

4. СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС (Викулин, 2003).

Постановка проблемы, класс сильнейших землетрясений, класс сильных землетрясений, сейсмический цикл, блочное строение сейсмофокальной зоны, повторяемость землетрясений, три стадии сейсмического цикла, о периодичности сейсмического процесса, о методике исследования распределения землетрясений во времени, особенности распределения землетрясений во времени, класс сильных форшоков и афтершоков, квазипериодичность сейсмического процесса, миграция землетрясений, взаимодействие землетрясений, феноменологическая модель сейсмического процесса, прогноз времени сильнейших землетрясений и мест расположения их очагов, механическая модель сейсмического процесса.

Постановка проблемы. Вывод новой глобальной тектоники о возможности описания мировой сейсмичности в рамках модели взаимодействующих литосферных плит (см. последний параграф предыдущего III раздела) с очевидностью указывает на то, что процессы, протекающие в очагах землетрясений, *изначально* следует рассматривать как такие *взаимосвязанные явления*, которые реализуются в условиях *планетарного* упругого поля, создаваемого ансамблем движущихся тектонических плит. В рамках такого подхода основную задачу сейсмологии – изучение землетрясений, следует перефразировать следующим образом – *изучение землетрясений как взаимосвязанных событий*. К выводу о том, что землетрясения представляют собой взаимосвязанные события независимым образом пришли многие исследователи (см. третий параграф III раздела)

Другими словами, с позиции современных тектонических представлений первоосновой процесса является *не отдельно взятое изолированное землетрясение* – такого явления в «жизни» Земли не существует, а *совокупность взаимосвязанных землетрясений – сейсмический процесс*, реализуемый в глобальном тектоническом поле. Движителем (источником) такого процесса, очевидно, должно быть явление планетарного масштаба.

К выводу о том, что землетрясения являются взаимосвязанными событиями, можно прийти и из анализа комплексных геофизических данных.

Необходимость исследования землетрясений как взаимосвязанных событий была очевидной, пожалуй, с того момента, как люди впервые обратили свое внимание на это грозное явление природы и стали вырабатывать соответствующие средства защиты. Эффекты группирования землетрясений и закономерного размещения их очагов в пространстве и во времени были отмечены уже первыми составителями описаний и списков сейсмических событий.

В 1915 г., когда сейсмология еще не являлась самостоятельным разделом науки, начала свою работу сейсмическая станция в Петропавловске-Камчатском, удаленном в то время от научных центров на максимально возможное на нашей планете расстояние. Первый наблюдатель станции - чиновник радиотелеграфа А.А.Пурин, был, несомненно, человеком активным и эрудированным. С аппаратурой станции - наисовременнейшим по тем временам сейсмографом Б.Б.Голицына, как и с текстом его книги «Лекции по сейсмометрии» (Голицын, 1912), он познакомился, как говорится, «с колес», после получения их в морском порту, куда они после полугодичного путешествия прибыли из Санкт-Петербурга. Но уже через один - два года работы на станции в результате обработки сейсмограммного материала и сбора макросейсмических данных о землетрясениях и извержениях камчатских вулканов он уверенно писал в своей брошюре: «...если не предсказывать, то по крайней мере наметить пределы времени, между которыми следует ожидать наступление крупной катастрофы, можно и теперь».

Полученные к настоящему времени данные геофизических исследований позволяют интуитивно сформулировать очевидное предположение о существовании взаимосвязи между сильными землетрясениями в виде научно обоснованной концепции

волнового сейсмического процесса, в рамках которой совокупность землетрясений оказывается возможным аналитически описать в пространстве и во времени с учетом их взаимодействия друг с другом и с другими планетарными явлениями.

Одной из первых важных особенностей сейсмичности, на которую исследователи достаточно давно обратили свое внимание, было свойство *периодичности* - повторяемости наиболее сильных землетрясений в одном месте через определенный интервал времени.

Развитие инструментальной сейсмологии, завершение создания мировой сети сейсмических станций, введение в 1945 г. в практику сейсмологических наблюдений понятия магнитуды и построение на ее основе мировых и региональных каталогов землетрясений послужило основой для достаточно полного описания географии планетарной сейсмичности и, как следствие, введения концепции *сейсмических поясов*, узкими полосами простирающимися вдоль всей поверхности планеты на многие тысячи и десятки тысяч километров.

Уже первые результаты инструментального исследования сейсмичности позволили достаточно убедительно подтвердить замеченное ранее рядом исследователей ее свойство *миграции* - т.е. закономерного перемещения во времени и в пространстве всего сейсмического пояса, некоторой его части или отдельно взятых очагов сильнейших землетрясений, включая осцилляции. Явление миграции в виде упругих импульсов зарегистрировано и в образцах горной породы. Выявление эффекта D-волн указывает на *волновую природу миграции* землетрясений.

Было также отмечено, что наиболее сильные землетрясения часто имеют тенденцию группироваться в эпохи, в течение которых практически одновременно наблюдаются на всей поверхности Земли и при этом редко происходят в интервалах времени между ними.

Явление группировки землетрясений в пространстве и во времени на меньшем масштабном уровне было установлено практически для всех сейсмоактивных районов Земли. На группировку землетрясений по величине их сейсмической энергии указывают данные о существовании при определенных значениях магнитуд статистически значимых и объяснимых на геологическом материале отклонений от линейного закона повторяемости, которые отмечались многими исследователями: $M \approx 8$ - Новая Зеландия, Северная Анатолия, Мексика, Япония, Алеутские острова, Эгейское море, Южная Калифорния, Камчатка; $M = 4$, Таджикистан, $M = 5,5$, Камчатка, $M = 5 - 6$ Япония и др.

Существование таких явлений группирования землетрясений и их миграции позволяет предположить наличие между их очагами вполне определенной связи, по сути, взаимодействия, физика которого определяется свойствами пространственного, временного и энергетического распределений землетрясений.

Приведенные данные о группировке землетрясений и волновой природе миграции сейсмичности указывают на то, что совокупность землетрясений, рассматриваемая в пространстве и во времени с учетом взаимодействия между их очагами, может рассматриваться как вполне определенный физический процесс.

Определение. Под сейсмическим процессом будем понимать совокупность землетрясений протяженного региона (очага отдельно взятого землетрясения, островной дуги или всего сейсмического пояса), рассматриваемую в пространстве и во времени с учетом взаимодействия их очагов.

Данные о существовании взаимосвязи между землетрясениями, с одной стороны, и процессами в атмосфере, вариациями вращения планеты, нутацией ее полюса, гелиофизическими параметрами, космическими факторами, эклиптической долготой Луны, солнечной активностью, количеством осадков, колебаниями уровня моря - с другой, указывают на *планетарный масштаб сейсмического процесса*.

С использованием теории субдукции были разработаны механические модели, в рамках которых сейсмичность удалось связать с движением тектонических плит в результате чего и стала очевидной *тектоническая природа волн миграции*.

Таким образом, приведенные данные позволяют предположить, что сейсмический процесс следует рассматривать как волновой, планетарного масштаба процесс, имеющий тектоническую природу.

Был установлен *блоковый характер геофизической среды*, доказано, что Земля обладает *сильно выраженными нелинейными свойствами*, и показано, что закономерности сейсмичности в поясах могут быть описаны *аналитическими методами* с помощью *нелинейных волновых уравнений*.

Идеи блокового строения геофизической среды при построении моделей сейсмического процесса использовались и ранее. Отличительная особенность таких моделей состоит в том, что в них основным моментом является иерархичность и вытекающая из нее попытка дать единое описание связи землетрясений различной силы и местоположения. В контексте данного обзора основным выводом «иерархического» подхода является *сильная нелинейность* дифференциальных уравнений, с помощью которых описывается сейсмический процесс. Такой вывод находится в полном согласии с приведенными выше данными о нелинейном характере блоковой среды и является вполне закономерным, поскольку в нелинейных средах, к которым относится и земная кора, только за счет «включения» в линейное уравнение соответствующих нелинейных членов можно пытаться в рамках одной модели совместить миграционную (волновую) природу сейсмического процесса, с одной стороны, с большой продолжительностью сейсмического цикла (100 - 200 лет) и малыми значениями скоростей миграции ($10 \div 1000$ км/год) - с другой.

Таким образом, представляется, что аналитические модели, претендующие на адекватное описание сейсмического процесса, должны содержать нелинейные волновые уравнения, коэффициенты которых определяются свойствами геофизической среды и сейсмичности.

В последние годы разработано большое количество математических моделей для описания нелинейных сейсмических эффектов и процессов. Согласно этим моделям, описание нелинейных эффектов в геофизических средах оказывается возможным описать в рамках канонических нелинейных уравнений Бусинеска, Бургерса, Кортевега - де Вриза, Шредингера, \sin - Гордона и их модификаций, в которых существенными оказываются нелинейности, диссипация и дисперсия - основные характеристики и геофизической среды и волновых процессов, протекающих в ее пределах. Эти уравнения имеют довольно простую структуру, их решения в применении к конкретным физическим задачам достаточно хорошо изучены, что позволяет детально изучать физическую природу ряда фундаментальных сейсмо-тектонических (и других геофизических) процессов.

Нелинейные волновые свойства геофизической среды, имеющей блоковое (фрагментированное) строение, оказывается возможным описать, как правило, с привлечением уравнения \sin - Гордона : медленные уединенные тектонические волны при вращении фрагментов блочных сред, уединенные волны при деформировании сред с пластическими прослойками, уединенные волны в разломе земной коры. При этом, динамические возмущения имеют солитонный характер и при достижении состояния предельного равновесия в макромасштабе микровращения блоков образуют некую упорядоченную структуру.

Движущиеся блоки земной коры имеют и «вращательную» составляющую, обусловленную вращением Земли. На это указывают данные о морфоструктурах и так называемым вихревым структурам.

Развивая представления микрополярного континуума, учитывающие одновременно и трансляционные смещения и кинематически независимые микроповороты отдельных блоков, оказалось возможным в рамках одной модели описать процессы, приводящие к

излучению и тектонических уединенных и сейсмических упругих (землетрясений) волн. Полученный результат имеет принципиальное значение, так как открывает возможность построения в рамках модели микрополярного континуума механики очага тектонического землетрясения.

С позиции моментной теории упругости вывод о том, что уравнение \sin - Гордона, по сути, является уравнением движения блоковой среды, очевиден: антисимметричная часть тензора напряжений, связанная с микровращениями блоков, пропорциональна векторному произведению возвращающей силы, приложенной к поверхности вращающегося блока, на радиус поворота, и, таким образом, пропорциональна синусу угла поворота.

Успехи, достигнутые в рамках моделей геофизических сред, использующих представления о блоках,двигающихся друг относительно друга по, фактически, долгоживущим разломам, несомненны. И вместе с тем, при описании таких движений нельзя не учитывать процессов, приводящих к «залечиванию» разломов; такие процессы являются альтернативными процессу нарушения сплошности земной коры и в значительной степени определяют ее прочность. В противном случае, «за то огромное время, в течение которого на Землю действуют землетрясения, вся земная кора должна была бы расчлениваться трещинами и превратиться, грубо говоря, в песок». Учет такого рода данных неизбежно приводит нас к необходимости разработки таких нелинейных континуальных моделей, в которых при поворотах блоков напряжения накапливаются не только в пределах достаточно узких («трещинных») зон между ними, но и в значительно больших объемах, в пределах достигающих размеров всего тела.

Из приведенных выше данных следует, что физическое содержание моделей сейсмического процесса, связанное с его волновой тектонической природой и планетарным масштабом явления, по сути, обеспечивается за счет отождествления концепций очага землетрясения, как вполне определенного объема сейсмофокальной зоны, и блокового строения геофизической среды. Совмещение таких концепций, с очевидностью, влечет за собою выполнение вполне определенных условий. А именно, в свете представленных выше данных, само землетрясение, т. е. выделение энергии при сейсмическом толчке, происходит вследствие такого движения в его очаге, источником которого является взаимодействие «элементарных» сейсмофокальных блоков друг с другом, по сути, имеющее далекодействующий характер.

Ясно, что общепринятые в настоящее время модели очага землетрясения: лавинно неустойчивое образование трещин, дилатации, консолидационная и др., основанные на, по сути, «локальном» принципе упругой отдачи Рейда (см. III раздел) *не в состоянии объяснить* далекодействующий механизм взаимодействия в силу того, что упругие напряжения в такого рода моделях концентрируются внутри очага в узкой зоне, примыкающей к магистральному разрыву плоской формы.

Необходимость поиска новых («не локальных») моделей очага землетрясения вытекает, в том числе, и из других данных, указывающих на существование класса «замедленных», «безмолвных» и многократных - мультиплетных землетрясений. Попытка построения теории процесса при таких явлениях приводит к появлению большого количества условий, которые, вряд ли, удастся согласовать в рамках общепринятых на настоящий момент времени представлений о процессе в очаге землетрясения.

Интенсивное развитие инструментальной базы наблюдательной сейсмологии, имевшее место в течение последних десятилетий, позволили значительно расширить спектр упругих колебаний, регистрируемых при сейсмических событиях. Так, в настоящее время уверенно регистрируются собственные колебания планеты, собственные колебания тектонических плит и длиннопериодные (до 200 - 300 сек и, по-видимому, более) колебания при землетрясениях. При этом, методами длиннопериодной сейсмологии оказывается возможным с большой разрешающей способностью выполнять амплитудно - частотный анализ колебаний в широком спектре частот. Такие способы регистрации и

анализа, в частности, и позволили выявить мультиплетный характер движений при некоторых главных толчках достаточно сильных землетрясений и показать достаточно сложное строение их очагов. Попытка классификации причин и условий возникновения медленных («молчаливых», «безмолвных» и т.д.) землетрясений и крипа, проведенная в работе, практически ставит такие события в один ряд явлений с собственными колебаниями Земли.

Для объяснения цикличности сейсмического процесса предложена простая модель, в основе которой заложены представления о *винтовой дислокации* в упругой среде. Объяснение цикличности сейсмического процесса дается и в рамках клавишной модели, в которой сейсмофокальные блоки *слабо* связаны друг с другом. Следует также отметить и то, что общепринятые в настоящее время модели очага землетрясения не в состоянии дать физически обоснованное объяснение отмечавшейся выше связи между сейсмичностью и режимом вращения планеты.

Как видим, модель очага землетрясения, которая, очевидно, должна соответствовать концепции волнового сейсмического процесса тектонической природы, в то же время, во-первых, должна быть в состоянии описывать «элементарные» источники упругих колебаний, размеры которых лежат в широком диапазоне от очагов сильнейших землетрясений (первые сотни - тысяча километров) и их объединений в виде островных дуг (первые тысячи километров) до сейсмических поясов (десятки тысяч километров) и, по-видимому, всей планеты в целом. И, во-вторых, иметь геометрию, отличную от плоской.

Таким образом, волновому сейсмическому процессу должна соответствовать новая, отличная от общепринятых «плоских», модель очага землетрясения, физическое содержание которой определяется таким свойством сейсмического процесса, как дальнедействующий характер взаимодействия «элементарных» сейсмофокальных объемов.

Было выявлено такое свойство сейсмических поясов, как *seismic gaps* - места, в пределах которых землетрясения с достаточно большой магнитудой не происходили в течение многих десятков - первых сотен лет. При этом, концепция *seismic gap* оказалась достаточно плодотворной для целей долгосрочного прогноза мест очагов сильнейших землетрясений и оправдываемость такого прогноза для островных дуг и континентальных окраин Тихого океана оказалась достаточно высокой, не менее 70-90%.

Анализ некоторых из приведенных выше результатов исследований привел М. Бота - автора одного из первых обзоров по проблеме прогноза землетрясений, к выводу о существовании между землетрясениями *крупномасштабной связи*, исследование которой необходимо проводить в рамках всей планеты, представляющей собою, т.о., единую напряженную систему. Миграционные цепочки М.Ботом отождествляются с волнами вполне определенной природы, по сути, как теперь уже ясно - тектонической. При этом им отмечено, что в случае, если известно значение скорости миграции, то можно с достаточно высокой точностью *предсказать время* последующих землетрясений в цепочке.

Высокое значение оправдываемости указывает на то, что долгосрочный прогноз является более детерминированным, чем статистическим, а заложенные в его основе закономерности сейсмичности (т. е. *seismic gap*) - адекватными. Концепции *seismic gap* и очага сильнейшего землетрясения, по сути, являются близкими. Поэтому представляется, что установленное на практике свойство «адекватности», с математической точки зрения, может указывать на принципиальную возможность разрешимости проблемы прогноза землетрясений в рамках волновой модели сейсмического процесса.

Физическое описание процесса при переходе на новый масштабный уровень его рассмотрения часто сопровождается появлением качественно новых представлений. Например, переход к системе, содержащей большое количество частиц, как известно, может сопровождаться появлением новых своеобразных статистических закономерностей,

которые не удастся свести к чисто механическим. В этой связи при разработке планетарной модели сейсмического процесса, включающей большое число «элементарных» сейсмофокальных объемов - очагов землетрясений, и ее осмыслении имеет смысл поискать и другие подходы к построению новой механики очага землетрясения.

Исследование временных и пространственных закономерностей сейсмичности, связанных с моментами сильнейших землетрясений и местами расположения их очагов, привело к появлению концепции сейсмических брешей. Оказалось, что базирующийся на такой концепции долгосрочный сейсмический прогноз сильнейших землетрясений для островных дуг и континентальных окраин Тихого океана имеет оправдываемость, значение которой составляет 70-90%. Такое высокое значение оправдываемости указывает на то, что долгосрочный прогноз является более детерминированным, чем вероятностным. Другими словами, заложенная в основе такого прогноза закономерность, по сути, является фундаментальной и может использоваться в качестве инструмента, позволяющего исследовать физику сейсмического процесса.

Класс сильнейших землетрясений (Викулин, 1990, 2003). Получившая экспериментальное подтверждение гипотеза С.А.Федотова о закономерном распределении очагов сильнейших землетрясений - их «непересечении» в течение сейсмического цикла, позволяет предположить существование вполне определенного класса сейсмических событий. Для определения нижней магнитудной границы был проведен анализ с использованием данных о землетрясениях северо-западной окраины Тихого океана, включающей Японскую, Курило-Камчатскую и Алеутскую островные дуги общей протяженностью около десяти тысяч километров.

На рис. 4.1 представлены афтершоковые области сильных землетрясений, происшедших в пределах северо-западной окраины Тихого океана в XX столетии.

Данные, приведенные на этом рисунке, показывают, что существует такое значение магнитуды M_{SP} , в малой окрестности которого взаимное расположение афтершоковых областей имеет следующую особенность: афтершоковые области землетрясений с $M \geq M_{SP}$ имеют тенденцию не перекрывать друг друга, в то время как афтершоковые области землетрясений с $M < M_{SP}$ практически полностью расположены внутри афтершоковых областей более сильных событий. Особые значения магнитуд для разных районов рассматриваемого региона оказались близкими друг другу и равными: $M_{SP}^{(J)} = 7,5$ - для Японии, $M_{SP}^{(Kur)} = 7,9$ - для южных Курил, $M_{SP}^{(Kam)} = 7,6$ - для северных Курил - Камчатки и $M_{SP}^{(Al)} = 7,9$ - для Алеутских островов - южной Аляски. В целом, для северо-западной окраины Тихого океана значение особой магнитуды оказалось равным:

$$M_{SP} = 7,7 \pm 0,2, \quad (4.1)$$

где индекс «SP» обозначает, что соответствующее значение является особенностью пространственного распределения.

Землетрясения с $M \geq M_{SP}$ в дальнейшем будем называть сильнейшими.

Класс сильных землетрясений. Анализ сейсмичности показал, что сейсмическая активность афтершоков и форшоков в эпицентральных областях сильнейших курило-камчатских землетрясений с $M \approx 8$ имеет локальный минимум. Существование сейсмических затиший физически вполне очевидно. Из общих соображений, основанных на теории прочности, ясно, что эпицентр является физически объяснимой точкой, в окрестности которой сбрасываемые при землетрясении напряжения достигают максимальных значений. Другими словами, вблизи эпицентра должна существовать область, в пределах которой в течение определенного времени как до, так и после землетрясения наблюдается минимум сейсмической активности.

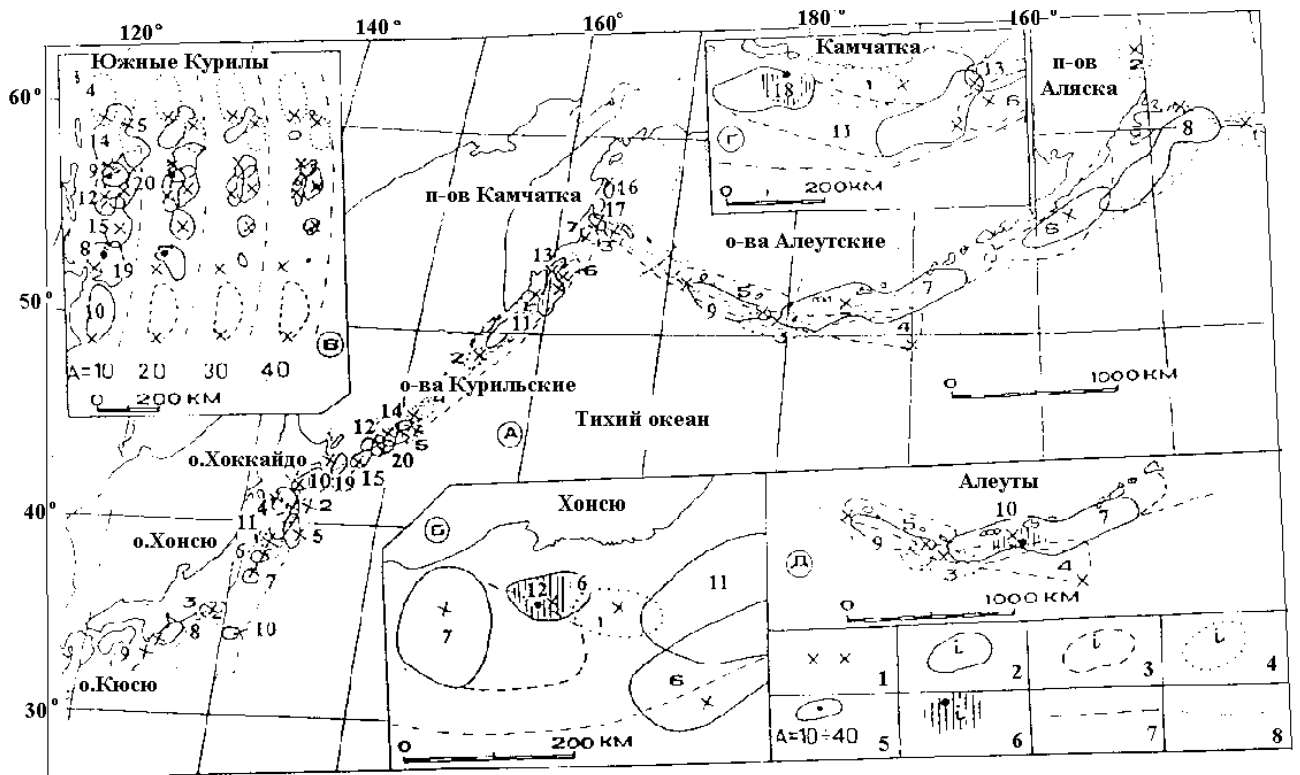


Рис. 4.1. Взаимное расположение афтершоковых областей сильнейших ($M \geq M_{sp}$) землетрясений 1899 – 1986 гг, происшедших в пределах северо-западной части Тихого океана (а), о.Хонсю (б), Южных Курил (в), Южной Камчатки (г), и центральной части Алеутских островов (д), (Викулин, 1987, 1990). 1 – эпицентры сильнейших землетрясений: $M \geq M_{sp}^{(J)} = 7.5$ – Япония; $M \geq M_{sp}^{(Kur)} = 7.9$ – Южные Курилы; $M \geq M_{sp}^{(Kam)} = 7.6$ – Северные Курилы – Камчатка; $M \geq M_{sp}^{(Al)} = 7.9$ – Алеутские о-ва – Аляска; 2, 3, 4, - уверенные, менее уверенные и вероятные границы афтершоковых областей сильнейших землетрясений соответственно; I – индекс, обозначающий порядковый номер землетрясения согласно прилагаемых списков; 5 – изолинии сейсмической активности $A = 10, 20, 30, 40$, проведенные в очагах соответствующих сильнейших землетрясений по афтершокам первого года; 6 - эпицентры землетрясений с $M = M_{sp} - 0.1$ и их афтершоковые области; 7 – оси глубоководных желобов; 8 – изобата 3000 м.

