-53	43,6	148,8	30	6,75
4	12. VIII 1969	09-33	43,4	147,7	20	6,0
5	12. VIII 1969	13-18	43,6	148,1	20	6,0
6	12. VIII 1969	21-16	43,0	146,6	20	5,75
7	12. VIII 1969	23-06	43,6	148,0	20	6,0
8	13. VIII 1969	03-29	43,6	147,6	20	5,5
9	13. VIII 1969	04-28	43,5	148,2	20	5,5
10	13. VIII 1969	08-31	43,8	148,0	20	6,0
11	13. VIII 1969	22-57	44,0	148,4	30	6,25
12	14. VIII 1969	14-19	43,2	147,7	30	7,0
13	15. VIII 1969	04-32	43,3	147,8	20	6,5
14	15. VIII 1969	10-02	43,1	148,3	20	6,25
15	15. VIII 1969	22-43	43,2	147,5	20	5,25
16	16. VIII 1969	09-03	43,9	148,5	20	5,25
17	16. VIII 1969	15-15	43,3	147,5	55	6,0
18	16. VIII 1969	17-13	43,2	147,6	20	5,5
19	18. VIII 1969	11-43	43,7	148,6	40	5,75
20	19. VIII 1969	08-49	43,6	148,2	20	6,6
21	21. VIII 1969	13-24	43,6	148,1	20	5,5
22	30. VIII 1969	07-11	43,7	147,8	20	6,5
23	30. VIII 1969	07-54	43,6	146,5	40	5,5
24	30. VIII 1969	08-28	43,5	147,8	30	6,5
25	4. IX 1969	21-12	43,8	147,5	30	5,75
26	6. IX 1969	07-43	43,8	147,4	30	5,5
27	13. IX 1969	11-52	43,5	147,7	40	5,5
28	27. IX 1969	04-02	43,8	147,1	20	5,5
29	29. IX 1969	17-58	43,3	148,0	30	5,75
30	2.II 1970	17-22	43,4	147,6	25	5,5
31	2.II 1970	17-49	43,3	147,6	25	5,9
32	26.II 1970	23-29	43,3	147,8	45	5,75
33	18.IV 1970	23-25	42,9	147,4	40	6,0
34	22.VI 1970	21-33	43,5	147,6	50	5,9
35	9.VII 1970	08-11	43,7	148,6	40	5,5
36	9.VII 1970	12-11	43,8	148,4	30	5,9
37	8.X 1970	23-36	43,8	147,5	45	5,75

Окончание таблицы

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
224	65	330	08	65	24	305	48	170	33	3
144	29	241	13	352	58	100	10	195	30	1
136	62	352	22	257	15	160	22	19	62	3
129	49	27	13	286	13	178	22	66	43	3
155	39	254	09	354	50	214	34	110	20	1
105	40	03	20	246	44	145	22	42	44	3
215	56	317	11	56	35	284	45	164	26	3
215	36	304	04	41	54	267	26	175	22	3
13	14	117	46	272	41	160	20	53	42	4
74	03	169	53	341	35	226	31	105	38	2
22	13	127	52	283	38	59	45	175	24	4
96	54	340	18	240	31	136	22	18	50	3
101	44	352	13	256	43	146	20	40	40	3
181	29	87	07	344	60	228	14	129	26	1
110	52	08	08	272	36	159	26	42	41	3
02	09	104	53	267	36	154	26	37	42	4
60	08	150	40	319	50	204	20	99	34	2
123	50	04	16	275	41	166	20	56	42	3
75	31	181	35	324	48	223	10	123	40	2
26	22	135	37	273	45	174	10	74	44	4
113	50	07	11	269	38	160	24	44	43	3
155	32	51	22	293	51	196	07	99	39	1
108	05	205	49	14	42	257	28	144	35	2
165	39	202	07	00	52	221	32	117	20	1
101	06	199	52	05	37	250	29	132	38	2
130	03	35	50	224	40	341	29	96	36	3
209	58	342	23	81	20	309	62	179	18	3
25	10	126	48	225	41	62	40	174	23	4
206	25	111	08	03	65	250	10	156	24	1
168	32	261	03	354	58	121	20	220	24	1
167	31	260	03	353	58	118	20	217	24	1
199	31	106	04	08	58	149	24	247	19	1
115	44	11	14	270	41	161	20	53	42	3
116	46	15	10	275	43	162	22	54	39	3
178	42	272	03	03	48	126	26	234	30	1
188	28	96	03	02	64	140	20	236	16	1
128	08	25	56	225	33	335	28	95	44	4