Списки землетрясений:

О.Хонсю. 1 – 01.11.1915, $M=7.7$; 2 – 03.05.1919, $M=7.6$; 3 – 01.09.1923, $M=8.2$; 4 – 09.03.1931, $M=7.6$; 5 – 03.03.1933, $M=8.3$; 6 – 03.11.1936, $M=7.7$; 7 – 05.11.1938, $M=7.7$; 8 – 07.12.1944, $M=8.0$; 9 – 21.12.1946, $M=8.1$; 10 – 26.11.1953, $M=7.5$; 11 – 16.05.1968, $M=7.9$; 12 – 12.06.1978, $M=7.4$.

О.Хоккайдо - Курилы-Камчатка. 1 – 25.06.1904, $M=7.7$; 2- 01.05.1915, $M=8.3$; 3 – 30.01.1917, $M=8.1$; 4 – 07.09.1918, $M=8.2$; 5 – 08.11.1918, $M=7.9$; 6 – 03.02.1923, $M=8.5$; 7 – 24.02.1923, $M=7.7$; 8 – 11.09.1935, $M=7.7$; 9 – 21.02.1937, $M=7.6$; 10 – 04.03.1952, $M=8.3$; 11 – 04.11.1952, $M=8.5$; 12 – 06.11.1958, $M=8.2$; 13 – 04.05.1959, $M=7.6$; 14 – 13.10.1963, $M=8.0$; 15 – 11.08.1969, $M=8.2$; 16 – 22.11.1969, $M=7.7$; 17 – 15.12.1971, $M=7.8$; 18 – 28.02.1973, $M=7.9$; 19 – 17.06.1973, $M=7.9$; 20 – 24.03.1978, $M=8.0$.

Алеутские о-ва - Аляска. 1 – 10.09.1899, $M=8.6$; 2 – 27.08.1904, $M=8.3$; 3 – 17.08.1906, $M=8.3$; 4 – 07.03.1929, $M=8.1$; 5 – 17.12.1929, $M=8.0$; 6 – 10.11.1938, $M=8.2$; 7 – 09.03.1957, $M=7.9$; 8 – 28.03.1964, $M=8.3$; 9 – 04.02.1965, $M=8.5$; 10 – 07.05.1986, $M=7.7$.

С использованием сейсмологического материала Камчатки показано, что минимум сейсмической активности (сейсмические дыры) как закономерное явление существует в эпицентральных областях всех землетрясений энергетических классов

$$K \geq K_{sp} = 12,5 (M \geq M_{sp} = 5,3), \quad (4.2)$$

которые названы сильными.

Области сейсмического затишья в эпицентральных областях достаточно сильных землетрясений выделены во всех сейсмических регионах планеты независимо от уровня их активности. Это указывает на то, что существование класса сильных землетрясений является достаточно общим свойством сейсмического процесса. (Отметим, что индекс «sp» в (4.2) отмечен обычными буквами, в то время как индекс «SP» в (4.1) – заглавными).

Сейсмический цикл (Викулин, 1990, 2003). Если тенденция к такому взаимному расположению афтершоковых областей землетрясений северо-западной окраины Тихого океана сохранится и в дальнейшем, то отмеченная особенность будет существовать в течение отрезка времени, названного С.А. Федотовым (1965, 1968) сейсмическим циклом, продолжительность которого составляет:

$$T_{SP} = 190 \pm 40 \text{ лет.} \quad (4.3)$$

Ранее на материале землетрясений Камчатки, Курил и северо-восточной Японии для продолжительности сейсмического цикла С.А. Федотовым было получено значение равное $T_{\phi} = 140 \pm 60$ годам. Как видим, обе оценки T_{SP} и T_{ϕ} не противоречат друг другу.

Однако, между величинами T_{SP} и T_{ϕ} имеется существенное отличие. Оно заключается в том, что значение T_{SP} (и M_{SP}) было получено только на основании анализа свойств распределения очагов сильных землетрясений в пространстве, в то время как значение T_{ϕ} было определено в том числе и с использованием данных о повторяемости сильнейших землетрясений в одном месте. Т.е. сейсмический цикл по С.А.Федотову представляет собою концепцию, «усредняющую» (перемешивающую) свойства пространственного и временного распределений землетрясений.

Для определения функции распределения очагов землетрясений по их размерам был предложен способ, основанный на экспериментально установленном значении оправдываемости долгосрочного сейсмического прогноза сильнейших землетрясений, которое, как отмечалось выше, можно принять равным $P_{pr} = 0,7-0,9 \approx 0,8$. Требуя, чтобы величина пересечения площади, занятой афтершоками сильнейших землетрясений, не превышала $1 - P_{pr} \approx 0,2$, для определения положения границ очагов сильнейших землетрясений было предложено правило, использующее данные об афтершоках первого года и (или) макросейсмические данные о главном толчке.

Выделенные с помощью такого правила очаги сильнейших землетрясений в пределах северо-западной окраины Тихого океана, представлены на рис. 4.1.

«Элементарные» блоки. С момента появления первых данных инструментальных детальных сейсмологических наблюдений стало очевидно, что сейсмофокальная зона имеет блоковое строение. Это подтверждается и взаимным расположением афтершоковых областей сильнейших землетрясений. Действительно, как видно из данных, представленных на рис. 4.1, места стыка таких областей, как правило, приходятся на выявленные поперечные разломы, секущие сейсмофокальную зону вкрест ее простирания, или расположены на продолжении полуостровов, проливов и определенных на суше тектонических нарушений. Наличие соответствия между взаимным расположением афтершоковых областей сильнейших землетрясений, с одной стороны, и положением «элементарных» сейсмофокальных блоков - с другой, достаточно убедительно было показано в рамках «клавишной модели» Л.И. Лобковского и Б.В. Баранова (Лобковский, 1988).

Повторяемость сильнейших землетрясений. Для тех сегментов окраины Тихого океана, для которых ряд наблюдений имеют достаточно большую продолжительность, значения повторяемостей сильнейших землетрясений оказались близкими (табл. 4.1), составляя для окраины Тихого океана, в целом:

$$T_r = 100 \pm 50 \text{ лет.} \quad (4.4)$$

Таблица 4.1. *Повторяемость сильнейших землетрясений в разных регионах Тихоокеанского кольца.*

| Регион | M | Даты сильнейших землетрясений | T ₁ , год | T ₂ , год |
|--------------------|-----|-------------------------------|----------------------|----------------------|
| Камчатка | | | | |
| Камчатский залив | 8.4 | 22.08.1792 | 131 | 90 ± 40 |
| | 7.7 | 24.02.1923 | | |
| | 7.8 | 15.12.1971 | 48 | |
| Кроноцкий залив | 8.5 | 03.02.1923 | 36 | |
| | 7.6 | 04.05.1959 | | |
| Авачинский залив | 8.3 | 17.10.1737 | 104 | |
| | 8.4 | 17.05.1841 | | |
| | 8.5 | 04.11.1952 | 111 | |
| Япония | | | | |
| Район Токио | 7.9 | 31.01.1605 | 98 | 130 ± 50 |
| | 8.2 | 31.12.1703 | | |
| | 8.2 | 01.09.1923 | | |
| Юго-западнее Токио | 8.6 | 20.09.1498 | 107 | |
| | 7.9 | 31.01.1605 | | |
| | 8.4 | 28.10.1707 | | |
| | 8.4 | 23.12.1854 | | |
| | 8.0 | 07.12.1944 | 90 | |
| Перу | | | | |
| Район Кальяо | 8.3 | 1513-1515 | 72 | 110 ± 50 |
| | 8.5 | 09.07.1586 | | |
| | 8.5 | 20.10.1687 | | |
| | 8.0 | 28.10.1746 | | |
| | 8.0 | 24.08.1942 | | |
| Алеуты | | | | |
| Полуостров Аляска | 8.0 | 22.07.1788 | 150 | 100 ± 50 |
| | 8.3 | 10.11.1938 | | |
| Ближние острова | 8.0 | 17.08.1906 | 59 | |
| | 8.5 | 04.02.1965 | | |

Примечание: T₁, T₂ и T₃ – периоды повторения сильнейших землетрясений в одном месте, пределах района (дуги) и в масштабе всего Тихоокеанского кольца соответственно; T₃ = 100 ± 150 лет.

Наиболее показательным в этом отношении является желоб Нанкай (рис. 4. 2), для которого каталог сильнейших землетрясений имеется с 684 г. С 1498 г. такой каталог является, по-видимому, полным.

Примерное равенство T_{SP} ≈ 2T_r соответствует наблюдавшейся в XX веке закономерности, согласно которой вкрест сейсмофокальной зоны Тихого океана располагались не более чем две афтершоковые области сильнейших землетрясений (рис. 4.1).

Значения повторяемостей сильнейших тихоокеанских землетрясений, не выходящие за пределы интервала (4.4), ранее были получены многими другими авторами. Следует отметить, что близкие значения повторяемости наиболее сильных (разрушительных) землетрясений были отмечены и для других сейсмических поясов

планеты: 90 - 140 лет - для Кавказа и 150 лет - для Анатолийского разлома. Такой же период - по сути, сейсмический цикл, был установлен для Японии. Период, равный 200 годам, выделен и на сейсмологическом материале Новой Зеландии.

Данные за достаточно продолжительные отрезки времени, очевидно, могут характеризоваться и большими периодами. Так из данных, представленных на рис. 4.2, для желоба Нанкай (ряд наблюдений продолжительностью более $\Delta t=1300$ лет) выделяются характерные периоды, равные 600 и 1200 годам. Близкая ситуация имеет место и для других сейсмических регионов планеты. Наряду с периодом, близким T_r , для Армении ($\Delta t=1300$ лет) выделяется период «общей продолжительностью 800-950 лет, сейсмоактивная часть которого охватывает около 600 лет», для землетрясений Турции ($\Delta t=2300$ лет) - выделяется период продолжительностью 250-300 лет. Для Китая ($\Delta t=2200$ лет) выделены периоды продолжительностью 240-280 и около 1000 лет.

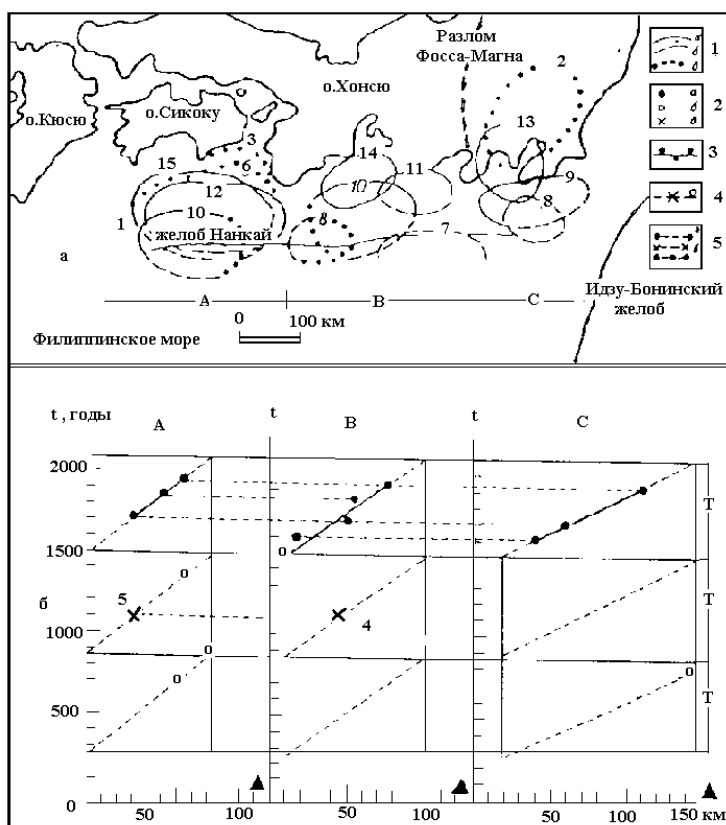


Рис. 4.2. Расположение очаговых областей землетрясений с $M \geq 7.9$ в 684 – 1946 гг. в районе желоба Нанкай (а) и их пространственно-временная карта (б) (Викулин, 1992; Викулин, Викулина, 1989). 1 – уверенные (а), менее уверенные (б) и вероятные (в) участки границ очаговых областей землетрясений; 2 – уверенные (а), менее уверенные (б) и вероятные значения, определяющие величину расстояния от оси желоба до ближайших к берегу участков очаговых областей землетрясений; 3 – миграционные цепочки, рассчитанные для каждой из трех зон (А, Б, С) методом наименьших квадратов и объединяющих очаговые области землетрясений 1605 – 1946 гг.; 4 – так же цепочки, продолженные в интервале времени 648 – 1498 гг.; 5 – пары (а) и тройки (б) землетрясений.

Цифры 1 – 15 обозначают следующие землетрясения: 1 – 27.11.674 г.; 2 – 818г., $M=7.9$; 3 – 26.08.887г., $M=8.6$; 4 – 21.02.1099г., $M=8.0$; 5 – 17.12.1096г., $M=8.4$; 6 – 03.08.1361 г., $M=8.4$; 7 – 20.09.1498г., $M=8.6$; 8 – 31.01.1605г., $M=7.9$; 9 - 31.12.1703г., $M=8.2$; 10 – 28.10.1707г., $M=8.4$; 11 – 23.12.1854г., $M=8.4$; 12 – 24.12.1854г., $M=8.4$; 13 – 01.09.1923г., $M=8.2$; 14 – 07.12.1944г., $M=8.0$; 15 – 21.12.1946г., $M=8.0$.

Как видим, для разных сейсмических регионов планеты, независимо от уровня их активности, имеет место примерно одинаковый набор значений характерных периодов. Эти данные позволяют предположить, что по своим «временным» свойствам сейсмический процесс имеет единую природу в масштабе всей планеты.

Три стадии сейсмического цикла (Викулин, 2003; Викулин, Сенюков, 1988). Изменение сейсмической активности (нормированное на время и площадь число землетрясений определенного энергетического класса или магнитуды) со временем исследуем на примере камчатского землетрясения.

5 декабря 1997 г. на Камчатке вблизи Кроноцкого полуострова произошло землетрясение с $M = 7,5 - 7,7$, которое сопровождалось достаточно мощным по количеству и частоте появления сильных толчков форшоковым и афтершоковым процессом. На Камчатке в течение примерно месяца 3.12.97 - 1.1.98 гг. землетрясения энергетических классов $K \geq 12$ ($M \geq 5$) происходили только в пределах Кроноцкого сейсмофокального блока - очага Кроноцкого землетрясения. Таких землетрясений было зарегистрировано $N = 64$. Всего в течение 1.1.97 - 4.3.98 гг. в пределах сейсмофокального объема у берегов Камчатки было зарегистрировано $N = 81$ землетрясение таких энергетических классов.

Исследовались «траектории» движения эпицентров землетрясений таких энергетических классов - прямолинейные отрезки, соединяющие эпицентры всех следующих друг за другом землетрясений. Для каждой траектории определялось значение скорости V , численно равное отношению длины прямолинейного отрезка, соединяющего эпицентры соседних во времени землетрясений списка, к интервалу времени между ними. Часто совокупности отрезков-траекторий могут рассматриваться и как «колебательные» движения эпицентров землетрясений вдоль и вкrest сейсмофокальной зоны. Для таких совокупностей траекторий определялось значение частоты ν как величины, обратной половине периода полного колебания.

Значения скоростей миграции V , рассчитанных для всех ($N=81$) последовательных пар землетрясений, и достаточно уверенно определяемых частот ($N=49$) приведены на рис. 4.3. Из данных, представленных на том рисунке, видно, что анализируемый временной интервал 1.1.1997 - 4.3.1998 гг. по характеру изменения зависимостей $V(t)$ и $\nu(t)$ достаточно четко разбивается на четыре следующих друг за другом отрезка времени. Первый (1.1.-2.12.97) и четвертый (2.1.-4.3.98) из них могут быть отождествлены с фоновой фазой сейсмического процесса, определяемой низким (фоновым) уровнем сейсмической активности $\lg \nu_{\text{фон}}[\text{час}^{-1}] = -2,6 \pm 0,3$, $N_{\text{фон}}(K \geq 12) = 22 \pm 10 \text{ год}^{-1}$ и малыми значениями скоростей миграции $\lg V_{\text{фон}}[\text{км/час}] = 0,15 \pm 0,35$, $V_{\text{фон}} \sim 1 \text{ км/час}$.

В течение второго (3-5.12.97) и третьего (5.12.97-1.1.98) отрезков времени, наоборот, очень большое ($N=64$) количество исследуемых ($K \geq 12$) землетрясений было зарегистрировано только в пределах Кроноцкой брешы при полном их отсутствии в других сейсмофокальных блоках Камчатки - северных Курил. Второй, форшоковой, фазе сейсмического процесса соответствует период «оживления» сейсмичности, в течение которого скорость миграции V и частота «колебания» эпицентров сильных толчков ν в районе будущего главного толчка резко увеличивается примерно на один - два порядка: $V \sim 10 \text{ км/час}$, $N(K \geq 12) \approx 6 \text{ день}^{-1}$.

В течение третьей, афтершоковой, фазы значения V и ν в области очага главного толчка плавно уменьшаются примерно на четыре порядка в соответствии с зависимостями, определенными методом наименьших квадратов:

$$\lg V[\text{км/час}] = (-0,94 \pm 0,12) \cdot \lg t[\text{час}] + (2,80 \pm 0,17), N=63, (4.5)$$

$$\lg \nu[\text{час}^{-1}] = (-0,72 \pm 0,15) \cdot \lg t[\text{час}] + (0,60 \pm 0,24), N=29. (4.6)$$

При этом, скорость миграции уменьшается от значения, по порядку величины близкого скорости упругих волн сразу после главного толчка $\lg V_{\text{афт}}[\text{км/час}] \approx 3,5$, $V_{\text{афт}} \approx 0,8 \text{ км/сек}$ до «фоновой» скорости в конце афтершоковой фазы.

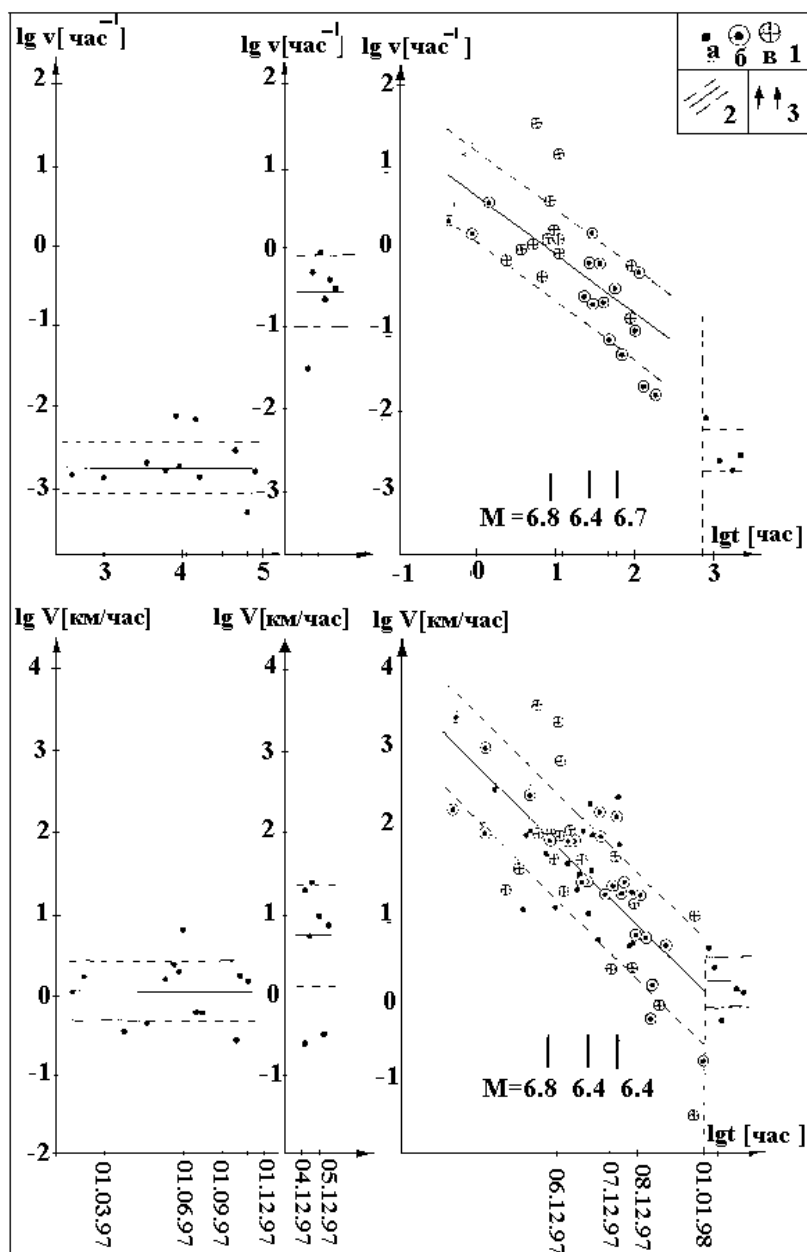


Рис. 4.3. Значения скоростей миграции V эпицентров землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 5$) и частот их «колебаний» ν по данным за 1997 – 04.03.1998 гг. 1- рассчитанные значения V и ν , в том числе для миграции вдоль (б) и вкрест (в) сейсмофокальной зоны в течение афтершокового периода 05.12.1997 – 01.01.1998 гг (афтершоковой фазы); 2 – рассчитанные методом наименьших квадратов прямые зависимости $\lg V(\lg t)$, $\lg \nu(\lg t)$ и среднеквадратичные отклонения; 3 – моменты наиболее сильных афтершоков с $M \geq 6.0$.

Как видим, распределение сильных землетрясений в очаге Кроноцкого землетрясения подтверждает данные С.А. Федотова о трех стадийности сейсмического процесса.

Следует отметить, что зависимости $V(t)$ и $\nu(t)$ являются подобными в течение всех трех стадий сейсмического цикла. Такое поведение зависимостей (4.5) и (4.6) показывает, что очаг Кроноцкого землетрясения в течение всех трех стадий движется как целый, «осциллирующий» характер активности указывает на колебательный или вращательный тип движения.

Противоречивость данных о периодичности сейсмического процесса. Существует две противоположные точки зрения на периодичность сейсмического процесса. С одной стороны, анализ особенностей пространственного и временного распределения землетрясений совершенно определенно указывает на существование характерных сейсмических периодов. Так, выше, для класса сильнейших сейсмических событий - как особенности взаимного распределений афтершоковых областей землетрясений в пространстве, показано существование двух характерных для сейсмического процесса временных интервалов: сейсмического цикла T_{SP} (4.3) и повторяемости T_r (4.4). Анализ региональных каталогов, каждый из которых содержит достаточно полный список землетрясений за достаточно продолжительный отрезок времени, как правило, приводит к появлению и более длинных (значительно больше $T_{SP,r}$) периодов, значения которых приводились выше.

С другой стороны, анализ большого количества исследований по повторяемости землетрясений, проведенный К. Аки и С. Ломnitz, позволил установить существование большого количества периодов, значения которых лежат в широком диапазоне от минут до многих сотен и, по-видимому, первых тысяч лет. На основании этих данных Т. Рикитакэ делает вывод о том, что “если бы все эти периодичности действительно существовали, в результате получился бы почти белый шум”. Откуда следует, что сейсмический процесс не является периодическим.

Методика исследования распределения землетрясений во времени. Общепринятая методика исследования распределения землетрясений по интервалам между ними сводится к следующему. На первом этапе исследования, путем фиксации границ магнитудного диапазона и пространственно-временной области, формируется совокупность землетрясений. На втором этапе составляется числовая последовательность, количественно характеризующая распределение следующих друг за другом землетрясений по интервалам между ними (экспериментальная последовательность). На третьем этапе для анализируемой совокупности землетрясений проводится расчет теоретической числовой последовательности, соответствующей тому или иному известному закону распределения, обычно, закону Пуассона. На четвертом этапе экспериментальная и теоретическая последовательности сравниваются между собою. Результат сравнения количественно выражается соответствующим значением доверительной вероятности P . При этом полагают, что некая закономерность в распределении землетрясений во времени существует в том случае, если значение P превышает некоторую критическую величину $P_{кр}$, которая задается из априорных соображений.

В каждом исследовании оценка статистической значимости, как правило, проводилась для одного распределения, которое на плоскости магнитуда M - время t характеризуется одной точкой с координатами M_0 и τ_0 , где M_0 - фиксирует (обычно снизу, $M \geq M_0$) значение магнитуд исследуемой совокупности землетрясений, τ_0 - продолжительность периода, статистическая значимость которого для такой совокупности устанавливается.

Применение такой методики, как показано выше, приводит к парадоксальному результату, который заключается в том, что для отдельных совокупностей землетрясений закономерности существуют, в то время как для всей совокупности землетрясений они отсутствуют.

Приведенные выше данные показывают, что некоторые периодичности (или квазипериодичности, т.е. почти периодичности) все же реальны. На это указывает высокое значение оправдываемости долгосрочного сейсмического прогноза, в основе которого как раз и заложены представления о цикличности сейсмического процесса. Поэтому наиболее вероятная причина такой неоднозначности заключается в существовании определенного произвола при формировании исходной выборки статистических данных. Интуитивно

ясно, что на основании существующих каталогов землетрясений всегда (или практически всегда) можно так сформировать исходные данные (в разумных пределах варьируя пространственными координатами гипоцентров и магнитудами землетрясений с учетом реальной точности определения их значений), чтобы, во-первых, выборка была статистически значимой и, во-вторых, расчетное значение соответствующей доверительной вероятности было достаточно высоким.

Видим, что противоречивость вывода о периодичности сейсмического процесса, скорее всего, может являться следствием не достаточно корректного формирования исходных совокупностей землетрясений. В результате этого при обосновании статистической значимости получаемых сейсмических периодов в некоторых случаях завышаются значения соответствующих доверительных вероятностей, что приводит к появлению “мнимых” периодов и, как следствие, к выводу о “белом сейсмическом шуме”.

Формирование совокупностей данных, кроме того, необходимо проводить с учетом условий, которые накладываются эффектами группирования землетрясений. Действительно, существование классов землетрясений (в частности, например, сильнейших) допускает наличие у всех событий одного класса, т.е. землетрясений определенного магнитудного диапазона $M \geq M_0$, тождественных свойств. Физически это означает, что в случае выявления какой-либо закономерности для совокупности землетрясений с $M \geq M_1$, $M_1 \geq M_0$, появление такой же закономерности следует ожидать и для другой совокупности землетрясений с $M \geq M_2$, $M_2 \geq M_0$, $M_2 \neq M_1$. Другими словами, статистическое исследование должно опираться на такой способ формирования совокупностей землетрясений, который является методически корректным в широком диапазоне магнитуд.

В свете сказанного представляется, что при статистических исследованиях для корректного выявления закономерностей распределения землетрясений во времени методику исследования необходимо изменить следующим образом. Все промежуточные совокупности данных должны формироваться на основании одной “генеральной” выборки, составление которой должно быть проведено с использованием максимально полного объема известных данных. Такой подход к формированию генеральной выборки, в свою очередь, позволит в широком диапазоне магнитуд и продолжительностей интервалов: $M_1 \leq M_0 \leq M_2$, $\tau_1 \leq \tau_0 \leq \tau_2$ обеспечить достаточно корректный переход от “точечного” анализа к анализу значений доверительной вероятности P на плоскости $M_0 - \tau_0$. Кроме того, для сравнения, параллельно с анализом “кумулятивных” совокупностей с $M \geq M_0$ представляется целесообразным анализировать и статистически от них независимые другие совокупности, например, “дискретные” с $M=M_0$.

При этом, методика расчета значений доверительной вероятности в каждой точке M_0, τ_0 плоскости $M_0-\tau_0$ остается прежней; она включает описанные выше четыре этапа. В качестве теоретического в расчетах будем использовать распределение Пуассона. Сравнение экспериментальных и теоретических распределений будем проводить с использованием критерия χ^2 .

При статистических исследованиях систем, состоящих из достаточно большого количества объектов, как известно, “появляются новые своеобразные закономерности”, которые “ни в какой степени не могут быть сведены к чисто механическим закономерностям. Их специфичность проявляется в том, что они теряют всякое содержание при переходе к механическим системам с небольшим числом степеней свободы” (Ландау, Лифшиц, 1964). Именно поэтому для исследования таких статистических систем разработана специальная концепция, получившая название *фазового пространства*. Каждая точка такого пространства соответствует определенному состоянию анализируемой системы. Таким образом, исследование состояния статистической системы сводится к анализу траекторий движения точек в фазовом

пространстве. Закономерное распределение точек в фазовом пространстве описывается функцией статистического распределения, которая имеет вероятностную природу.

Как видим, в случае если на плоскости M_0 - t значения доверительной вероятности P распределены в соответствии с какими-либо закономерностями, то эти закономерности могут быть проинтерпретированы в рамках физически обоснованной концепции.

Возможность применения к сейсмостатистическим задачам принципов статистической физики в будущем может оказаться достаточно плодотворной. На настоящем уровне исследований, как представляется, практическое применение этих принципов является скорее физически правдоподобным, чем строго обоснованным.

Использование статфизического подхода, в частности, достаточно наглядно позволяет обосновать статистическую независимость разных достаточно больших по размеру сейсмических подсистем. Скажем, процессы, протекающие в пределах разных островных дуг в течение непродолжительного отрезка времени T_1 (меньшего некоего характерного интервала T_0 , $T_1 < T_0$), могут рассматриваться как статистически независимые друг от друга. Тогда, объединяя сейсмостатистические данные по n островным дугам в одну выборку, получаем эффективный ряд наблюдений для этой выборки продолжительностью $T_{эфф} = nT_1$.

Инструментальные данные о достаточно сильных ($M \geq 7$) землетрясениях имеются за период времени продолжительностью около 100 лет, в то время как продолжительность сейсмического цикла, как показано выше, составляет около $T_c \approx 200$ лет. Поэтому используя данные инструментальных наблюдений для нескольких островных дуг, в рамках предлагаемого нового сейсмостатистического подхода оказывается возможным выявлять сейсмические периоды продолжительностью T_c и более.

Особенности распределения северо-западно-тихоокеанских землетрясений во времени. Проводился сравнительный анализ двух статистически независимых совокупностей событий, которые были представлены выборками землетрясений с $M \geq M_0$ и с $M = M_0$, названных кумулятивными и дискретными соответственно. Для каждой выборки исследование проводилось на двух уровнях. На первом, в качестве исходного материала использовались инструментальные каталоги северо-западно-тихоокеанских землетрясений с $M \geq 7$, $H < 100$ км, происшедших в XX столетии. Всего таких землетрясений в 1904 - 1980 гг. произошло 264, из них 75 - в пределах сейсмофокальной зоны алеутской дуги, 95 - курило-камчатской, включая о. Хоккайдо, и 94 - о. Хонсю. Использование данных трех островных дуг, представленных 100 летним периодом наблюдений, позволяет, как представляется, выявлять периодичности с продолжительностью до 300 лет.

На втором уровне использовались данные детальных сейсмологических наблюдений о землетрясениях энергетических классов $10 \leq K \leq 14 \div 15$ ($3 \leq M \leq 7$), происшедших в 1958 - 1980 гг. в очагах сильнейших курило-камчатских событий. Общее число анализируемых землетрясений такого магнитудного диапазона составило многие сотни. Как видим, исходные сейсмологические данные являются статистически достаточно представительными.

Результаты расчетов приведены на рис. 4.4. Из данных, представленных на этом рисунке, видно, что в случае обеих совокупностей землетрясений - кумулятивных с $M \geq M_0$ (\geq) и дискретных с $M = M_0$ ($=$), значения доверительной вероятности в диапазонах малых $3 \leq M_0 \leq M_{01} = 4,5 - 5,0$ и больших $M_0 \geq M_{02} = 7,7$ магнитуд распределены явно не случайным образом. А именно, одинаковые значения доверительной вероятности располагаются вдоль линий (изолиний), которые не пересекают друг друга (рис. 4.4 Аа, Аб, Б, В).

Ниже установим закономерности сейсмического процесса, соответствующие такому расположению точек P . Здесь подчеркнем следующее. Кумулятивные и

дискретные совокупности можно считать статистически независимыми. Поэтому магнитуды M_{01} и M_{02} , по сути, являются особыми точками временного (t) распределения:

$$M_{11} = 4,5 - 5,0, \quad (4.7)$$

$$M_{12} = 7,7, \quad (4.8)$$

так как в небольших окрестностях этих точек закономерности сейсмического процесса, соответствующие изолиниям доверительной вероятности и их особенностям, могут изменяться достаточно сильно.

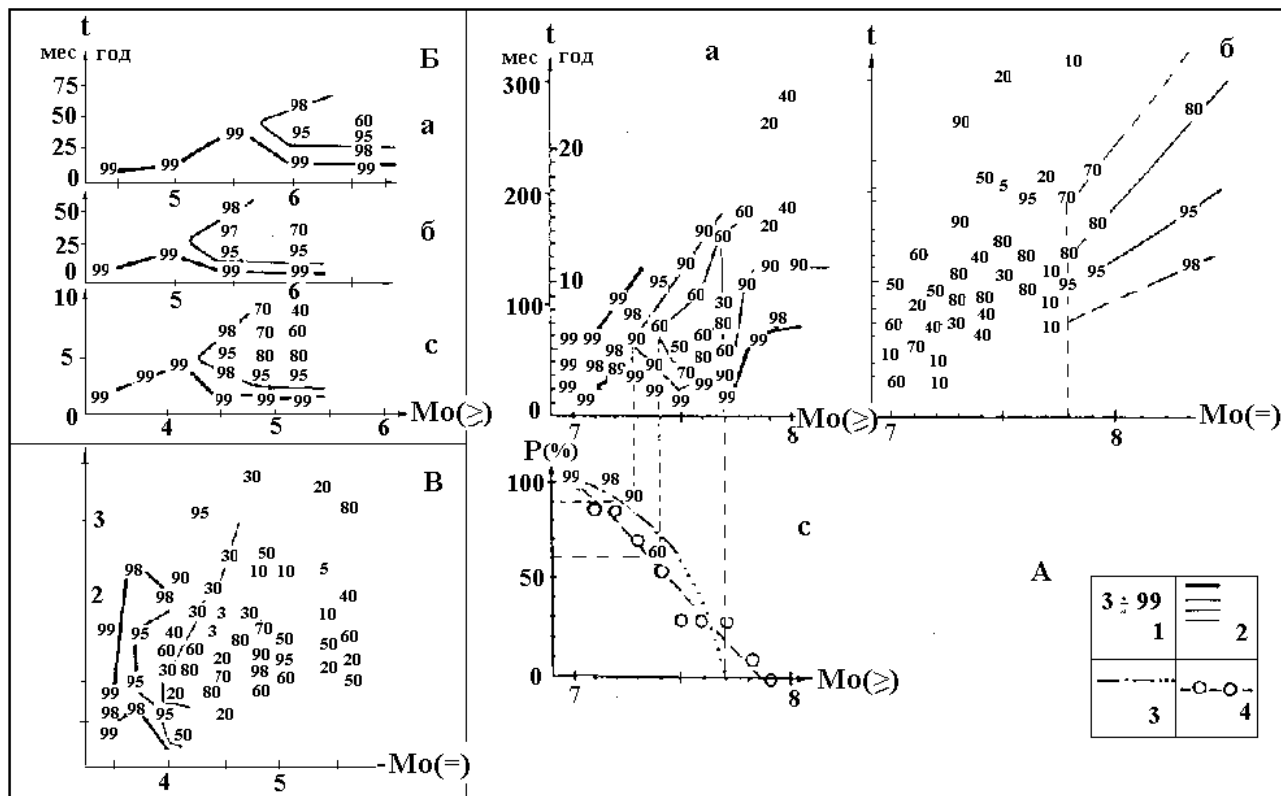


Рис. 4.4. Характеристика «Кумулятивных» (\geq) (A, а; Б) и «дискретных» ($=$) (A, б; В) распределений чисел землетрясений по временным интервалам между ними на двух уровнях: А – северо-западная часть Тихого океана, $M \geq 7$, 1904 – 1980 гг и Б, В – очаги Курило-Камчатских сильнейших землетрясений, $K \geq 10$ ($M \geq 3$): Итурупское 06.11.1958, $M = 8.2$, афтершоковая стадия (Б, а); Урупское 13.10.1963, $M = 8.0$, форшоковая стадия (Б, б) и Большое Камчатское 04.11.1952, $M = 8.5$, стадия стабилизации (Б,с). 1,2 – значения доверительной вероятности P и соответствующие им изолинии, «толщина» которых пропорциональна P ; 3 – график зависимости, характеризующей долю сильнейших землетрясений, имеющих форшоки и афтершоки первого года с $M \geq M_0$; 4 – график зависимости, характеризующей протяженность горизонтального участка изолинии доверительной вероятности.

Класс сильных форшоков и афтершоков. Как видно из данных, представленных на рис. 4.4Аа, каждая изолиния кумулятивного распределения может быть аппроксимирована тремя прямолинейными отрезками, «горизонтальным» ($\tau = \text{const}$), в центре, и двумя «наклонными». При этом, длины горизонтальных отрезков пропорциональны значению доверительной вероятности $\Delta M_0 = M_{12} - M_0 \sim P$ и определяются положениями их левых концов, поскольку положение правых, не зависимо от P , фиксировано особым значением магнитуды M_{12} (4.8).

Графически зависимость, характеризующая протяженность горизонтальных участков изолиний доверительной вероятности как функция P , в виде сплошной линии, продолжающейся точками, представлена на рис. 4.4Ас. Пустыми кружками и пунктирной линией на этом же рисунке изображен график, характеризующий долю японских, курилокамчатских и алеутских землетрясений 1904 - 1982 гг. с $M \geq M_{12} = 7,7$, имеющих форшоки и афтершоки первого года с $M \geq M_0$. Под форшоками и афтершоками понимаются землетрясения, эпицентры которых попадают внутрь очаговых областей землетрясений с $M \geq M_{12}$, границы которых изображены на рис. 4.1. Из данных, представленных на рис.3.26Ас, видно, что обе зависимости являются достаточно близкими. Следовательно, землетрясения магнитудного диапазона $7 \leq M \leq M_{12} = 7,7$, по сути, являются сильными форшоками и афтершоками землетрясений с $M \geq M_{12} = 7,7$. Нижней границей такого класса событий, как можно предположить на основании данных, представленных на рис. 4.4 Аа, Б, является особое значение магнитуды $M_{11} = 4,5-5,0$.

Т.о., показано, что длины горизонтальных отрезков изолиний пропорциональны значению доверительной вероятности P : $\Delta M_0 = M_{12} - M_0 \sim P$ и определяют долю сильнейших землетрясений, имеющих форшоки и афтершоки с $M \geq M_0$. Тем самым дана интерпретация введенной выше величины доверительной вероятности и показано, что землетрясения магнитудного диапазона $M_{11} \leq M \leq M_{12}$ являются сильными фор-афтершоками.

Квазипериодичность сейсмического процесса. Рассмотрим всю совокупность изолиний на кумулятивной плоскости $M_0^{(\geq)}$ - τ . Как видно из данных, представленных на рис. 4.4Аа, изолинии доверительной вероятности, непересекаясь между собою, при $P \rightarrow 60\%$ «непрерывно» стягиваются к замкнутой линии. Физика замкнутой линии на фазовой плоскости, как известно, заключается в том, что соответствующий этой линии процесс является периодическим. Определим продолжительность периода. Для этого, записывая математическое выражение для изолинии в виде $P(M_0, \tau) = \text{const}$, дифференцируя его, получаем, вследствие не пересечения изолиний, уравнение :

$$\frac{\partial P}{\partial M_0} \Delta M_0 + \frac{\partial P}{\partial \tau} \Delta \tau = 0,$$

которое тождественно выполняется вдоль горизонтального (т.к. $\partial P/\partial M_0=0, \Delta \tau=0$) и правого «вертикального» (т.к. $\partial P/\partial \tau=0, \Delta M_0=0$) прямолинейных отрезков изолиний. Следовательно, величина периода волнового движения, отражением которого на фазовой плоскости $M_0^{(\geq)}$ - τ является замкнутая изолиния, будет равна длине ее горизонтального участка ΔM_0 , умноженной на наклон левого (1) прямолинейного отрезка изолинии $a_1=(d\tau/dM_0)_1$:

$$T_t = a_1 \cdot \Delta M_0.$$

Согласно данным, представленным на рис. 4.4Аа, значения этих величин составляют $\Delta M_0 = 7,55 \pm 0,15$ и $a_1 \approx 30 \pm 7$ год/ед.магнитуды $\neq f(P)$, откуда для величины сейсмического периода получаем следующую оценку:

$$T_t = 230 \pm 60 \text{ лет. (4.9)}$$

Эта величина близка предельному значению периода, который может быть выявлен в рамках используемой при анализе методики. Поэтому полученные данные могут рассматриваться в качестве доказательства лишь квазипериодического (или почти периодического) характера сейсмического процесса. С этим же обстоятельством, возможно, связаны и достаточно низкое значение доверительной вероятности вдоль замкнутой изолинии - $P=60\%$ и большой (около 50%) разброс экспериментальных значений повторяемостей сильнейших тихоокеанских землетрясений (рис. 4.4, табл. 4.1). Однако, возможна и другая интерпретация. А именно, периодичность - как закономерность, является характерным (адекватным) свойством сейсмического процесса;

значение же периода зависит от ряда «региональных» параметров, что и объясняет большой разброс его значений.

Таким образом, анализ свойств распределения землетрясений во времени выявил существование двух особых значений магнитуд M_{t1} и M_{t2} , которым соответствуют такие две (вообще говоря, взаимосвязанные) особенности сейсмического процесса, как его квазипериодичность и существование класса сильных фор-афтершоков.

Миграция землетрясений (Викулин, 1990, 2003). Близость значений граничных магнитуд, “отсекающих” классы сильнейших землетрясений по особенностям пространственного M_{SP} (3.20) и временного M_{t2} (3.27) распределений,

$$M_{SP} = 7,7 \pm 0,2 \approx M_{t2} = 7,7 = M_{ST} \quad (4.10)$$

указывает на то, что класс сильнейших событий является в то же время и такой группой землетрясений, очаги которых закономерным образом распределены в пространстве-времени. Данные, приведенные на рис. 4.5, показывают, что очаги сильнейших северо-западно-тихоокеанских землетрясений группируются в цепочки, в пределах которых они мигрируют в направлении с юго-запада на северо-восток со скоростью равной

$$V = 250 \pm 30 \text{ км/год.} \quad (4.11)$$

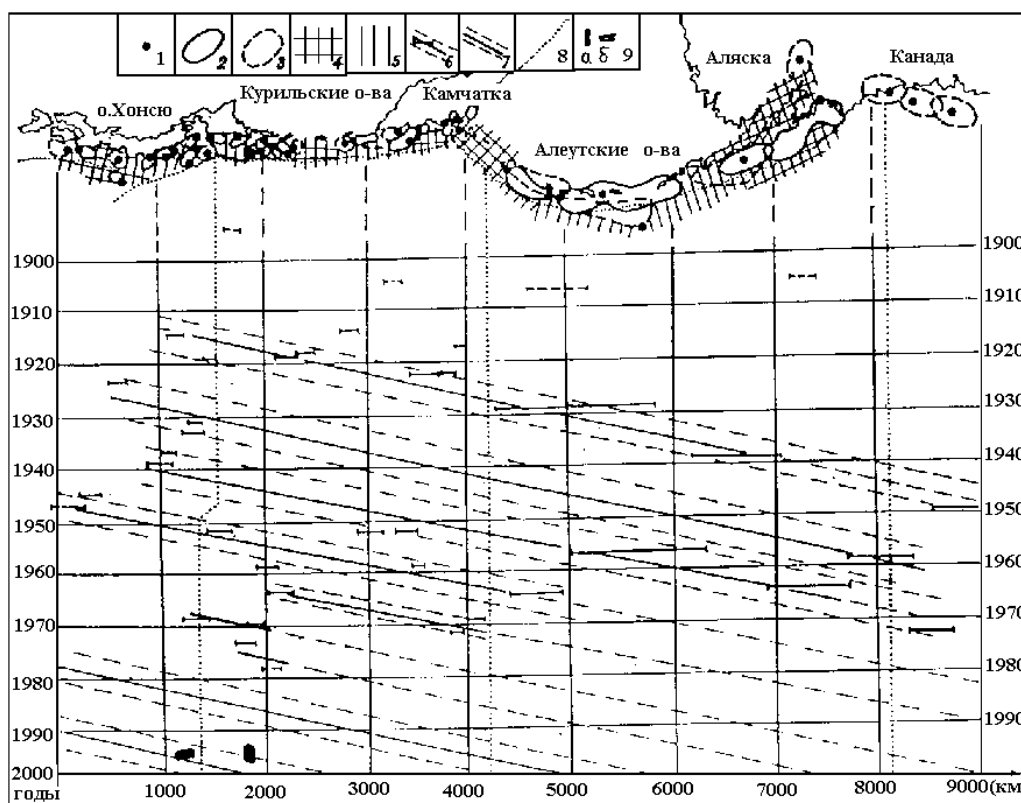


Рис. 4.5 Пространственно-временная карта очаговых областей северо-западно-тихоокеанских сильнейших землетрясений 1904 – 1986 гг. 1 – эпицентры землетрясений; 2,3 - соответственно уверенные (и менее уверенные) и вероятные границы очаговых областей землетрясений, представленные на рис. 3.16; 4 – наиболее вероятные места, в пределах которых в будущем могут располагаться очаговые области сильнейших землетрясений; 5 – менее вероятные места расположения очаговых областей таких же землетрясений; 6 – положение очаговых областей землетрясений на пространственно-временной карте и проведенные по ним миграционные цепочки; 7 – прогнозные цепочки, в пределах которых в будущем следует ожидать появление очаговых областей сильнейших землетрясений (Викулин, 1989, 1990); 8 - оси глубоководных желобов; 9 – сильнейшие землетрясения : Шикотанское 04.10.1994, $M=8$ (а) и вблизи о. Хонсю 28.12.1994, $M=7.9$ (б).