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора	3
Введение	7
Глава I. Общая характеристика Курило-Камчатской зоны	13
Глава II. Сейсмотектонические параметры сейсмичности	19
II. 1. Очаговая зона землетрясения	20
Модель сейсмического разрыва	20
Размеры очага и сейсмического разрыва	24
II. 2. Энергетические параметры очага и совокупности очагов . .	27
Дислокационная модель очага и его энергия	27
Долговременный энергетический параметр сейсмичности .	29
II. 3. Суммарная сейсмическая дислокация	30
Определение суммарной сейсмической дислокации . . .	30
Связь величины суммарной сейсмической дислокации с видом напряженного состояния	31
Выводы	38
Глава III. Картрирование сейсмотектонических параметров	39
III. 1. Детальность картрирования	39
III. 2. Точность картрирования	42
Устойчивость решений "механизма очагов"	42
Исходные данные для графиков повторяемости	43
III. 3. Надежность картрирования	51
Оценка представительности данных о "механизме очагов" .	51
Учет очагов с неизвестным "механизмом" при картировании величины сейсмогенности	53
Выводы	54
Глава IV. Сейсмотектоническая ситуация в очаговых зонах	56
IV. 1. "Механизм очагов" и главные направления напряженного состояния среды в очагах	56
"Механизм очагов" афтершоков и форшоков, сопровождав- ших землетрясения со сбросо-сдвиговыми подвижками . .	56
"Механизм очагов" афтершоков и форшоков, сопровож- давших землетрясения с взбросо-сдвиговыми подвижками .	61
IV. 2. Напряженное состояние в очаговых зонах	69
Статистика динамических параметров очагов	70
Изменения интенсивности подвижек и их типа во времени .	74
Напряженное состояние накануне возникновения землетря- сений со сбросо-сдвиговыми подвижками	81
Напряженное состояние накануне возникновения земле- трясений с взбросо-сдвиговыми подвижками	84
IV. 3. Сейсмотектоническая интерпретация "механизма очагов" .	85
Подвижки и их плоскости	85
Сейсмические дислокации в очаговых зонах вдоль на- правлений промежуточного напряжения	88
Выводы	97
Глава V. Параметры сейсмического режима в очаговых зонах и их связь с напряженным состоянием среды	99
V. 1. Закономерности изменения параметров форшоков и афтер- шоков во времени	104
Распределения во времени числа толчков и величины ак- тивности	104
Закономерности высвобождения максимальных касательных напряжений	112
Закономерности изменения во времени углового коэффи- циента графика повторяемости	113

V. 2. Осредненные параметры сейсмического режима в очаговых зонах	117
Средние значения углового коэффициента графика повторяемости форшоков и афтершоков	117
Зависимость числа афтершоков и их активности от величины главного землетрясения	123
Дефицит активности форшоков	126
V. 3. Прочность среды в очаговых зонах	131
Изменение прочности среды в процессе деформирования	132
Изменение прочности среды в процессе разрушения	134
Выводы	135
Глава VI. Характеристика сейсмичности с помощью параметров сейсмического режима	137
VI. 1. Модельные исследования параметров сейсмического режима	138
Параметры сейсмического режима в условиях сжатия	139
Параметры сейсмического режима в условиях растяжения	141
VI. 2. Дифференциация зон сейсмичности по преимущественным типам подвижек и напряженному состоянию среды	142
Распределение типа и интенсивности подвижек	143
Главные напряжения и напряженное состояние среды	148
VI. 3. Эмпирические данные о сейсмическом режиме	153
Параметры графика повторяемости	153
Поля активности и сейсмической энергии точечных очагов	159
Выводы	162
Глава VII. Характеристика сейсмичности с помощью сейсмотектонических параметров	163
VII. 1. Описание сейсмичности с помощью величины сейсмогенности	163
Распределение сейсмогенности в Курило-Камчатской зоне	163
Дифференциация сейсмогенности по величине максимального землетрясения	166
VII. 2. Глубинная сейсмотектоническая структура островных дуг	171
Глубинная сейсмотектоника Курило-Камчатской зоны	171
Сейсмотектоническая структура северо-западного сектора Тихоокеанского сейсмического пояса	174
Выводы	176
Заключение	179'
Литература	183
Приложение (таблица)	192

Валентина Николаевна Аверьянова

ГЛУБИННАЯ СЕЙСМОТЕКТОНИКА
ОСТРОВНЫХ ДУГ
(Северо-запад Тихого океана)

Утверждено к печати Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом
Дальневосточного научного центра АН СССР

Редактор Л.А. Рабинович
Редактор издательства И.С. Власов
Художественный редактор В.А. Чернецов
Технический редактор Г.В. Лазарева

Подписано к печати 6/III-75 г. Т - 03068
Усл.печл. 19,25+1,6 вкл. Уч-изд. л. 21,6.
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетн. № 1
Тираж 800 экз. Тип. экз. 1676
Цена 1р. 92к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГПС,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 p. 92 κ.

1573