Близкие значения скоростей миграции и то же ее направление вдоль окраины Тихого океана в классе достаточно сильных землетрясений не зависимо от наших данных были получены другими авторами. Такие совпадения как в исходных данных (значение M_0 близко установленным нами особым магнитудам M_{SP} и M_t , «отсекающим» класс сильнейших землетрясений), так и в полученных результатах (совпадение значений скоростей миграции при том же ее направлении) подтверждают сформулированный нами выше вывод о том, что миграция сильнейших землетрясений является пространственно-временной закономерностью сейсмического процесса.

Взаимодействие землетрясений (Викулин, 1990, 2003). Исследовались особенности графика повторяемости землетрясений. При анализе использовались описанные выше две совокупности данных. Графики повторяемости, построенные по этим совокупностям данным, представлены на рис. 4.6.

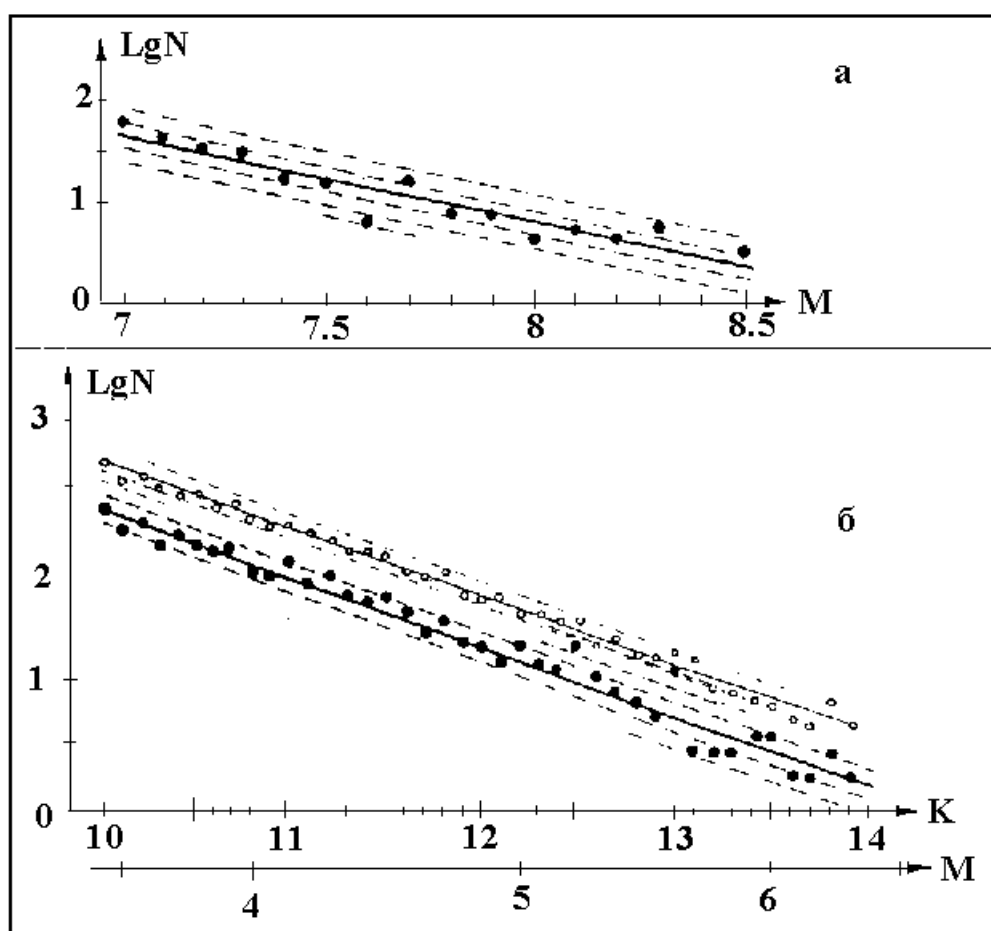


Рис. 4.6. Графики повторяемости северо-западно-тихоокеанских 1904 – 1980 гг, $M \geq 7$ (а) и Камчатских 1962 – 1980 гг, $K \geq 10.0$ ($M \geq 3.0$) (б) землетрясений. Незалитые кружки и тонкая прямая линия соответствует графику повторяемости, построенному по данным о всех Камчатских землетрясениях 1962 – 1980 гг.

Наибольшее, превышающее удвоенное среднеквадратичное отклонение от закона повторяемости, построенного по данным о северо-западно-тихоокеанских землетрясениях, имеет место в точке $M = 7,6$. Методом оценки индивидуального отклонения величины $\lg N$ можно показать, что отклонение от закона повторяемости в этой точке значимо на уровне 0,05. Как видно из данных, представленных в табл. 4.2, в малой окрестности этой же точки имеют место локальные минимумы чисел землетрясений по данным для каждой островной дуги в отдельности.

Таким образом, распределение северо-западно-тихоокеанских землетрясений с $M \geq 7$ по их сейсмическим энергиям имеет особенность в окрестности точки

$$M_E = 7,6 \pm 0,1. \quad (4.12)$$

Таблица 4.2. Числа землетрясений с $M \geq 7$, происшедших в 1904-1980 гг. в пределах северо-западной части Тихого океана.

| М | 7.0 | 7.1 | 7.2 | 7.3 | 7.4 | 7.5 | 7.6 | 7.7 | 7.8 | 7.9 | 8.0 | 8.1 | 8.2 | 8.3 | 8.4 | 8.5 | ΣN |
|--------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------------|
| регион | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Алеутские о-ва - Аляска | 20 | 20 | 8 | 8 | 5 | 4 | 0 | 0 | 2 | 1 | 2 | 1 | 1 | 2 | 0 | 1 | 75 |
| Курильские о-ва Камчатка | 36 | 14 | 16 | 16 | 6 | 3 | 4 | 6 | 3 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 0 | 2 | 95 |
| О.Хонсю | 27 | 11 | 12 | 7 | 6 | 8 | 2 | 10 | 2 | 4 | 1 | 2 | 1 | 1 | 0 | 0 | 94 |
| Всего, N | 63 | 45 | 36 | 31 | 17 | 15 | 6 | 16 | 7 | 7 | 4 | 5 | 4 | 5 | 0 | 3 | 264 |

Из данных, представленных табл. 4.3 и рис. 4.6, аналогичным образом сделан вывод о том, что энергетическое распределение камчатских землетрясений, происшедших в очагах сильнейших событий в течение любой стадии сейсмического цикла, имеет особенность в окрестности точки

$$K_e = 12,5 \pm 0,1, \quad M_e = 5,3 \pm 0,1. \quad (4.13)$$

Таблица 4.3. Числа землетрясений с $K \geq 12.3$ ($M > 5.0$), происшедших в очагах сильнейших Камчатских землетрясений 04.11.1952, $M=8.5$; 04.05.1959, $M=7.6$ и 15.12.1971, $M=7.8$ в 1962-1980 гг в течение различных стадий сейсмического цикла.

| Землетрясение | Временной интервал Стадия сейсмического цикла | Энергетический класс, K | | | | | | | | | |
|---------------------|-----------------------------------------------|-------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | 12.3 | 12.4 | 12.5 | 12.6 | 12.7 | 12.8 | 12.9 | 13.0 | 13.1 | 13.2 |
| 4.11.1952, $M=8.5$ | 1962-1972, афтершоки | 7 | 1 | 5 | 6 | 5 | 3 | 1 | 7 | 2 | 0 |
| | 1973-1980, стабилизация | 6 | 9 | 9 | 4 | 4 | 2 | 2 | 4 | 1 | 2 |
| 4.05.1959, $M=7.6$ | 1962-1980, афтершоки | 0 | 2 | 4 | 1 | 1 | 2 | 3 | 3 | 0 | 1 |
| | 1962-1971, форшоки | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 15.12.1971, $M=7.8$ | 1972-1980, афтершоки | 1 | 2 | 3 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| | Всего, N | 15 | 14 | 22 | 13 | 11 | 7 | 6 | 14 | 3 | 4 |

Итак, для каждого из классов сильнейших (S-T-E) и сильных (s-t-e) землетрясений, как видно из равенств (4.10) и (4.12), с одной стороны, и (4.13) и (4.2) – с другой, были получены следующие равенства:

$$M_E = M_{ST} = 7,7 \pm 0,2, \quad (4.14)$$

$$M_e = M_{st} = 5,3 \pm 0,3, \quad (4.15)$$

которые показывают, что пространственно - временным закономерностям распределения очагов землетрясений в каждом классе событий соответствуют особенности энергетического распределения. Физически этот вывод равносильно утверждению, согласно которому очаги землетрясений в пределах каждого класса событий (сильных или сильнейших) можно рассматривать как взаимодействующие. Следовательно, соответствующие миграционные цепочки можно считать проявлением такого взаимодействия.

Сформулированный вывод о существовании взаимодействия между землетрясениями является принципиально новым физическим результатом, который основан на равенстве значений, соответствующих особенностям пространственно-временных и энергетических распределений сейсмичности.

Следует отметить, что отмечаемая другими исследователями ранее взаимосвязь между землетрясениями основана на доказательстве математического утверждения о

величине соответствующей статистической значимости эффекта. Очевидно, что эти результаты дополняют друг друга и могут рассматриваться как доказательство существования взаимодействия между очагами землетрясений на разных масштабных пространственно-временных и энергетических уровнях.

Феноменологическая модель сейсмического процесса (Викулин, 1990, 2003). Рассмотрим класс сильнейших тихоокеанских землетрясений. Для этого класса событий сейсмофокальную зону можно считать одномерной и эффект миграции их очагов математически можно записать следующим образом:

$$ax \pm bt = 0, V = b/a, (4.16)$$

где x – координата очага землетрясения вдоль зоны, t – время, a и b – коэффициенты, V – скорость миграции.

Изменение сейсмической активности как функции времени в пределах очага сильнейшего землетрясения, в соответствии с представлениями сейсмического цикла, имеет вид δ -функции: в течение небольшого интервала (много меньше продолжительности сейсмического цикла или квазипериода) в момент сильнейшего толчка сейсмическая активность в его очаге увеличивается на много порядков. Тогда, в соответствии с соотношением (4.16), для величины сейсмической активности $A(x, t)$ в пределах окраины Тихого океана, как функции пространственной координаты и времени, справедливо соотношение:

$$A(x, t) = \Phi(ax \pm bt), (4.17)$$

где Φ – произвольная функция.

Цикличность ($\Phi \sim \exp(i\omega t)$) и квазипериодичность ($\Phi \sim \exp(ix\omega_{sp}/U)$) сейсмического процесса накладывают следующие условия на функцию Φ :

$$\Phi \sim \exp[i(\omega t \pm x\omega_{sp}/U)], a = i\omega_{sp}/U, b = i\omega t, V = U\omega/\omega_{sp}, (4.18)$$

где $\omega_t = 2\pi/T_t$, $\omega_{sp} = 2\pi/T_{sp}$, U – скорость волны. Из соотношений (4.3) и (4.9) видно, что значения «пространственного» T_{sp} (сейсмический цикл) и «временного» T_t периодов сейсмического процесса близки друг другу: $T_{sp} = 190 \pm 40 \approx T_t = 230 \pm 60$ (лет), откуда из соотношения (4.18) получаем равенство скоростей $V \approx U$.

Таким образом, полученные данные показывают, что взаимодействие в классе сильнейших землетрясений, по сути, является волновым процессом, что проявляется в виде миграции их очагов в пространстве и во времени.

Имеющиеся данные показывают, что аналогичный вывод на меньшем масштабном уровне справедлив и для класса сильных землетрясений.

Прогноз времени землетрясений и мест расположения их очагов (Викулин, 1992 а, б). Закономерное распределение землетрясений в пространстве-времени позволяет предложить и физически и математически прозрачную методику прогноза времени толчков и мест расположения их очагов. По-видимому, впервые на возможность построения прогноза землетрясений, в основе которого заложены представления об их миграции, указал М.Бот (1968). Очень близко к разработке такой методики подошел К.Моги (1988), показав, что сильнейшие землетрясения мигрируют вдоль окраины Тихого океана (рис. 4.7). Однако К. Моги не смог довести свои исследования до методических рекомендаций, по-видимому, вследствие отсутствия в то время физических механизмов, объясняющих волновую природу миграции. С использованием выявленных миграционных закономерностей автором были построены схемы долгосрочного прогноза времени землетрясений и мест расположения их очагов (рис. 4.8). При расчете прогнозных схем использовались данные о глобальной и локальной миграции. Наряду с данными о миграции могут быть использованы также и данные о повторяемости землетрясений в пределах отдельно взятых локальных регионов (сейсмофокальных блоков). В основе методики, как изначально и предполагалось М. Ботом, заложены

известные данные о положении и временах первых событий в цепочках и о направлении и величинах скоростей миграции.

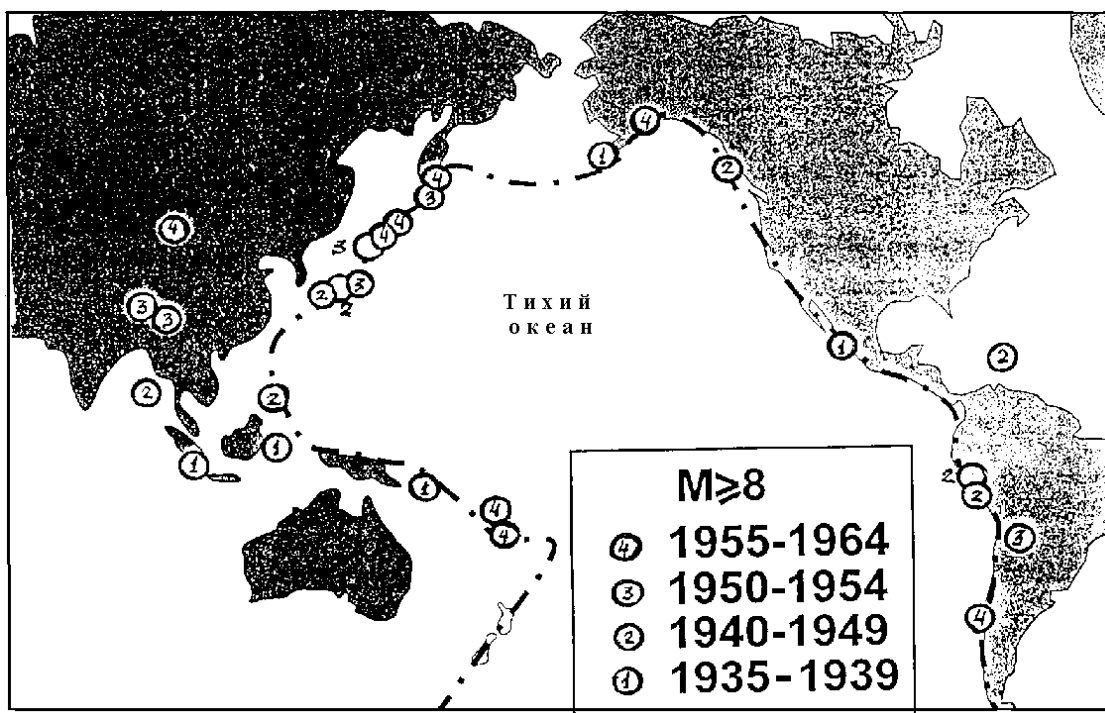


Рис. 4.7. Карта, иллюстрирующая миграцию эпицентров землетрясений 1935–1964 гг с $M \geq 8.0$ вдоль окрестности Тихого океана.

Прогнозная карта ожидаемых сильнейших ($M \geq 7,6$) землетрясений для Камчатки, построенная по описанной выше методике, приведена на рис. 4.8.

Механическая модель сейсмического процесса. Сейсмические данные. Миграционные цепочки, построенные по сильнейшим землетрясениям северо-западной части Тихого океана в XX веке (рис. 4.1), в соответствии с данными К. Могі, представленными на рис. 4.3, могут быть продолжены на всю окраину Тихого океана ($R \sim (5-10) \cdot 10^3$ км).

Миграционный характер австралийской сейсмичности ($R \sim (0,5-1) \cdot 10^3$ км) иллюстрируется данными, представленными на рис. 4.9.

«Колебательный» характер сейсмичности на меньшем масштабном уровне в пределах одного сейсмофокального блока - очага Кроноцкого 5.12.1997 землетрясения ($R \sim 10^2$ км) - иллюстрируется данными, представленными на рис. 4.3. На еще меньшем масштабном уровне ($R \sim (1-5) \cdot 10$ км) колебательно – вращательный характер сейсмичности иллюстрируется данными, представленными на рис. 4.10.

Тектонические данные. Строение островных дуг и континентальных окраин Тихого океана указывает на то, что блоки, слагающие верхнюю часть сейсмофокальной зоны, вращаются. Так в работе (Daly, 1989) показано, что такие блоки в районе тихоокеанского побережья Эквадора вращаются по часовой стрелке. Вращение сейсмофокальных блоков центральной части Алеутской дуги также по часовой стрелке, как полагается в работе (Геологическая..., 1989), по-видимому, началось в конце миоцена - плиоцене и обусловлено наличием сдвиговой компоненты при косом поддвиге тихоокеанской плиты под северо-американскую плиту. При этом значение угла поворота для разных блоков лежат в пределах $0 - 23^\circ$ (Geist, Childs, Scholl, 1988).

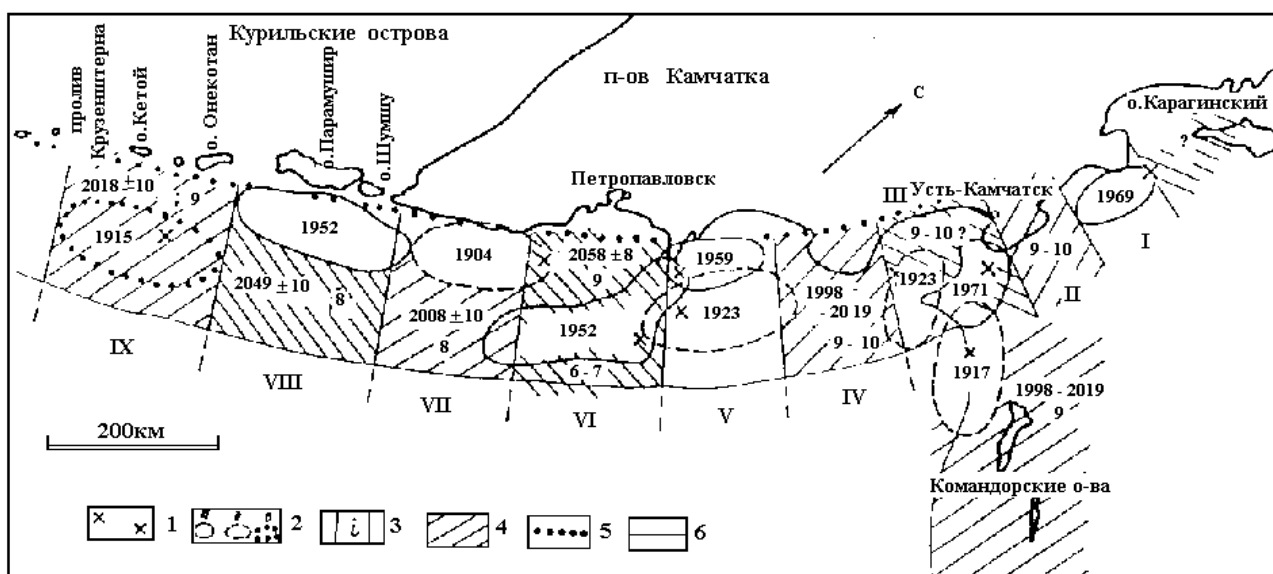


Рис. 4.8. Прогнозная карта расположения очагов сильнейших Камчатских и северо-Курильских землетрясений в будущем. 1 – эпицентры сильнейших землетрясений; 2 – уверенные (а), менее уверенные (б) и вероятные (в) границы очаговых областей сильнейших землетрясений XX в.; цифра обозначает год сильнейшего землетрясения; 3 – границы между блоками сейсмофокальной зоны, I = I – IX; 4 – места вероятного расположения очагов сильнейших землетрясений в будущем; цифрами обозначены: год ожидаемого землетрясения, временной интервал и максимальное значение балльности на берегу при землетрясении; 5 – западная граница сейсмофокальной зоны; 6 – ось глубоководного желоба.

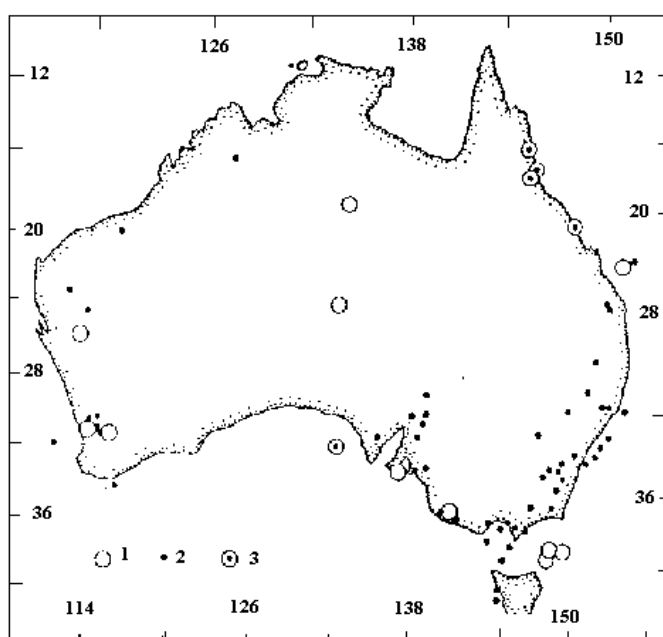


Рис. 4.9 а. Карта эпицентров сильных австралийских землетрясений в 1801 – 1989 гг. 1, 2 – эпицентры землетрясений с $M \geq 6.0$ и $4.5 \leq M < 6.0$ соответственно; 3 – эпицентры землетрясений с $M < 4.5$ в северо-восточной части материка.

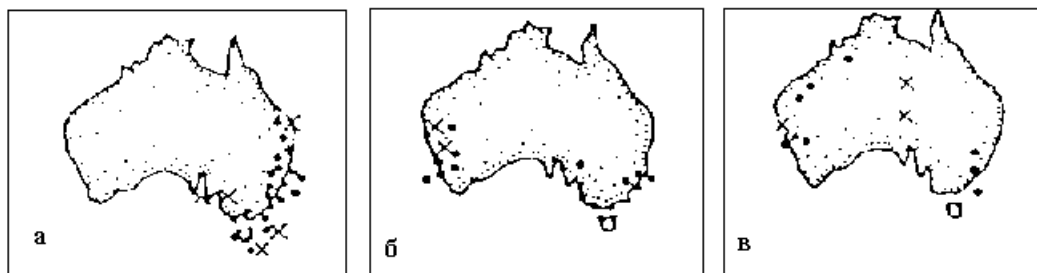


Рис. 4.9 б. Распределение эпицентров австралийских землетрясений с $M \geq 5.0$ в отрезки времени: а – 1801 – 1935 г; б – 1936 – 1973 г; в – 1974 – 1989 г.

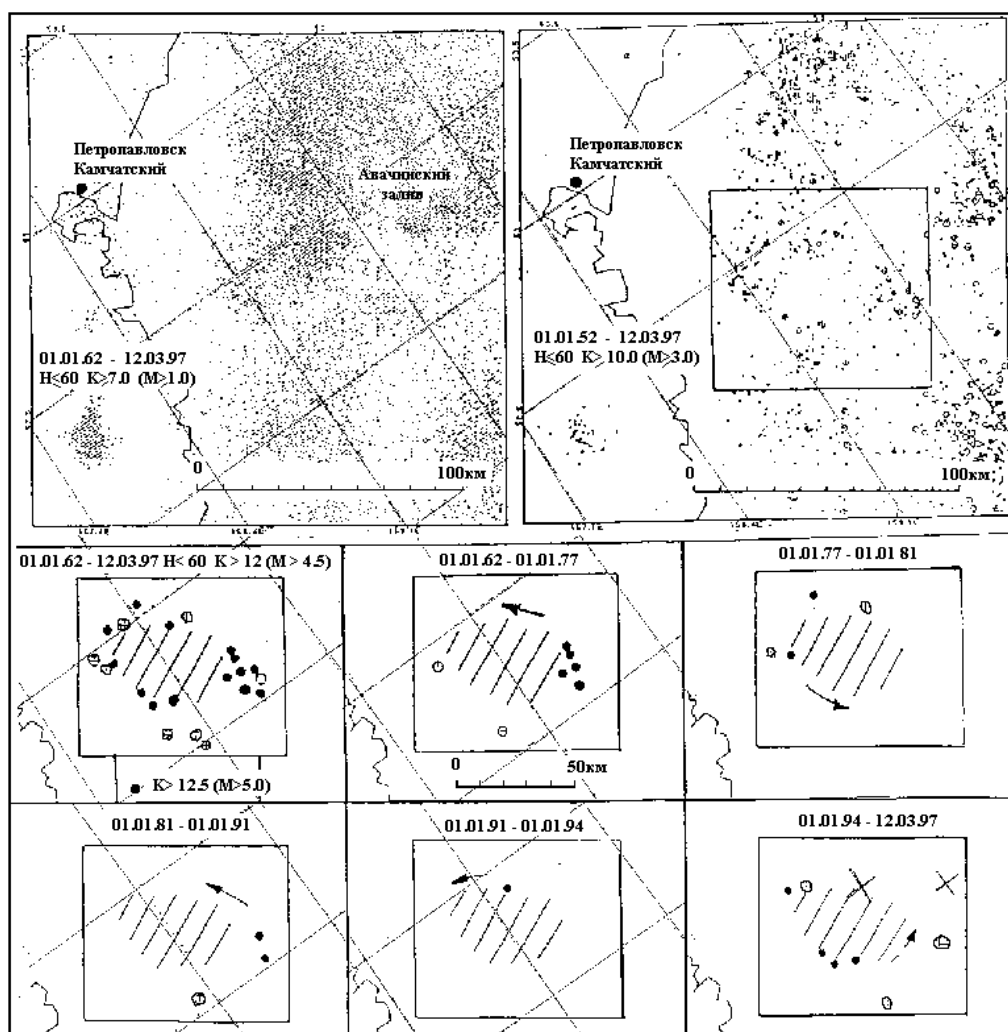


Рис. 4.10. Сейсмичность Авачинского залива (Камчатка) по данным детальных инструментальных сейсмологических наблюдений 1962 – 12.03.1997 гг. В юго-западной части залива выделяется сейсмическая по $K \geq 10.0 - 11.0$ ($M \geq 3.0-4.0$) дыра, вдоль границы которой имеет место «кольцевая» миграция эпицентров сильных ($K \geq 12.0$, $M \geq 4.5$) землетрясений, направление миграции обозначено стрелками. Крестами отмечены эпицентры двух наиболее сильных ($K=14.0-15.0$, $M=6.0-7.0$) землетрясений роя, происшедшего 07 - 08.03.1999 г. Эпицентры сильных землетрясений 1999г. находятся в местах, соответствующих «кольцевой» миграции.

Механизм вращения геологических блоков вблизи разлома Сан Андреас обсуждался в (Nur, Ron, Scotti, 1986).

Видим, что строение верхней части сейсмофокальной зоны допускает выполнение необходимых условий, при которых повороты слагающих ее блоков становится вполне возможным.

Геодезические данные. Анализ данных геодезических наблюдений последних 80 лет показывает, что о. Хоккайдо и другие районы японских островов, захваченные вихревыми структурами, центры которых располагаются вблизи залива Сагами (центральная часть о.Хонсю) и о.Сикоку, включая расположенные рядом о.Кюсю и юго-западную часть о.Хонсю, вращаются по часовой стрелке (Рикитакэ, 1970; Hashimoto, Tada, 1988).

Проведенные комплексные геофизические данные указывают на существование на разных масштабных уровнях одной общей особенности у сейсмотектонического процесса – наличие вращательной (вихревой) компоненты. Этот вывод позволяет высказать гипотезу относительно природы достаточно сильных землетрясений. А именно (Викулин, 1994): основой механизма такого землетрясения является вращательное движение (поворот).

Ротационная модель сейсмического процесса. Известные тектонические гипотезы, основанные на ротационном режиме Земли (Тяпкин, 1998). Исходные физические данные, постановка задачи, решение задачи, оценки; следствия модели: дальное действие и землетрясения-дуплеты, спектр волн миграции землетрясений, природа нутации полюса Земли, ротационная модель очага землетрясения, ротационная тектоника Земли (введение в проблему) (Викулин, 2003). Вывод о вращательном движении блоков, упруго связанных с окружающей их средой, приводит к задаче о поле упругих напряжений, возникающих в результате такого движения. В физике твердого тела роль и влияние ротационной компоненты уже достаточно полно исследованы (Владимиров, Романов, 1986; Лихачев, Волков, Шубегов, 1986; Лихачев, Панин, Засимчук и др., 1989). В геофизических же процессах, насколько нам известно, задача в такой постановке раньше не рассматривалась. Однако прежде чем рассматривать «локальную» задачу о поле напряжений, возникающем вокруг поворачивающегося отдельно взятого блока, имеет смысл провести обзор работ по «глобальным» полям напряжений, возникающих в Земле вследствие ее вращения.

Известные тектонические гипотезы, основанные на ротационном режиме Земли (Тяпкин, 1998; с. 181-183). Первые предложения использования в астрономии векового замедления вращения Земли для объяснения ее деформаций были высказаны еще в конце XIX – начале XX веков и связаны с именами Дж. Дарвина, Л.С. Лейбензона и др. Подробное описание этих предложений можно найти в монографии (Личков, 1960). Использование данных о перемещении оси вращения (полюсов) относительно поверхности Земли для объяснения деформаций тектоносферы относятся к более позднему времени. Важнейшие работы в этой области принадлежат F. Vening Meinez (1944) и A. Scheidegger (1958).

В настоящее время наибольшее распространение имеет ротационная гипотеза структурообразования, в основе которой лежит изменение угловой скорости вращения Земли. Определенный вклад в ее развитие внесли Л.С. Лейбензон (1965), В.А. Цареградский (1963), Г.Н. Каттерфельд (1962) и особенно М.В. Стюас (1975). Суть развиваемой ими ротационной гипотезы заключается в следующем. Изменение угловой скорости вращения Земли должно приводить к изменению ее фигуры равновесия (геоизостазии). В частности, в результате векового замедления вращения уменьшается сжатие Земли, вследствие чего полярные области поднимаются, а экваториальные –

сопряжено опускаются. Границами этих областей являются параллели $\approx 35^{\circ}$ (критические).

Разрядка указанных напряжений, по утверждению (Лейбензон, 1965), должна происходить «этапами, прерывисто». В этой работе вычислена величина необходимого удлинения суток для достижения напряжений в тектоносфере, соответствующих пределу упругости, оказавшейся равной 11 мин. Весьма примечательно, что такое удлинение суток соответствует интервалу времени порядка 35-40 млн. лет, т.е. известному тектоническому циклу второго порядка. В результате разрядки напряжений возникают линейные тектонические структуры, в частности, разломы тектоносферы преимущественно широтно-меридионального направления. Это подтверждается известными фактическими геологическими данными, что свидетельствует о реальности возникновения такого рода напряжений.

Можно ли считать эти напряжения единственными или главным источником сил, необходимых для формирования структур в тектоносфере? Наверное, нет. Поскольку разрядка подобных напряжений не может объяснить возникновения многих достаточно хорошо изученных структур различных диагональных направлений. Для объяснения возникновения такого рода структур можно попытаться совместить описанный выше эффект с перемещением оси (полюсов) вращения Земли относительно ее поверхности (Тяпкин, Стовас, 1968; Чебаненко, 1972). При одновременном изменении параметров ротационного режима Земли (угловой скорости и положения оси вращения) предполагается, что замедление вращения Земли приводит к возникновению напряжений в тектоносфере.

В процессе непрерывного изменения обоих параметров напряжения в тектоносфере достигают предела упругости, в результате чего происходит их разрядка, выражающаяся в образовании разломов тектоносферы и сопутствующих им геологических явлений. Такая модель тектонического процесса должна приводить к возникновению линейных структур, располагающихся вдоль критических палеоширот и палеомеридианов, соответствующих эпохе разрядки напряжений. По отношению к географической сетке эти структуры должны быть ориентированы под определенными углами. Последующие исследования привели к заключению, что такая модель тектонического процесса является слишком упрощенной.

Г.Д. Хизаношвили (1960) и А.В. Солнцев (1976) предложили использовать для объяснения геологических явлений разрядку напряжений, возникающих в результате перемещения оси (полюсов) вращения Земли. Показано, что такие напряжения так же, как и напряжения, обусловленные изменением угловой скорости вращения Земли, несомненно, имеют место. Вопрос о соотношении вкладов этих напряжений в формирование структур тектоносферы пока остается открытым. Он может быть решен только аналитически для соответствующих упрощенным моделям Земли. Фактические геологические данные свидетельствуют о том, что значительную роль в этом играет тектонический фактор, обусловленный перемещением полюсов Земли. Это обстоятельство послужило одной из предпосылок развития новой ротационной гипотезы структурообразования, в основу которой положено представление о возникновении напряжений за счет изменения положения оси вращения Земли относительно ее тела.

Исходные физические данные модели (Викулин, 2003). Предпосылками для включения инерционных эффектов, связанных с вращением Земли, в перечень основных параметров, определяющих течение сеймотектонического процесса, являются следующие физические данные.

Во-первых. Скорость пластического течения для твердых тел, как известно (Хирт, Лоте, 1972), пропорциональна экспоненте от сдвигового напряжения. Именно такое соотношение между скоростью пластического течения и величиной сдвигового напряжения и является одной из главных причин сильной локализации пластической

деформации. При этом небольшое увеличение напряжения приводит к росту скорости пластического течения в 10 - 100 и более раз.

Именно такой механизм течения реализуется при тектонических движениях. Действительно, при движении тектонические плиты, как панцирь покрывающие поверхность всей планеты, друг относительно друга смещаются как упругие целые образования, внутри которых отсутствуют пластические деформации. Аккомодационный слой, в пределах которого пластическая деформация оказывается достаточно большой, заключен лишь в пределах узких зон - поясах, в которых происходят землетрясения (рис. 3.1). При таком механизме соприкосновения плит упругие напряжения, появляющиеся из-за противодействия движению, быстро снижаются с удалением от их краев.

Во-вторых, зона локализации пластической деформации может не быть однородной. Экспериментальные данные показывают, что при пластической деформации образца некоторые его объемы могут двигаться как целые и, в частности, вращаться. Например, экспериментально установлено (Панин, Гиряев, Лихачев, 1984; Владимиров, Романов, 1986), что при растяжении поликристаллических образцов в области интенсивных пластических деформаций некоторые зерна поворачиваются на десятки и более градусов как целые без пластической деформации внутри. При этом установлено, что «ротации для кристаллической решетки являются столь же типичными, как и турбулентное течение для жидкости» (Панин, Гиряев, Лихачев, 1984). Вокруг таких зерен существует тонкий аккомодационный слой, в котором происходит пластическая деформация. При этом сплошность образца не нарушается, и средняя величина пластической деформации составляет несколько процентов. В определенных случаях такой поворот некоторых объемов как целых с достаточно узкой зоной высокой пластической деформации по краям становится энергетически более выгодным, чем равномерное деформирование всего образца. В силу малости размеров зерен, инерционные эффекты, связанные с их вращениями, чрезвычайно малы и в лабораторных экспериментах не отмечены.

Сейсмофокальная зона, в пределах которой осуществляется межплитовое пластическое течение на глубинах $H > 70$ км, представляет собою тонкий слой, падающий под материк под некоторым углом (рис. 3.2). В верхней своей части ($H < 70 - 100$ км), в пределах которой происходит большая часть землетрясений, и в том числе практически все сильнейшие, сейсмофокальная зона имеет блоковое (неоднородное) строение. Линейные размеры очагов сильнейших землетрясений - блоков, как можно видеть из данных, представленных на рис. 4.1, 4.2, 4.5 и 4.8, в плане составляют 50 - 200 км и 100 - 1000 км вкрест и вдоль сейсмофокальной зоны соответственно. При таких параметрах инерционные эффекты, вызванные вращением Земли, могут быть весьма значительными.

В-третьих. Инерционные силы, приводящие к повороту (вращению) относятся к объемным силам, в отличие от упругих сил, которые, по сути, являются поверхностными. Это означает, что при вращении образца напряжения, созданные внутри него в результате поворота его некоторых частей, нельзя релаксировать за счет пластической деформации. Для релаксации таких напряжений весь образец необходимо соответствующим образом поворачивать как целое. Эти данные указывают на преимущества ротационного способа накопления напряжений перед «обычным» способом, соответствующим требованиям теории упругой отдачи.

Действительно, период повторяемости сильнейших тихоокеанских землетрясений в пределах одного блока сейсмофокальной зоны, как видно из данных табл. 4.1, достаточно продолжительный, порядка 100 лет. Температура вещества, слагающего очаг землетрясения, велика: на глубинах в десятки километров она достигает сотен градусов (см. раздел VIII). При такой температуре накопление напряжений в очаге землетрясения «обычным» способом, вследствие их релаксации, может быть сильно затруднено. Инерционные же напряжения, которые могут возникнуть вследствие вращения Земли, как отмечалось выше, релаксировать за счет пластической деформации невозможно.

В-четвертых, исследование дислокационных моделей механизмов очагов некоторых сильнейших землетрясений показало их плохое соответствие модели плоской бесконечной дислокации. Так, например, механизмы очагов Калифорнийского 1906, $M=8$ и Аляскинского 1964, $M=8,3$ землетрясений наилучшим образом согласуются с сейсмологическими и геодезическими данными в рамках модели винтовой дислокации (Shamsi, Stacy, 1969).

Таким образом, в пределах сейсмических поясов Земли существуют условия, при которых может быть реализован ротационный механизм накопления деформаций. И такой механизм, как показал проведенный анализ, может оказаться более реальным, нежели общепринятая в настоящее время теория упругой отдачи.

Приведенные выше данные позволяют модель, в основе которой заложены инерционные эффекты, связанные с вращением тела, применить для описания закономерностей сейсмического процесса. В качестве вращающегося тела рассмотрим Землю, в качестве элементарных поворачивающихся объемов - блоки земной коры, слагающие сейсмические пояса.

Постановка задачи. Рассчитаем поле упругих напряжений, возникающих вокруг поворачивающегося за счет своих внутренних источников макрообъема V , являющегося частью твердого тела, вращающегося с угловой скоростью Ω .

При рассмотрении природы возникновения поля упругих напряжений в твердом теле вокруг поворачивающегося объема (блока) V необходимо учесть два обстоятельства, имеющих принципиальное значение.

Во-первых. Инерционные силы, вызванные вращением тела, всегда связаны с элементом конечного объема. Такие силы, в принципе, нельзя определить для произвольно малого объема, как это, например, делается для силы тяжести и других подобных сил. Это связано с тем, что вращательные инерционные эффекты зависят не только от массы блока, но и от ее распределения по его объему, т.е. от момента инерции I , который для точки всегда равен нулю. Момент импульса M блока V запишется в виде $M = I \cdot \Omega$, где Ω - угловая скорость вращения объема V , равная скорости вращения тела и направленная параллельно оси его вращения.

Во-вторых. Поворот блока V происходит во вращающемся теле; связанная с ним система координат является неинерциальной. Как известно, в таких системах появляются дополнительные силы, как, например, центробежная и сила Кориолиса. Математическое описание процессов, происходящих в неинерциальных системах, в значительной степени зависит от выбора системы координат.

При этих условиях механизм появления упругих напряжений, возникающих во вращающемся твердом теле при повороте некоего объема V внутри него, можно определить следующим образом.

До поворота блок V имел момент M , который был направлен вдоль оси Z , параллельной оси вращения тела. В результате поворота блок V поворачивается в некой плоскости на угол β относительно оси вращения тела. Если бы блок V не был бы связан с окружающей его средой, то при его повороте момент M изменил бы свое направление; при этом в пространстве вокруг блока никаких изменений не произошло бы. Однако в реальном случае, когда объем V упруго «сцеплен» с окружающей его средой, изменение направления момента блока приводит к появлению вокруг него упругих напряжений, которые в силу законов механики должны характеризоваться соответствующим моментом силы.

Решение задачи проведем в три этапа.

1. Рассмотрим две системы координат, которые повернуты друг относительно друга вокруг общей оси Y на угол β . Ось Z первой (исходной) системы координат параллельна оси вращения тела и направлена от южного полюса к северному, ось

\tilde{Z} второй системы - параллельна моменту импульса блока V после его поворота на угол β . Начала обеих систем координат находятся в центре масс области V (рис. 4.11).

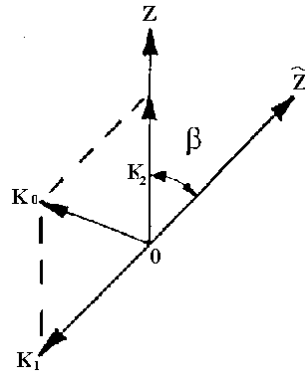


Рис. 4.11. Две системы координат, повернутых относительно общей оси на угол β . Ось Z параллельна оси вращения тела и направлена от южного полюса к северному.

Для определения величины упругих напряжений, возникающих вокруг поворачивающегося блока V, применим следующий мысленный эксперимент.

Сначала останавливаем вращение объема V, прикладывая упругие напряжения σ_1 с моментом силы \mathbf{K}_1 , направленным в отрицательном направлении оси \tilde{Z} . При этом считаем, что кинетическая энергия вращения области V полностью переходит в потенциальную энергию упругих напряжений σ_1 . Затем, прикладывая упругие напряжения σ_2 с моментом силы \mathbf{K}_2 , направленным вдоль оси Z, блок V опять раскручиваем до скорости вращения тела (рис. 4.11).

Другими словами, когда тормозим область V, ее кинетическая энергия вращения

$$W = 1/2I\Omega^2 \quad (4.19)$$

переходит в упругую энергию, определяемую тензором напряжений σ_1 , а когда раскручиваем - мы создаем точно такую же кинетическую энергию, но за счет упругих напряжений σ_2 .

Рассмотрим случай, когда объем V представляет собою однородный шар, момент инерции которого, как известно, не зависит от выбора оси вращения. Тогда равенство кинетической и потенциальной энергий приводит к соотношению $|\mathbf{K}_1| = |\mathbf{K}_2|$. При этом разность этих векторов и является искомым моментом силы \mathbf{K}_0 , возникающим в результате поворота блока V в неинерциальной системе: $\mathbf{K}_0 = \mathbf{K}_2 - \mathbf{K}_1$. Его модуль получаем из теоремы косинусов:

$$|\mathbf{K}_0| = 2|\mathbf{K}_1| \sin\beta/2. \quad (4.20)$$

2. Искомое поле упругих деформаций \mathbf{U} удовлетворяет уравнению упругого равновесия:

$$\text{grad div } \mathbf{U} - a \text{ rot rot } \mathbf{U} = 0, \quad (4.21)$$

с нулевыми граничными условиями на бесконечности:

$$\mathbf{U} \rightarrow 0 \text{ при } r \rightarrow \infty, \quad (4.22)$$

с действующей на объем V силой, равной нулю:

$$F_i = \oint \sigma_{ij} dS_j, \quad (4.23)$$

и моментом силы, не зависящим от размера блока V:

$$K_i = \oint n_k e_{ikl} \sigma_{lj} dS_j = 0, \quad (4.24)$$

где $a = (1-2\nu)/2(1+\nu)$, ν - коэффициент Пуассона, R_0 - радиус области V.

Решением задачи (4.21) - (4.24) в сферической системе координат (r, φ, ν) с началом $r = 0$ в центре шарового объема V в области $r \geq R_0$, являются поля смещений U и напряжений σ

$$U_r = U_\theta = 0, U_\varphi = -3Ar^2 \sin \nu, \quad (4.25)$$

$$\sigma_{r\varphi} = \sigma_{\varphi r} = 3/2Ar^3 \sin \nu, \quad (4.26)$$

где G - модуль сдвига, A - константа, которая будет определена ниже. Остальные компоненты тензора напряжений равны нулю.

Подставляя (4.26) в (4.24) для момента силы, который создает найденное упругое поле, получаем выражение:

$$K_{1z} = \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \sigma_{r\varphi} r^3 \sin \vartheta d\vartheta d\varphi = 3\pi^2 AG. \quad (4.27)$$

Остальные компоненты момента силы, вследствие выбора системы координат, равны нулю $K_{1x} = K_{1y} = 0$ (рис. 4.9).

3. Плотность энергии упругих деформаций записывается следующим образом: $W = \sum \{ \lambda / 2 (\varepsilon_{ij} \delta_{ij})^2 + G \varepsilon_{ij}^2 \}$, где λ - модуль всестороннего сжатия, ε_{ij} - деформация и δ_{ij} - символ Кронекера. Интегрируя это выражение по всему объему тела и считая его несжимаемым, получим следующее выражение для величины упругой энергии, созданной моментом силы K_1 :

$$W = 9/2A^2G \int_{R_0}^\infty \int_0^\pi \int_0^{2\pi} r^{-4} \sin \vartheta dr d\vartheta d\varphi = 4\pi A^2 GR_0^{-3}. \quad (4.28)$$

Приравнивая полученную упругую энергию кинетической (4.19) и учитывая, что момент инерции шара равен $I = 8/15\pi\rho R_0^5$, где ρ - плотность вещества, получаем следующее выражение для величины искомой константы A :

$$A = R_0^4 \Omega \sqrt{\frac{\rho}{15G}}. \quad (4.29)$$

Таким образом, с учетом (4.20) для искомых решений окончательно получаем следующие соотношения. Для момента силы упругого поля вокруг блока, направленного перпендикулярно плоскости его поворота:

$$K = -6\pi^2 \Omega R_0^4 \sqrt{\frac{\rho G}{15}} \sin \beta / 2, \quad (4.30)$$

величины упругой энергии:

$$W = 16/15\pi\rho\Omega^2 R_0^5 \sin^2 \beta / 2, \quad (4.31)$$

поля смещений:

$$U_r = U_\theta = 0, U_\varphi = -3\Omega R_0^4 r^{-2} \sqrt{\frac{\rho}{15G}} \sin \vartheta \sin \beta / 2 \quad (4.32)$$

и напряжений:

$$\sigma_{r\varphi} = \sigma_{\varphi r} = 3/2\Omega R_0^4 r^{-3} \sqrt{\frac{\rho G}{15}} \sin \vartheta \sin \beta / 2. \quad (4.33)$$

Появление в соотношениях (4.30) - (4.33) множителя $\sin \beta / 2$, в соответствии с теоремой косинусов, по сути, является тривиальным «геометрическим» следствием решаемой задачи.

Как видим, полученные решения задачи о поле упругих напряжений вокруг поворачивающегося объема V действительно определяются величиной угловой скорости, с которой вращается тело, что и объясняет название модели, данное ей авторами – ротационная модель.

Следует отметить, что при форме блока, близкой эллипсоидальной или овальной, конечные формулы существенным образом не изменяются; в них, как показывают оценки, появляются коэффициенты порядка единицы.

Оценки. Модельные параметры примем следующими: плотность среды - $\rho = 3 \text{ г/см}^3$, модуль сдвига - $G = 10^{11} \text{ н/м}^2$, угловая скорость вращения Земли - $\Omega = 7,3 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}$, радиус элементарного шарового сейсмофокального блока, по объему равновеликого среднему очагу в классе сильнейших курило-камчатских и японских землетрясений, имеющих овальную (эллиптическую) форму - $R_0 = (3/4 \times L/2 \times D/2 \times H)^{1/3} \approx 40 - 100 \text{ км}$. Здесь $L = 150 - 200 \text{ км}$ - протяженность вдоль сейсмофокальной зоны (длина), $D = 75 - 100 \text{ км}$ - «ширина» (размер вкрест зоны) и $H = 50 - 100 \text{ км}$ - «толщина» очага сильнейшего землетрясения - элементарного сейсмофокального блока. При таких значениях модельных величин любые три параметра из четырех: смещение $U \sim 10 \text{ м}$, сброшенное напряжение $\sigma \sim 100 \text{ бар}$, сейсмический момент $M_0 \sim 10^{28+30} \text{ дин}\cdot\text{см}$, выделенная сейсмическая энергия $W \sim 10^{16+18} \text{ дж}$, как легко можно убедиться, автоматически получаются из соотношений (4.30) - (4.33). (Одно из таких значений требуется для определения модельного параметра $\sin\beta/2$). Эти значения достигаются при углах поворота блока по порядку величины равных $\beta_0 \approx 10^{-4} \text{ рад}$. $\approx 10^{-3} \text{ град}$, что при повторяемости сильнейших землетрясений одно в 100 лет соответствует скорости поворота блока, равной 10^{-4} град/год .

Следует отметить, что по порядку величины с примерно такой же скоростью вращается Исландия, протяженность которой, как и «элементарного» сейсмофокального блока, составляет около 200 км. Действительно, в соответствии с вихревой гипотезой, Исландия, вследствие вращения Земли, поворачивается по часовой стрелке; в результате чего в течение нескольких десятков тысяч лет линии трещинных извержений в ее южной части изменили свою ориентацию примерно на 7° с ССВ $25-27^\circ$ в верхнем плейстоцене на ССВ $18-20^\circ$ в послеледниковую эпоху (Мелекесцев, 1979).

Таким образом, проведенные оценки показали, что применение ротационной модели к расчету параметров очага сильнейшего землетрясения физически обосновано. Более того, сама возможность комплексного самосогласованного аналитического описания нескольких физических величин в рамках одной модели без использования дополнительных данных (в том числе, и данных инструментальных сейсмологических наблюдений о параметрах очагов землетрясений) указывает на ее определенные преимущества перед другими моделями очага тектонического землетрясения.

Следствия модели. Дальнодействие и землетрясения - дуплеты (Викулин, Иванчин, 1996, 1997, 1998; Викулин, Чернобай, 1986; Викулин, Викулина, 1986). Для определения величины энергии взаимодействия поворачивающихся блоков воспользуемся известной закономерностью, согласно которой упругая энергия (в рамках закона Гука) пропорциональна квадрату деформации. Тогда, записывая величину деформации какой-либо части твердого тела в виде суммы деформаций, создаваемых в этой части каждым из блоков в отдельности, получим выражение, в котором «перекрестное» слагаемое и определяет величину энергии взаимодействия блоков друг с другом.

Для модели двух блоков полную упругую энергию можно записать в виде:

$$W = G \int (a + b)^2 dV = G \left\{ \int a^2 dV + \int b^2 dV + 2 \int abdV \right\},$$

где a и b - тензоры упругой деформации, созданные в результате поворота первой и второй областями соответственно, интегрирование проводится по всему объему тела. Первые два слагаемые в правой части суть собственные упругие энергии, каждая из которых вычисляется с помощью соотношения (4.20), третье слагаемое и определяет энергию взаимодействия областей

Полагая блоки шаровыми с радиусами R_1 и R_2 , записывая выражение для тензоров a и b через соответствующие им смещения (4.25), подставляя их в выражение для полной упругой энергии с учетом (4.19) и производя вычисления соответствующих интегралов, для энергии взаимодействия двух поворачивающихся областей получим следующее выражение:

$$W_{\text{int}} = 3/2\pi\rho\Omega^2R_1^4R_2^4l^{-3}\cos\phi, \quad (4.34)$$

где ϕ - угол между направлениями моментов сил полей напряжений, создаваемых вокруг каждого из блоков, l – расстояния между их центрами. Для модели двух равновеликих блоков ($R_1 \approx R_2 = R_0$), центры масс которых расположены на расстоянии примерно четырех радиусов ($l = 4R_0$), при принятых выше значениях модельных параметров для энергии взаимодействия блоков из соотношения (4.34), получаем *минимальную* оценку, для случаев параллельной ($\phi = 0$) и антипараллельной ($\phi = \pi$) ориентации блоков близкую энергии, сбрасываемой в очаге сильнейшего землетрясения: $W_{\text{int}} \sim 10^{16-17}$ Дж.

Полученный результат показывает, что согласно ротационной модели энергия взаимодействия двух сейсмофокальных блоков может достигать величины упругой энергии, сбрасываемой при отдельном сильнейшем землетрясении. Другими словами, упругие поля, описывающие взаимодействие блоков в рамках ротационной модели, можно считать дальнедействующими. Действительно, полагая, что отношение величин энергии взаимодействия (4.34) и ротационной энергии (4.31) порядка единицы $W_{\text{int}}/W \approx 1$, для расстояния между такими взаимодействующими блоками получаем:

$$l \approx R_0(\sin\beta/2)^{1/3} \approx 10 \cdot R_0, \quad (4.35)$$

где величина угла поворота блока была принята равной $\beta \approx 10^{-3}$ град., когда в соответствии с соотношениями (4.30) – (4.33) напряжения, согласно теории упругой отдачи, достигают критических значений.

Такое взаимодействие, если оно реализуется в природе, должно приводить к тому, что сильнейшие землетрясения в обоих блоках должны либо происходить одновременно либо не происходить вовсе. Действительно, если в одном из таких блоков накопилась достаточная для сильнейшего землетрясения энергия, то в результате «параллельного» ($\phi=0$) взаимодействия такой же по величине энергией должен обладать и взаимодействующий с ним второй сейсмофокальный блок. В случае же «антипараллельного» ($\phi=\pi$) расположения моментов блоков энергия их взаимодействия, наоборот, компенсирует энергию, накапливаемую в готовящемся очаге. Имеющиеся сейсмологические данные, как нам представляется, подтверждают такой вывод модели. Покажем это.

В сейсмологической практике известны случаи, когда в течение небольшого интервала времени практически одновременно происходят два достаточно сильных землетрясения с близко расположенными очагами - так называемые дуплеты. Сильнейшие землетрясения - дуплеты происходят достаточно редко. В пределах северо-западной окраины Тихого океана нам известны следующие такие события, отмеченные независимо друг от друга разными исследователями на основании анализа макросейсмических данных, данных о цунами и инструментальных сейсмологических наблюдений: 31.1.1605, $M=7,9$ в районе желоба Нанкай (Соловьев, Го, 1974), 4.11.1952, $M=8,5$ в районе Северных Курил - Южной Камчатки (Попов, 1961; Викулин, Чернобай, 1986а); 13.10.1963, $M=8,0$ на Южных Курилах (Викулин, Чернобай, 1986а). Реконструкция сейсмического процесса позволила сделать вывод о том, что землетрясения - дуплеты, близкие тем, которые отмечены в 1605 и 1952 гг., происходили 28.10.1707, $M=8,4$ в пределах желоба Нанкай (Викулин, Викулина, 1989) и 17.10.1737, $M=8,4$ на северных Курилах - южной Камчатке (Викулин, 1992). Кроме того, в работе (Викулин, 1992) было отмечено, что сильнейшие землетрясения - дуплеты на Камчатке, возможно, происходили и в 1790 и 1792 гг. Данные о расположении очагов сильнейших камчатских и нанкайских землетрясений по результатам работ (Викулин, 1990,1996; Викулин, Викулина, 1989; Викулин, Гусяков, Титов, 1992) представлены на рис. 3.16 и 3.17.

Приведенные данные показывают, что сильнейшие землетрясения - дуплеты редко, но все же происходят. Можно выделить два района - желоб Нанкай и северные Курилы - южная Камчатка, в каждом из которых такие события отмечены, по-видимому, как минимум дважды. При этом, как было показано в работах (Викулин, 1990, 1992; Викулин,

Викулина, 1989), с точки зрения пространственно-временных закономерностей (миграция, не пересечение очагов и повторяемость в одном месте) эти толчки - дуплеты являются вполне «обычными» событиями.

Из данных, представленных на рис. 4.1 и 4.2 также видно, что расстояние между очагами в дуплете примерно равно протяженности очага одного отдельно взятого толчка и составляет $l \approx 4R_0$. По данным японских источников (Соловьев, Го. 1974) два толчка 31.1.1605 г. произошли «практически одновременно». Анализ инструментального сейсмограммного материала показал, что при каждом их событий в 1952 и 1963 гг. толчки происходили с интервалом $\Delta t = 4 - 5$ сек (Викулин, Чернобай, 1986а,б). При этом было отмечено, что второй толчок в каждом дуплете никак не мог быть следствием «перераспределения напряжений после первого толчка», так как скорость передачи «упругой» информации при этом должна была бы существенно превысить значение скорости продольных волн: $\Delta L/\Delta t \approx (20 - 50)$ км/сек $> V_{p,max} \approx 8 - 10$ км/сек (Викулин, Чернобай, 1986).

Как видим, параметры реальных очагов толчков - дуплетов близки параметрам рассмотренной выше модели двух взаимодействующих блоков. Поэтому фактические данные по сильнейшим землетрясениям - дуплетам, на наш взгляд, подтверждают теоретический вывод ротационной модели о существовании сильного взаимодействия с положительной ($-\pi/2 < \phi < \pi/2$) энергией.

На существование сильного взаимодействия с отрицательной ($\pi/2 < \phi < 3/2\pi$) энергией, по-видимому, указывают сейсмологические данные для района центральных Курил протяженностью 250 - 300 км. Действительно, в пределах этого участка сейсмофокальной зоны, заключенного между оо. Симушир и Кетой, в пределах которого не перекрываясь могли бы разместиться 3 - 5 очагов сильнейших землетрясений, в течение последних 200 - 250 лет не было отмечено ни одного такого землетрясения (Новый каталог..., 1977) при их средней для окраины Тихого океана повторяемости в одном месте, равной одному событию в 100 ± 50 лет (табл. 4.1, рис. 4.1, 4.2 и 4.5).

Таким образом, сейсмологические данные и данные о цунами, полученные на материале Камчатки и Японии в течение последних нескольких сотен - тысячи лет, достаточно убедительно доказали, что между очагами сильнейших землетрясений - сейсмофокальными блоками существует дальное действие, которое количественно может быть описано с помощью модельных соотношений (4.34) и (4.35).

Спектр волн миграции землетрясений. Дальнедействующий характер взаимодействия очагов сильнейших землетрясений позволяет перейти к рассмотрению цепочки сейсмофокальных блоков. Рассмотрим случай равномерного движения равновеликих шаровых блоков в цепочке. Уравнение движения блока в такой цепочке можно записать в виде: $I d^2\beta/dt^2 = K_1 + K_2$, где β - угол, на который повернулся блок, $I = 8/15\pi R_0^5$ - его момент инерции, K_1 - момент силы поля упругих напряжений, появляющегося вокруг блока в результате его поворота, значение которого определяется соотношением (4.30), K_2 - момент силы, отвечающий за взаимодействие рассматриваемого блока с остальными блоками цепочки.

Из самых общих соображений ясно, что величина момента K_2 должна быть пропорциональна как упругой энергии рассматриваемого блока, равного $V d^2\beta/dx^2$, так и упругой энергии, соответствующей всем остальным блокам цепочки. В качестве последней выбираем величину, равную средней линейной плотности упругой энергии цепочки блоков W . Здесь $V = 4/3\pi R_0^3$ - объем блока, x - координата вдоль цепочки. Таким образом, момент силы, отвечающий за взаимодействие рассматриваемого блока с другими блоками цепочки, можно записать в виде $K_2 = \zeta W V d^2\beta/dx^2$, где ζ - безразмерный коэффициент, определяющий «однородность» цепочки блоков; в случае нашей задачи положим $\zeta = 1$.

Окончательно, уравнение движения для блока с координатой z в момент времени t можно записать в следующем виде: $\partial^2 \theta / \partial x^2 - c_0^2 \partial^2 \theta / \partial t^2 = k_0^2 \sin \theta$, или в безразмерных координатах $\xi = k_0 x$, $\eta = c_0 k_0 t$:

$$\partial^2 \theta / \partial \xi^2 - \partial^2 \theta / \partial \eta^2 = \sin \theta, \quad (4.36)$$

где $\theta = \beta/2$,

$$k_0^2 = \frac{3\pi\Omega}{WV} \left(\frac{3V}{4\pi} \right)^{4/3} \sqrt{\frac{\rho G}{15}}, \quad (4.37)$$

$$c_0^2 = \frac{WV}{I}. \quad (4.38)$$

Здесь, как и принято выше, $V=4/3\pi R_0^3$ - объем блока, $I=8/15\pi\rho R_0^5$ - его момент инерции и W - линейная плотность выделяемой в цепочке упругой энергии, k_0 и c_0 - характерные для сейсмического процесса волновое число и скорость.

Анализ показывает (Викулин, 1990; Николаевский, 1996), что физически оправданным является равенство $\lambda_0 \approx 2R_0$, где $\lambda_0 = 2\pi/k_0$ - длина волны (солитона). В таком случае для характерной скорости сейсмического (сейсотектонического) процесса получается соотношение:

$$c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \Omega R_0 \sqrt{\frac{G}{\rho}}, \quad (4.39)$$

подставляя в которое значения параметров модели получаем:

$$c_0 \approx 1 \text{ см/сек.} \quad (4.40)$$

Уравнение (4.36) получило название синус-Гордона (СГ), решениями которого среди прочих, как известно (Давыдов, 1982), являются локализованные волны - солитоны и экситоны (рис. 4.12). При этом скорость U_0 - «предельная» скорость солитонного решения, является характерной скоростью процесса, описываемого СГ уравнением (4.36).

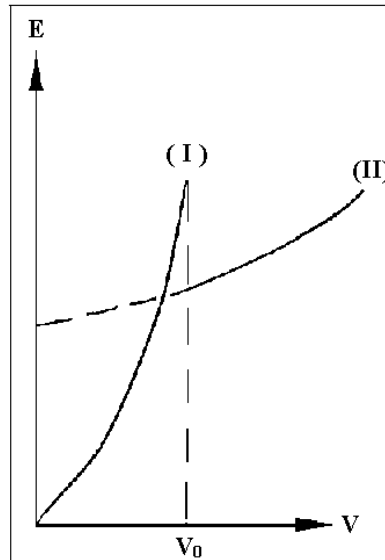


Рис. 4.12. Волновые решения уравнения синус-Гордона: I - солитоны, II - экситоны, V_0 - характерная скорость процесса (Давыдов, 1982).

Из (4.38) - (4.40) следует, что численное значение характерной скорости сейсмического процесса, описываемого уравнением СГ, равно:

$$U_0 = c_0 \approx 1 \text{ см/сек.} \quad (4.41)$$

Известный фактический материал по скоростям миграции сейсмичности вдоль тихоокеанской сейсмофокальной зоны собран в работе (Викулин, 2000) и представлен на рис. 4.13. Из данных, представленных на этом рисунке, видно, что все поле скоростей V в диапазоне семи порядков на плоскости $M_0 - \lg V$, где M_0 - наименьшие значения магнитуд

в анализируемых выборках землетрясений, разбивается на две неперекрывающиеся друг друга области, вытянутые в разных направлениях. Область с большим наклоном (I) представлена данными, характеризующими миграцию в больших пространственно-временных пределах, включая сейсмический пояс в целом – глобальную миграцию; область с меньшим наклоном (II) характеризует миграцию форшоков и афтершоков в очагах землетрясений – локальную миграцию. Полагая, что магнитуда землетрясения с величиной сбрасываемой упругой энергии E определяется соотношением Гутенберга-Рихтера $\lg E[\text{дж}] = 1,8M + 4,4$, представленные на рис. 4.11 зависимости оказались возможным переписать как

$$E_1 \approx V_1^5, V_1 < V_0, \quad (4.42)$$

$$E_2 \approx V_2^2, V_2 > V_0, \quad (4.43)$$

где

$$V_0 = (10^2 - 10^3) \text{ км/год} \approx 1 \text{ см/сек}. \quad (4.44)$$

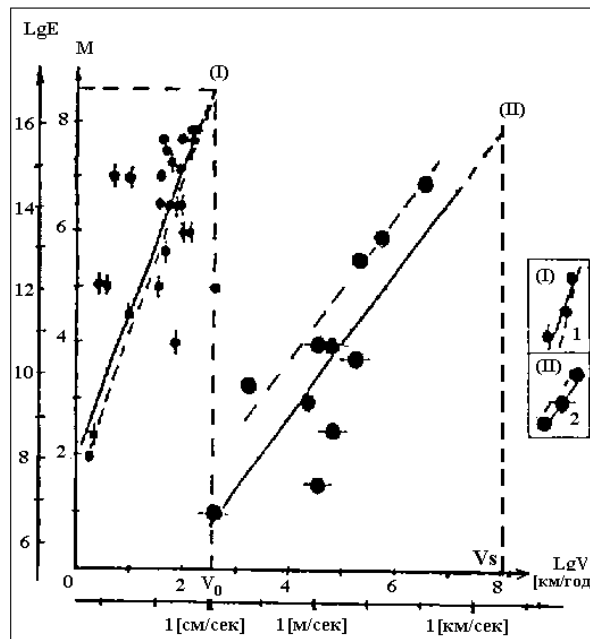


Рис. 4.13. Значения скоростей миграции тихоокеанских землетрясений вдоль сейсмофокальной зоны и определенные по ним зависимости $M_0(V)$. 1,2 – «солитонная» и «экситонная» зависимости; пунктиром проведены такие же зависимости, полученные в работе (Викулин, Иванчин, 1998) с использованием примерно в два раза меньшим количеством данных, не отмеченных «усами»; V_0 – характерная скорость миграции землетрясений; V_1 – предельное значение скорости экситонных решений.

Данные для других сейсмических поясов планеты в совокупности с данными о волновых движениях земной коры соответствуют полученным соотношениям (4.42) – (4.43).

Таким образом, видим, что смысловые равенства

$$U_0 \approx c_0 \approx V_0$$

подтверждают вывод феноменологической модели о том, что миграция очагов землетрясений, по сути, является отражением волновой природы сейсмического процесса, дополняют этот вывод – такой процесс описывается в рамках нелинейного уравнения СГ и его характерная скорость определяется численными равенствами

$$c_0 \approx V_0 \approx 1 \text{ см/сек}.$$

При этом солитонная ветвь решения должна описывать уединенные (тектонические) волны; предельное (при $M_0 \rightarrow M_{max}$) же экситонное решение должно описывать процесс

выделения упругой энергии при сильнейшем землетрясении, так как соответствующая предельная скорость экситонов V_I удовлетворяет равенству

$$V_I \approx V_S,$$

где $V_S \approx 4$ км/сек - скорость поперечной упругой сейсмической волны в земной коре, которая близка скорости «вспарывания».

Природа нутации полюса Земли (Викулин, Кролевец, 2001). Земля испытывает свободную прецессию. В геофизической литературе ее обычно называют свободной нутацией Эйлера, или по имени ее первооткрывателя в 1891 г. - чандлеровское колебание полюса. Такие колебания возникают в следствие того, что ось вращения Земли слегка наклонена к оси наибольшего момента инерции. Полный момент количества движения планеты остается постоянным и по величине и по направлению, а Земля движется так, что полюс описывает на ее поверхности круг с центром в точке пересечения оси наибольшего момента инерции с поверхностью Земли. Ось вращения Земли практически фиксирована в пространстве и чандлеровские колебания полюса выражаются в периодических вариациях широты с периодом 430 - 435 суток и переменной амплитудой, составляющей, в среднем, $0''{,}14$ (Манк, Макдональд, 1964). Прецессия полюса происходит в сторону, обратную вращению Земли.

Проблема возбуждения и затухания чандлеровских колебаний является дискуссионной. Большинство исследователей считают, что требуемая добротность чандлеровских колебаний может быть обеспечена за счет процессов, протекающих в ядре и мантии (Манк, Макдональд, 1964; Магницкий, 1965). Согласно (Молоденский, 1953; Парийский, 1963; Магницкий, 1965), данные по колебаниям Чандлера подтверждают и уточняют модель Земли с жидким ядром. В работе (Авсюк, 1996) показывается, что энергетика чандлеровских колебаний может быть объяснена движениями твердого ядра Земли, вызываемыми возмущениями в истеме Солнце – Земля – Луна. Однако, обосновать конкретный механизм, использующий взаимосвязь такого рода, будут достаточно сложно по “частотным” соображениям: величина периода такого движения ядра на несколько порядков превышает период чандлеровских колебаний. Некоторые исследователи полагают, что эта проблема не может быть решена за счет процессов, протекающих в мантии (Rochester, Smylie, 1965), атмосфере (Munk, Hassan, 1961) и магнитосфере (Стейси, 1972). Более того, согласно (Стейси, 1972), механизм возбуждения и затухания колебаний полюса до сих пор остается невыясненным. По-видимому, по этой причине в литературе, насколько нам известно, не обсуждался вопрос о взаимосвязи нутации полюса с другими собственными колебаниями планеты.

Пожалуй, у большинства исследователей не вызывает сомнений вопрос о том, что колебания Чандлера “определяются внутренним (по отношению к Земле - авт.) перераспределением момента количества движения; внешние воздействия несущественны” (Стейси, 1972).

В качестве основы одной из возможных моделей, с помощью которой можно было бы объяснить возбуждение чандлеровских колебаний, как и других собственных колебаний планеты, неоднократно предлагалось использовать процессы в очагах сильных землетрясений (Манк, Макдональд, 1964; Стейси, 1972; Chao, Gross, 1995). По-видимому, априори предполагая существование тесной взаимосвязи между этими планетарными явлениями, в атласе (Котляр, Ким, 1994) на графическом представлении временных рядов вариаций параметров вращения Земли представлены и сильные сейсмические события. Однако, последующие исследования и расчеты, выполненные в рамках известных модельных представлений, не подтверждали правильность такого подхода (Манк, Макдональд, 1964; Стейси, 1972).

На наш взгляд, такой на первый взгляд противоречивый ход событий может являться следствием того, что имеет место дефицит механических моделей, описывающих сейсмичность как динамический процесс планетарного масштаба. Покажем, что в рамках

ротационного подхода природа чандлеровских колебаний находит свое естественное объяснение.

Закон дисперсии для экситонных решений уравнения СГ (4.36), как известно (Давыдов, 1976; 1982; Филиппов, 1990), записывается в виде $\omega^2 = \omega_0^2(1 + \lambda_0^2/\lambda^2)$, $\lambda_0 = 2\pi c_0/\omega_0$, где значения длин волн, частот и скоростей определяется из соотношений (4.37) – (4.40). В рамках ротационной модели такой закон дисперсии объясняется сильными нелинейными свойствами цепочки блоков – их дальнедействующим взаимодействием друг с другом, что приводит к существованию моды с частотой ω_0 , реализующейся при большой длине волны (при $\lambda \rightarrow \infty$), когда все блоки цепочки движутся как единое целое, без ее деформации. При этом пружины, моделирующие взаимодействие блоков друг с другом, настолько слабо должны деформироваться, что их как бы и не должно быть вовсе. Такое движение соответствует повороту всего сейсмофокального объема тихоокеанского кольца, как целого, в плоскостях, перпендикулярных сечению кольца, когда $\lambda \rightarrow \infty$ равносильно $\lambda \rightarrow \Lambda$, где $\Lambda \approx 4 \cdot 10^4$ км - протяженность кольца.

Такое вращательное движение сейсмофокального кольца, расположенного в пределах переходной зоны и упруго связанного как с тихоокеанской плитой, так и с окружающими ее материковыми плитами, очевидно, должно сопровождаться вертикальными (относительно поверхности Земли) колебаниями некоего объема тороидальной формы и, следовательно, вследствие изменения формы Земли, должно приводить к прецессии полюса планеты с частотой ω_0 (Викулин, 1997).

Покажем, что прецессия полюса с «нулевой» частотой ω_0 и является колебаниями, соответствующими максимуму на частоте Чандлера f_{ch} .

Будем считать, что: 1) Параметры колеблющейся кольцевой области одинаковы на всем ее протяжении вдоль окраины Тихого океана. 2) Кольцевая область имеет тороидальную форму и расположена в плоскости кольца, имеющего субмеридиональное простираие. 3) Кольцо расположено на расстоянии $R_1 = R_3 \cos \varphi$ от центра Земли, R_3 – ее радиус, $\varphi \approx 50^\circ$ – половина угла, под которым кольцо “видно” из центра Земли: вдоль меридиана – от Алеутских о-вов - Аляски, $\varphi = 50-60^\circ N$ на севере до линии, соединяющей о.Веллингтон ($\varphi = 50^\circ S$, $\lambda = 75^\circ W$) с о-вами Окленд ($\varphi = 60^\circ S$, $\lambda = 170^\circ E$) на юге; вдоль экватора – от Соломоновых о-вов ($\lambda = 160^\circ E$) на востоке до Центральной Америки ($\lambda = 80^\circ W$) на западе. Тогда изменение момента инерции Земли вследствие таких колебаний составит $\Delta I = \Delta(R_1^2 m) = 2R_1 dm = 2R_3 dm \cos \varphi$, где $d = \delta H$ - амплитуда колебаний кольцевого объема с вертикальным размером H , m - масса колеблющегося объема.

Имеющиеся сейсмологические (с) данные позволяют определить период «нулевых» колебаний сейсмофокального кольца. При протяженности элементарного сейсмофокального блока $L_0 = 150-300$ км ≈ 250 км и предельном значении скорости таких волн $c_0 \approx 200$ км/год (Николаевский 1996; Викулин, 1997) для периода нулевых колебаний всего кольца как целого из соотношений получаем $T_{0,c} \approx 1,2$ года.

Согласно геодезическим (г) данным, полученным на геодинимическом полигоне вблизи Петропавловска-Камчатского в течение непрерывных наблюдений, проводимых уже более двадцати лет (Бахтиаров, Левин, 1991), изменение длин базовых линий l_i происходит с характерным периодом $T_2 = 1-1,5$ года при амплитуде изменения длин линий $\delta_2 = \Delta l_i / l_i = (1 \div 5) \cdot 10^{-6} \approx 3 \cdot 10^{-6}$.

Петропавловск-Камчатский расположен в непосредственной близости от сейсмофокального объема, удаление базовых линий от которого не превышает 100 км. Поэтому полученные в работе (Бахтиаров, Левин, 1991) геодезические данные указывают на то, что амплитуда вертикальных колебаний сейсмофокального объема и прилегающей к нему части вблизи Камчатки с периодом T_2 (4.4), по всей видимости, имеет тот же порядок величины. Тогда полагая, что сечение колеблющегося кольцевого объема тороидальной формы составляет $H \cdot D \approx (300 \div 400) \cdot (300 \div 400)$ км², $m = \rho H D \Delta$, $\rho \approx 3$ г/см³ - плотность, $\delta \approx \delta_2$, для величины изменения момента инерции Земли получим значение ΔI_2

$= 10^{36} - 10^{37} \text{ г}\cdot\text{см}^2$, что, в свою очередь, согласно (Стейси, 1972), должно вызвать нутацию полюса с периодом T_2 и с амплитудой $\Delta\alpha_2 = \Delta I/(C - A) \approx 10^{-6} \text{ рад}$. Здесь: $C - A = 2,6 \cdot 10^{42} \text{ г}\cdot\text{см}^2$ - разность между полярным и экваториальными моментами инерции Земли.

Таким образом, проведенный анализ показал, что значения модельных и экспериментально измеренных величин близки параметрам, характеризующим колебания Чандлера: $T_{0,c} \approx T_2 \approx T_{ch}$, $\Delta\alpha_2 \approx \Delta\alpha_{ch}$. Как видим, «нулевые» колебания окраины Тихого океана, имеющие сейсмотектоническую природу, могут рассматриваться в качестве возможной причины, приводящей к нутации полюса Земли на частоте Чандлера. Другими словами, в рамках ротационной модели сейсмического процесса чандлеровское колебание полюса следует считать в большей степени взаимосвязанным с процессами взаимодействия сейсмофокальных блоков в цепочке, чем с процессами в очаге отдельно взятого землетрясения пусть даже с предельной магнитудой и протяженным очагом.

Ротационная модель очага землетрясения. В случае цепочки неравномерно поворачивающихся блоков с трением их движение описывается т.н. возмущенным уравнением СГ (Викулин, Быков, Лунева, 2000):

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta + \alpha \frac{\partial \theta}{\partial \eta} + \mu \delta(\xi) \sin \theta, \quad (4.45)$$

где α - коэффициент трения, μ - параметр, характеризующий вынуждающую силу, вызывающую неоднородное вращение блока, $\delta(\xi)$ - дельта функция. В отличие от невозмущенного уравнения (4.36) уравнение (4.45) не имеет аналитического решения.

Уравнение (4.45) решалось численно (Викулин, Быков, Лунева, 1998; 2000) с использованием методов Маклафлина-Скотта и Рунге-Кутты. Начальные условия $x_0 = 0$, $t_0 = 0$, $u_0 = 10^{-10}$ ($u = V/c_0$ - безразмерная скорость) выбирались таким образом, чтобы скорость деформирования не превышала значения $\dot{\theta}_0 \leq 10^{-13} \text{ с}^{-1}$, что близко средней скорости деформации в сейсмоактивных (Радионов, Сизов, Цветков, 1986) и вулканических (Мелекесцев, 1979) областях и заметно отличается от глобальной средней скорости деформации (вращения отдельных блоков) в различных регионах Земли, оцениваемой величиной $5,5 \cdot 10^{-16} \text{ с}^{-1} \approx 1-2 \text{ град/млн. лет}$ (England, Molnar, 1997). Следует отметить, что значение скорости 10^{-13} с^{-1} по порядку величины близко теоретической оценке величины угла $\beta_0 \approx 10^{-2-3} \text{ град.}$, на который в рамках ротационной модели поворачивается «элементарный» сейсмофокальный блок между двумя последовательными во времени сильнейшими землетрясениями с очагами в его пределах.

Все блоки имели шаровую форму одинакового радиуса $R_0 = 10^5 \text{ м}$.

Решения для расстояния X , пройденного волной, величины ее скорости $V = dX/dt$ и величины угловой скорости поворота блока (скорости деформации) $\dot{\theta} = d\theta/dt$ при значениях параметров $\alpha \approx 0,1 - 1$ и $\mu \approx 10^{-4} - 10^{-2}$, близкими для реальных разломов (Кулагин, Маламуд, Старков, Кулагина, 1980), как функции времени приведены на рис. 4. 14. Из данных, приведенных на этом рисунке, видно следующее. Зависимости $X(t)$ представляют собою монотонные функции, имеющие «излом» в точках t_x и затем плавно выходящие на асимптотику X_a . Зависимости $V(t)$ имеют точки t_{Vmax} , в которых скорость волны достигает своего максимального значения V_{max} , после чего плавно выходит на асимптотику V_a . Зависимости $\dot{\theta}(t)$ имеют два четко выраженных максимума $\dot{\theta}_{max1}(t_{\theta max1}) < \dot{\theta}_{max2}(t_{\theta max2})$, которые разделены минимумом $\dot{\theta}_{min}(t_{\theta min}) \ll \dot{\theta}_{max1}$, $t_{\theta max1} < t_{\theta min} < t_{\theta max2}$; затем зависимость $\dot{\theta}(t)$ плавно выходит на асимптотику $\dot{\theta}_a$, $\dot{\theta}_{min} < \dot{\theta}_a < \dot{\theta}_{max1}$.

Анализ численных решений уравнения (4.10) показывает следующее (Викулин, Быков, Лунева, 2000). Во-первых, скорости $V_a \div V_{max} = (10^{-4} \div 4 \cdot 10^{-2}) \text{ м/с} \approx 1 \div 10^3 \text{ км/год}$ изменяются в значительных пределах и включают весь диапазон, изменения значений скоростей уединенных волн миграции и деформации (рис. 4.9). Во-вторых, значения

максимумов скоростей деформации составляют $(0,02-3,1) \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ и согласуются с наблюдениями в очагах сильных землетрясений (Кулагин, Маламуд, Старков, Кулагина, 1980). При этом минимальные значения $\dot{\theta}_{min}$ фиксируются на уровне $10^{-9} - 10^{-7} \text{ c}^{-1}$, на котором изменение скорости деформирования практически не влияет на прочность горных пород.

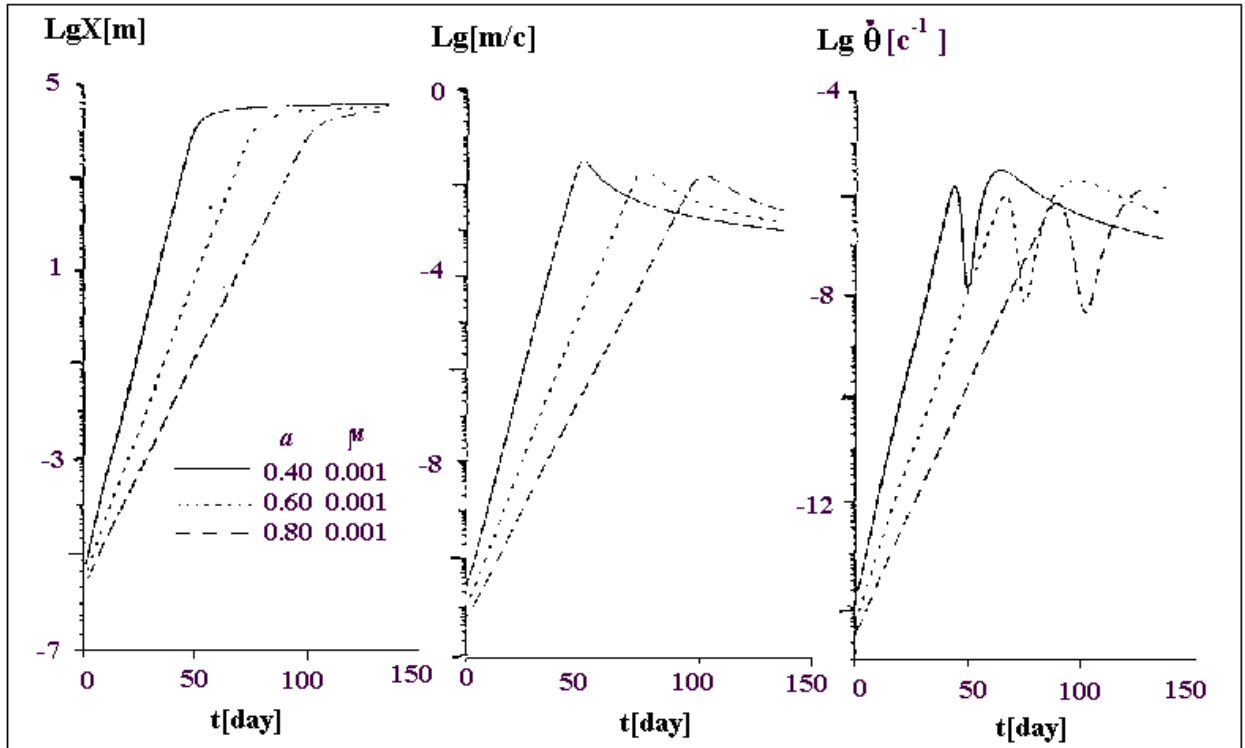


Рис. 4.14. Решения уравнения (3.1.1) для расстояния X , пройденного волной, величины ее скорости $V=dX/dt$ и величины угловой скорости поворота блока (скорости деформации) $\dot{\theta} = d\theta/dt$ при значениях параметров $\alpha \approx 0.1 - 1.0$ и $\mu \approx 10^{-4} - 10^{-2}$.

Как видим, модельные решения не противоречат физическим условиям, определяющим течение сейсмического процесса. Следует отметить, что значения V_{max} не зависят от величины начальной скорости u_0 и с увеличением последней достигаются при меньших временах t_{Vmax} .

Из данных, представленных на рис. 4.14, также видим, что в отличие от равномерного движения блоков, описываемого уравнением СГ (4.36), для которого скорости V и $\dot{\theta}$ являются постоянными, решения уравнения (4.45) являются функциями времени. Более того, все три решения $X(t)$, $V(t)$ и $\dot{\theta}(t)$ обнаруживают такие свойства, которые позволяют установить физически прозрачные взаимосвязи между движениями сейсмофокальных блоков и распространением тектонических волн.

Во-первых, все три зависимости при малых временах изменяются по одному экспоненциальному закону

$$X \approx X_0 e^{at}, V = V_0 e^{at} \approx a X_0 e^{at}, \dot{\theta} = \dot{\theta}_0 e^{at} \quad (4.46)$$

и при больших временах - выходят на асимптотику. Причем выход кривых $V(t)$ и $\dot{\theta}(t)$ на асимптотику происходит также примерно по одному и тому же закону. Эти данные указывают на то, что распространение тектонической волны, описываемое зависимостями $X(t)$ и $V(t)$, и движение сейсмофокального блока, характеризуемое зависимостью $\dot{\theta}(t)$, по сути, представляют одно явление - процесс их взаимодействия. При этом, значение X_a оказывается близким размеру модельного блока R_0 :

$$X_a \approx 10^5 M = R_0, \quad (4.47)$$

что позволяет конкретизировать взаимодействие и интерпретировать его как результат «захвата» тектонической волны сейсмофокальным блоком (Викулин, 1999).

Во-вторых, особые, мини-максные моменты времени для всех трех решений, т.е. моменты, характеризующие как движение блока, так и распространение волны, оказываются близкими друг другу:

$$t_X \approx t_{Vmax} \approx t_{\theta min} = \tau_0 \quad (4.48)$$

и (при постоянных ρ , G , R_0 и Ω для всех блоков цепочки) полностью определяются значениями параметров α и μ :

$$\tau_0 = \tau_0(\alpha, \mu). \quad (4.49)$$

Эти данные позволяют предположить, что взаимодействие тектонической волны с сейсмофокальным блоком в окрестности точки τ_0 имеет такую особенность, которую аналитически можно описать с помощью параметров α и μ .

В-третьих, отношение продолжительностей максимумов $\Delta t_{\theta max1,2}$ и их амплитуд $\dot{\theta}_{max1,2}$ во всем исследуемом диапазоне параметров α и μ не зависят от их значений, т.е. являются постоянными величинами:

$$\Delta t_{\theta max2}/\Delta t_{\theta max1} = 6 \pm 2, \quad (4.50)$$

$$\dot{\theta}_{max2}/\dot{\theta}_{max1} = 2 - 2,5. \quad (4.51)$$

Эти данные позволяют предположить, что первый ($t < \tau_0$) и второй ($t > \tau_0$) максимумы функции $\dot{\theta}(t)$ соответствуют разным стадиям взаимодействия. Назовем их соответственно первой и второй стадиями взаимодействия.

Сейсмический цикл (Викулин, 1999). Из опытов по деформированию горных пород (Соболев, 1993) следует, что «пикообразные выбросы скорости деформаций соответствуют ускорению деформации» и сбросу нагрузки. Таким образом, полученные выше результаты оказывается возможным проинтерпретировать следующим образом: особенностью взаимодействия, по сути, является высвобождение накопленных напряжений или землетрясение, которое происходит в результате локализации неустойчивой деформации в момент времени τ_0 . Следовательно, первой и второй стадией взаимодействия тектонической волны с сейсмофокальным блоком, по сути, должны являться форшоковая и афтершоковая стадии сейсмического цикла. Покажем это.

Особенности распределения форшоков и афтершоков в очагах сильнейших курило-камчатских и японских землетрясений исследовались в работе (Викулин, Викулина, Митякин, 1991; Викулин, 2003). Из этих данных можно видеть, что интервалы времени, в течение которых форшоки и афтершоки происходят относительно сильнейших толчков, соотносятся в пропорции $\Delta t_a/\Delta t_\phi = 69/11 = 6,3$, близкой отношению продолжительностей максимумов скорости деформации $\dot{\theta}$ (4.50). В то же время, при равенстве, в среднем магнитуд наиболее сильных форшоков и афтершоков $M_\phi = M_a$, их числа, а, следовательно, и суммарные сейсмические энергии E_ϕ и E_a , выделяемые в течение форшоковой и афтершоковой стадий в очагах сильнейших землетрясений, соотносятся между собою в пропорции $N_a/N_\phi = E_a/E_\phi = 2,3$, близкой отношению величин максимумов скоростей деформации $\dot{\theta}$ (4.51). На наш взгляд, приведенные данные о форшоках и афтершоках в очагах сильнейших землетрясений и результаты проведенного сравнительного анализа, являются сильным аргументом в пользу сформулированного выше предположения о том, что первый и второй максимумы на кривой $\dot{\theta}(t)$, по сути, соответствуют форшоковой и афтершоковой стадиям сейсмического процесса.

Таким образом, показано, что ротационная модель, в принципе, позволяет количественно описать такие важные свойства сейсмического процесса, как его форшоковую и афтершоковую стадии и заключенную между ними «особенность» - сильнейшее землетрясение.

Ротационная тектоника Земли (введение в проблему). Роль ротационных эффектов. Проблема вращательных движений в плитовой тектонике не нова. Например, в рамках вихревой гипотезы тектоническая история Земли складывалась следующим образом (Мелекесцев, 1979): «Вращением древнего Гондванского циклонического вихря по часовой стрелке возможно объяснить и «разбегание» ... «осколков» Гондванны: Африки, Австралии, Южной Америки Индии. В связи с тем, что Антарктида оказалась в центре вихря, она практически не переместилась по горизонтали, так и оставшись в околополярной области Южного полушария. Вращением вихря хорошо объясняется и аппроксимация древних зон расколов, ограничивавших Антарктиду, логарифмической спиралью, рассчитанной О.Г.Сорохтиным (1974)».

Возможность объяснения в рамках ротационной модели широкого спектра геофизических явлений, данное выше, указывает на то, что поворот блоков земной коры и верхней литосферы за счет внутренних источников - главное допущение ротационной модели, является вполне оправданным. Очевидно, что такой механизм должен иметь место и на других планетах солнечной системы.

Величина угловой скорости вращения планеты, если не во всем, то во многом, определяет характер и интенсивность протекания на ней геофизических процессов. Это утверждение, несомненно, справедливо для верхних слоев планеты - ее гидросферы, атмосферы и прилегающего космического пространства. Действительно, самые быстровращающиеся планеты, период вращения которых составляет около 10 часов, кроме большого количества спутников содержат долгоживущие системы колец (Сатурн) и планетарных атмосферных вихрей (Юпитер). Наиболее крупный из вихрей - Большое красное пятно Юпитера, по размерам значительно превосходящий нашу Землю, наблюдается уже в течение трех столетий и представляет собою дрейфующую уединенную волну (солитон) Россби, свойства которой обусловлены силой Кориолиса (Незлин, 1986).

На Земле также установлено существование долгоживущих движений в экваториальной части мирового океана и топографических вихрей в его прибрежной зоне (Ефимов, Куликов, Рабинович, Файн, 1985; Коняев, Сабинин, 1992; Рогачев, 2003), которые относятся к классу волн Кельвина, Стокса, Россби и др. (Ефимов, Куликов, Рабинович, Файн, 1985) захваченных вращением Земли при наличии неоднородностей рельефа. Интенсивность таких волновых движений на Земле значительно меньше аналогичных на Юпитере.

Данные о какой-либо деятельности циклонического характера на имеющей атмосферу Венере, период вращения которой достаточно велик и составляет 243 дня, нам не известны.

Имеются данные о «вихревом» характере движений, происходящих и в веществе твердой сферы вращающихся планет. К их числу относятся растрескавшаяся «ледяная шапка» на полюсе Марса, рис. 1.8 (период вращения, как и у Земли, около суток) и вскрытые эрозией вулканические породы Ичинского вулкана на Камчатке (рис. 1.4). В обоих случаях наблюдаются «циклонические» структуры, имеющие явно выраженный вид раскручивающихся спиралей. На существование такого же типа движений в твердой мантии Земли указывают и так называемые вихревые структуры (Мелекесцев, 1979; см. так же рис. 1.5, 1.6, 1.8). На планетах, скорость вращения которых много меньше земной, например, Венере и Луне, вихревые структуры отсутствуют (Мелекесцев, 1979; Maps..., 1989).

На «вихревой» характер движения твердой части поверхности планет указывают также данные о выявленных на их поверхностях структурах, имеющих кольцевую форму - так называемые кольцевые структуры. Генетические типы таких структур характерны для основных элементов строения Земли - платформ, щитов, складчатых поясов; их размеры колеблются от сотен метров до 2 - 3 тысяч километров. Большая часть выявленных кольцевых структур возникло в результате тектонического развития Земли в течение

последних 3 млрд лет, остальные, в основном, имеющие сравнительно небольшие размеры, образовались вследствие падения метеоритов. Кольцевые структуры выявлены и на поверхности Меркурия, Марса, на большинстве спутников Юпитера; на Венере и Луне кольцевые структуры развиты в меньшей степени (Мелекесцев, 1979; Кац, Козлов, Полетаев, Сулиди-Кондратьев, 1989) и они, по сути, являются другими образованиями, имеющими метеоритное или вулканическое происхождение (Галкин, 1978; Мелекесцев, 1979; Maps..., 1989).

Имеющиеся данные позволяют предположить, что кольцевые структуры на Земле «группируются» в цепочки и, возможно, в другие более сложные по геометрии образования. К их числу, например, можно отнести цепочку гигантских морфоструктур, протянувшихся вдоль всей восточной окраины Азиатского континента от Индонезии до Аляски (Мелекесцев, 1979; Кулаков, 1986). Вращающиеся согласно геодезическим данным по часовой стрелке о. Хоккайдо (Hashimoto, Tada, 1988) и другие вихревые структуры Японских островов, оси которых расположены вблизи залива Сагами (центральная часть о.Хонсю) и о. Сикоку (Рикитакэ, 1970; Мелекесцев, 1979), являются составной частью этого образования. Такая цепочка морфоструктур, в свою очередь, по-видимому, может являться частью другого более протяженного образования, объединяющего кольцевые структуры окраины всего Тихого океана и Альпийско - Гималайской системы до Океании включительно в два пояса, которые ортогонально друг другу протягиваются по поверхности Земли вдоль двух кругов большого радиуса (Шейдеггер, 1987).

На существование волновых движений в пределах земной коры и верхней мантии в зонах стыка плит, как показано выше в настоящей работе, указывают данные о волнах миграции очагов землетрясений, распространяющихся вдоль сейсмически активных поясов и имеющих тектоническую природу. По-видимому, с волновыми движениями такой же природы связаны и долговременные в геологическом смысле повороты «элементарных» (с размерами в первые сотни километров) сейсмофокальных блоков, выявленные на примере Алеутских островов и Эквадора (Geist, Childs, Scholl, 1988; Daly, 1989; Геологическая..., 1989).

Тектоническая жизнь Земли, связанная с относительным перемещением плит вдоль ее поверхности, достаточно активна в течение последних геологических эпох (десятков и, возможно, сотен, миллионов лет). Поступательное движение вдоль поверхности вращающейся планеты всегда (кроме исключительных случаев) имеет ротационную составляющую. Вихревые компоненты, соответствующие всем движущимся тектоническим объектам, как и в случае шельфовых волн в мировом океане (Ефимов, Куликов, Рабинович, Файн, 1985, с. 185), могут «захватываться» волновыми свойствами межплитных зон и «конденсироваться» в их пределах; при этом, в протяженных зонах может происходить их резонансное усиление и перераспределение между разными типами волновых движений, что в свою очередь может приводить в том числе и к перестройке всего тектонического процесса на планете.

По-видимому, в рамках такого механизма, использующего представления о взаимодействующих плитах, движущихся вдоль поверхности вращающейся планеты, следует пытаться находить объяснение закономерностям, как пространственного распределения кольцевых структур, так и их генезиса. На это указывают данные работы (Hashimoto, Tada, 1988), согласно которым вращение о. Хоккайдо ни в какой мере не связано с процессами накопления и высвобождения сейсмической энергии при сильнейших ($M = 7,5 - 8,3$) землетрясениях, очаги которых в 1940 - 1973 гг. располагались вокруг него. В таком случае мощность механизма, обеспечивающего такое взаимное движение плит, проявляющееся в виде цепочек кольцевых морфоструктур, намного (по-видимому, в $1/\eta \sim 10^2 - 10^6$ раз; η - сейсмический коэффициент полезного действия) должна превышать мощность сейсмического процесса. Такой вывод находится в хорошем согласии с данными о движении поверхности коры при землетрясении 1.9.1923 г. с $M=8,2$

в Канто, при котором в пожаре, возникшем в Токио, сгорело около 140 тысяч человек. Действительно, очаг этого землетрясения (рис. 1.7) располагался в центральной части вихревой структуры и в результате подвижек при землетрясении до 4 м и более повернулся на угол $3 \cdot 10^{-5}$ рад (Ли Сы-Гуан, 1958; Мелекесцев, 1979), величина которого близка значению согласно ротационной модели (см. с. 115).

Как видим, ротационный принцип в условиях вращающейся планеты в течение геологических времен может играть исключительно важную роль в ее жизни.

Однако тектоническая оценка ротационного принципа может быть проведена с несколько других позиций.

Рассмотрим проблему поворота макрообъемов упругой литосферы на вращающейся планете с более общих позиций. Как известно, литосферные плиты, как панцирь покрывающие планету, друг относительно друга поворачиваются, что и находит свое отражение в процессах, протекающих в районах сейсмических поясов Земли. Такое движение плит, согласно «ротационного» принципа, вследствие вращения Земли должно приводить к появлению вокруг них (как и вокруг поворачивающихся «элементарных» блоков) полей упругих напряжений, имеющих соответствующим образом направленные моменты сил. По-видимому, именно такие поля напряжений, являющиеся «общими для разных точек земного шара» и приводят к модуляции высокочастотных сейсмических шумов (Рыкунов, Хаврошкин, Циплаков, 1979; Салтыков, 1995). Для решения тектонической задачи в такой постановке, очевидно, необходимо рассмотреть задачу о поле напряжений вокруг поворачивающейся «элементарной» плиты на поверхности вращающегося шара с соответствующими граничными условиями. С физической точки зрения, с учетом полученных в настоящей работе результатов, постановка такой задачи вполне закономерна. Решение такой задачи, по всей видимости, может рассматриваться как теоретическая основа тектонической истории планеты.

О скоростях движения тектонических плит (Викулин, Тверитинова, 2004).
Введение. Исследования сейсмичности позволили установить наличие пропорциональной зависимости между скоростями миграции землетрясений и их магнитудами, т. е. величинами сейсмических энергий, выделяемых в их очагах (рис. 4.13). Эту зависимость оказалось возможным проинтерпретировать в виде ротационнообусловленных волновых движений планетарного масштаба (4.36) – (4.44).

Сейсмичность тесно взаимосвязана с процессами, которые протекают в областях стыка тектонических плит и которые являются прямым результатом их взаимодействия. Закономерности перемещения тектонических плит и их взаимодействия в последнее время все чаще описывают в рамках волновых геодинамических моделей, учитывающих особенности вращения планеты. В блоковой геофизической среде мерой тектонической активности может являться, например, параметр, величина которого определяется скоростями движения плит и их размерами. Поэтому можно предположить, что и значения скоростей геологических процессов, протекающих в пределах границ тектонических плит, пропорциональны их размерам.

Исходные данные. Достаточно полная подборка данных о скоростях геологических процессов приведена в работе (Кукал, 1987). Достаточно подробные данные о параметрах зон субдукции содержатся в работе (Гатинский, Рундквист, Владова и др., 2000). Данные о скоростях раскрытия современных океанов и рифтовых зон Земли по нашим определениям приведены в (Викулин, Тверитинова, 1004). При расчетах нами использовались также данные о протяженностях зон и скоростях спрединга океанического дна, приведенные в работах (Хейрцлер, Диксон, Херрон и др., 1974, с.50; Ле Пишон, 1974, с.95).

Таким образом, при анализе нами использовалась $N_{\Sigma} = 61$ пара данных о протяженностях границ тектонических плит и скоростях геологических процессов, протекающих в их пределах. Все эти данные использовались нами для статистического анализа, который проводился на плоскости с осями логарифм скорости (LgV [мм/год]) –

логарифм протяженности зоны (LgL [км]). Прямолинейные зависимости между логарифмами протяженностей зон и логарифмами скоростей $LgL (\pm s_0) = (a \pm s_a) \cdot LgV + (b \pm s_b)$ определялись методом наименьших квадратов, где «а» и «b» - коэффициенты, s_0 , s_a , s_b – дисперсии точек и коэффициентов.

Все данные в совокупности, являющиеся своеобразной интегральной мерой тектонической активности процессов субдукции, рифтинга и спрединга, представлены на рис. 4.15. Определенная по ним зависимость $LgL(LgV)$ имеет вид:

$$LgL (\pm 0,42) = (0,11 \pm 0,15) \cdot LgV + (3,42 \pm 0,26). \quad (4.52)$$

Видно, что точки на рис. 4.15 располагаются в пределах области по форме, близкой к круговой, значение дисперсии s_0 составляет около половины порядка, при этом значение дисперсии s_a больше значения коэффициента «а». Поэтому можно принять, что зависимость (4.52), статистически мало значима. Другими словами, по всей совокупности данных зависимость между протяженностью зоны и скоростью протекающего в ее пределах геологического процесса не выявляется.

Из всей совокупности анализировались только данные по размерам зон и скоростям субдукции ($N=32$). Соответствующая прямолинейная зависимость имеет вид:

$$LgL (\pm 1,22) = -(0,16 \pm 0,70) \cdot LgV + (3,66 \pm 1,22). \quad (4.53)$$

Видно, что полученная зависимость также статистически не значима: значения всех дисперсий s_0 , s_a , s_b составляет примерно порядок и более. Рассмотрение более детальных и, по-видимому, более однородных данных, представленных в (Хейрцлер, Диксон, Херрон и др. 1974; Харленд, Кокс, Ллевеллин и др., 1985), также указывают на отсутствие статистически значимой связи между протяженностью зоны и скоростью субдукции:

$$LgL (\pm 0,27) = (0,18 \pm 0,56) \cdot LgV + (2,93 \pm 1,04). \quad (4.54)$$

Сравнение зависимостей (4.53) и (4.54) показывает, что скорость субдукции, по-видимому, можно считать независимой от протяженности пододвигаемой плиты и, в среднем, равной:

$$V = 60 \pm 30 \text{ мм/год}, \quad 875 < L \text{ [км]} < 13600. \quad (4.55)$$

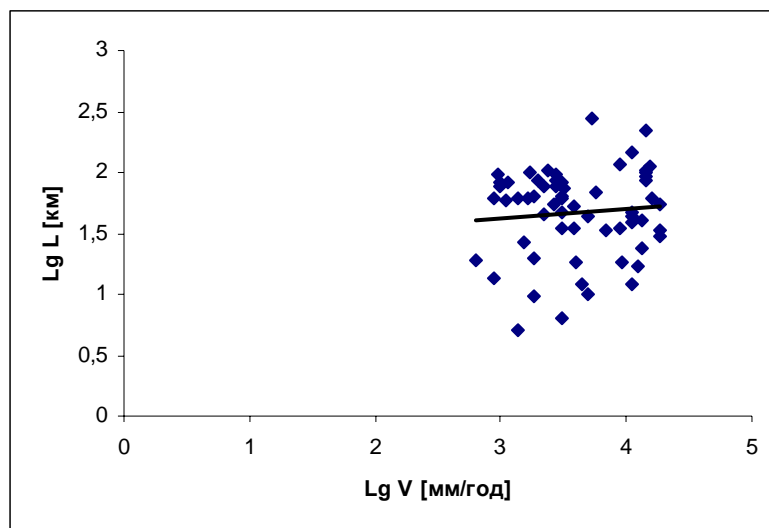


Рис. 4.15. Данные, характеризующие зависимость между протяженностями зон и скоростями субдукции, рифтинга и спрединга ($N=61$). Выражение для проведенной прямой линией зависимости $LgL(LgV)$ дается соотношением (4.52).

Из данных, представленных на рис. 4.16 ($N=29$), видно, что зависимость только между протяженностями раздвигаемых плит и скоростями рифтинга и спрединга можно представить в виде:

$$LgL (\pm 0,33) = (0,43 \pm 0,15) \cdot LgV + (3,17 \pm 0,26). \quad (4.56)$$

Анализ показывает (табл. 4.4), что зависимости между протяженностями зон и скоростями рифтинга и спрединга выявляются и по частичным выборкам, представленным датированными данным за $\tau = 5, 27, 33$ и 150 (144-163) млн. лет.

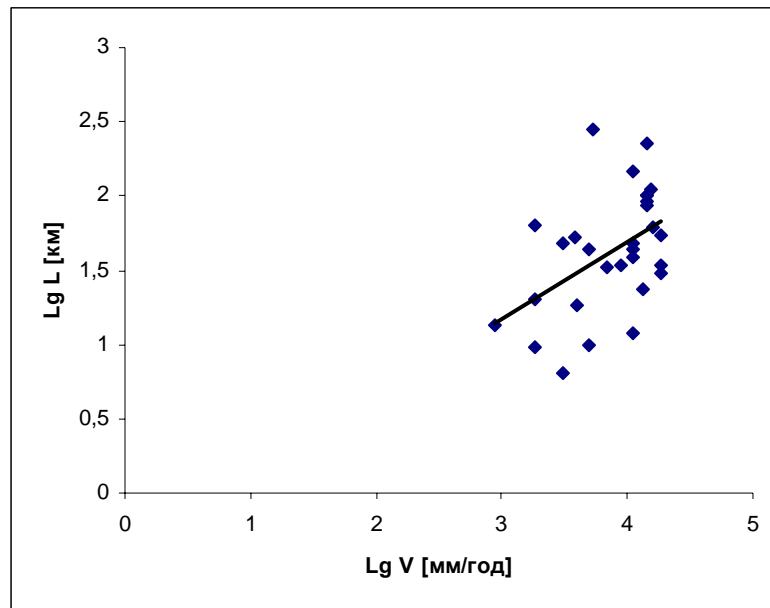


Рис. 4.16. Данные, характеризующие зависимость между протяженностями зон и скоростями рифтинга и спрединга ($N=29$). Выражение для зависимости $LgL(LgV)$, проведенной прямой линией, дается соотношением (4.56).

Таким образом, проведенный статистический анализ показал, что в течение последних 150 (144-163) млн. лет протяженности зон рифтинга и спрединга, с одной стороны, и скорости раздвигания плит в их пределах – с другой, можно считать пропорциональными. На основании данных табл. 4.4 в первом приближении можно принять:

$$Lg L \approx Lg V \text{ или } L \approx V. \quad (4.57)$$

Таблица 4.4. Параметры зависимостей $LgL(LgV)$, характеризующих протяженности зон как функции скоростей спрединга для разных геологических отрезков времени.

| N п. п. | Число данных, N | Временной интервал $T_1 - T_2$, [млн. лет] | Продолжительность интервала, τ , [млн. лет] | $LgL (\pm s_0) = (a \pm s_a) \cdot LgV + (b \pm s_b)$, L [км], V [мм/год] |
|---------|-----------------|---------------------------------------------|--------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|
| 1 | 7 | 5 – 0 | 5 | $LgL (\pm 0,38) = (0,77 \pm 0,38) \cdot LgV + (2,38 \pm 0,62)$ |
| 2 | 2 | 163 – 144 | 19 | $LgL = 0,77 LgV + 1,27$ |
| 3 | 5 | 65 – 38 | 27 | $LgL (\pm 0,37) = (0,69 \pm 0,49) \cdot LgV + (2,85 \pm 0,75)$ |
| 4 | 9 | 38 – 5; 98 – 65 | 33 | $LgL (\pm 0,31) = (0,54 \pm 0,25) \cdot LgV + (3,09 \pm 0,42)$ |
| 5 | 2 | 144 – 98 | 46 | $LgL = 0,80 LgV + 0,84$ |
| 6 | 4 | 150 - 0 | 150 (144 – 163) | $LgL (\pm 0,07) = (0,55 \pm 0,19) \cdot LgV + (3,08 \pm 0,33)$ |
| | Всего: 29 | | Средние, n=6: n=4: | $0,7 \pm 0,3$ $0,3 \pm 0,1$ $2,9 \pm 0,5$ |

Обсуждение результатов. 1. Приведенные данные характеризуют движения в пределах рифтинг – спрединговых зон, расположенных в разных частях Земли. Поэтому, во-первых, сам факт существования зависимости (4.57) указывает на планетарный

масштаб механизма, обеспечивающего протекание рифтинг – спрединговых процессов. Во-вторых, время действия такого механизма никак не меньше интервала длительностью 150 (144-163) млн. лет, данные для которого имеются в нашем распоряжении. Что можно сказать о природе такого механизма, который на планетарном уровне регулирует интенсивность геологических движений в пределах рифтинг - спрединговых зон Земли?

Следует отметить, что само существование зависимости типа (4.57), в настоящее время представляется проблематичным. Действительно, согласно данным работы (Кукал, 1987; с. 40) «между протяженностью зоны субдукции и скоростью этого процесса какой-либо закономерной связи не отмечается». Полученные нами для зон субдукции данные (4.53) – (4.55) подтверждают этот вывод. И в то же время в работе (Жарков, 1983; стр. 257) отмечается, что «скорости плит коррелируются с относительной протяженностью границ субдукции, т.е. чем больше относительная длина границ поглощения плит, тем больше их скорость». В работе (Айзекс, Оливер, Сайкс, 1974; с. 164-165) отмечается, «что длина зон глубоких землетрясений может быть мерой величины поддвигания, происходящего в последние несколько миллионов лет». И этот вывод авторы иллюстрируют зависимостью $Lg L \approx Lg V$, по сути, близкой зависимости (4.57).

2. Полученная в результате статистического анализа данных зависимость между протяженностью зоны L и скоростью V ее расширения (4.57) накладывает вполне определенные условия на энергетику механизма, «обеспечивающего» протекание процессов рифтинга и спрединга. Действительно, полагаем, что кинетическая энергия движущейся плиты равна $E = mV^2/2$, где $m = \rho DS$ и V – масса и скорость движения плиты, ρ , D – ее плотность и «толщина», $S \approx L^2$ – ее площадь и L - протяженность «раздвигаемой» стороны. Тогда величина приращения энергии dE вследствие увеличения протяженности зоны dL и изменения ее скорости движения dV с точностью до первого порядка малости получим: $dE = 2E_0(dL/L + dV/V)$. Откуда, учитывая (4.57) и интегрируя, для кинетической энергии плиты протяженностью L получаем:

$$E = 4E_0 Lg(L/L_0), \quad (4.58)$$

где $E_0 = \rho DL_0^2 V_0^2/2$ – кинетическая энергия плиты, L_0 - ее протяженность и V_0 - скорость ее движения в момент начала рифтинг – спредингового процесса.

Из полученного соотношения следует, что необходимым условием выполнения установленного соотношения между протяженностью зоны и скоростью ее движения (4.57) является увеличение со временем энергии рифтинг – спредингового процесса, происходящего по логарифмическому закону (4.58). При этом при увеличении протяженности зоны на порядок (два порядка) механизм должен быть способен увеличить энергию процесса в 4 раза (почти в 10 раз). И увеличить только кинетическую энергию, без учета энергетических затрат, связанных с разрывом сплошности литосферы при увеличении протяженности рифтинг – спрединговой зоны и с преодолением трения при движении плиты.

3. В работе (Жарков, 1983; стр. 256-259) на основании данных в (Forsyth, Uyeda, 1975), формулируется вывод о том, что «скорости плит коррелируются с величиной среднего полярного расстояния плиты». (Здесь под скоростью понимается величина, осредненная по площади плиты). При этом, подчеркивая реальность данных о существовании течений в мантии, в (Жарков, 1983) делается вывод о том, «что движение литосферы...*увлекает* (курсив – А.В.) за счет сил вязкого трения подстилающую ее астеносферу». Эти данные позволяют предположить, что механизмы, в соответствии с полученными соотношениями (4.57) и (4.58) обеспечивающие движение литосферных плит, имеют собственную (внутреннюю) ротационную природу, не зависящую от движений в мантии.

4. В первом разделе книги и многочисленных статьях сборника (Викулин, 2004), отмечалось, что земную кору, литосферу и более глубокие оболочки планеты следует рассматривать как такие среды, которые являются структурно упорядоченными и в пространстве и во времени. В таком случае полученные в настоящей работе данные

должны в первую очередь «стыковываться» с результатами сейсмологических исследований, которые являются прямым следствием тектонических движений.

Выше, в этом разделе, было показано, что совокупность достаточно сильных землетрясений, происходящих в пределах сейсмически активных поясов Земли, может рассматриваться как волновой процесс, свойства которого определяются угловой скоростью вращения планеты. При этом полагалось, что сейсмофокальные блоки поворачиваются за счет своих внутренних источников. В рамках такого ротационного подхода установлено существование двух видов волновых решений, имеющих тектоническую природу.

Факт наличия у тектонических плит вращательного движения, кроме приведенных выше данных, подтверждают и следующие данные.

Во-первых, в течение последних нескольких тысяч лет линии трещинных извержений в южной части Исландии изменили свою ориентацию примерно на 7° с ССВ $25-27^{\circ}$ в верхнем плейстоцене на ССВ $18-20^{\circ}$ в послеледниковую эпоху (Мелекесцев, 1979). При протяженности Исландии около 200 км такой разворот линий трещинных извержений равносителен вращению острова с угловой скоростью порядка $(10^{-3}-10^{-2}) \text{ год}^{-1}$ или линейной скоростью движения его окраины $(10 - 100) \text{ см/год}$.

Во-вторых, самая большая по размеру кольцевая «дислокационная» структура Земли – окраина тихоокеанской плиты - испытывает периодические повороты по и против часовой стрелки при амплитуде угла вращения около 10 градусов (Берсенов, 1964), что приводит к смещениям, достигающим нескольких сотен километров (Маслов, 1996). При этом периодам 30-23, 16-13, 6-0 млн. лет тому назад отвечает субширотное сжатие или вращение по часовой стрелке, периодам 22-17, 12-7 млн. лет – субширотное растяжение или вращение против часовой стрелки (Jackson, Shaw, Bargar, 1975; Takeuchi, 1986). Согласно этим данным, в течение последних нескольких десятков млн. лет величины угловой скорости вращения тихоокеанской плиты и линейной на ее окраине составляют $(10^{-5}-10^{-4}) \text{ год}^{-1}$ и $(1 - 10) \text{ см/год}$.

Скорости миграции сильнейших землетрясений вдоль окраины Тихого океана ($R \sim 10^4 \text{ км}$) составляют, в среднем, 1 см/сек (4.40), (изменяясь в пределах $10^{-2} \text{ см/сек} - 10^2 \text{ м/сек}$ (рис. 4.13)), что соответствует средней угловой скорости около 10^{-2} год^{-1} (Викулин, 2003). Примерно с такой же скоростью мигрируют эпицентры землетрясений вдоль окраины австралийского континента (рис. 4. 9, $R \sim 10^3 \text{ км}$) и вокруг сейсмической дыры в Авачинском заливе на Камчатке (рис. 4.10, $R \approx 20 \text{ км}$).

В-третьих, на факт вращения плит, в том числе и тихоокеанской, и крупных блоков указывают и данные прямых геодезических (Рикитаке, 1970; Сато, 1984) и геодинамических (Давыдов, Долгих, Запольский, Копвилем, 1982) измерений. Как видим, имеются весьма веские основания предположить, что именно повороты плит, и являются причиной горизонтальных смещений вдоль известных систем разломов планеты, скорости которых (Кукал, 1987; с. 15), как правило, не выходят за определенные выше значения скоростей движения для окраин Исландии, австралийского континента и Тихого океана.

Как видим, скорости поступательных движений плит, с одной стороны, и линейных перемещений вдоль границ плит в результате их вращений – с другой, действительно имеют один порядок по величине. Поэтому можно принять, что полученное соотношение (4.57) характеризует одновременно оба типа движений, происходящих в пределах рифтинг-спрединговых зон.

Таким образом, установленное соотношение (4.57), определяющее наличие пропорциональной зависимости между протяженностями зон и скоростями рифтинг – спрединговых движений в их пределах, в принципе, может быть согласовано с представлениями ротационного волнового подхода к описанию сеймотектонического планетарного процесса. В рамках такой концепции, как нам представляется, в будущем окажется возможным дать физическую интерпретацию геологическим волновым движениям (Гущенко, Копп, Корчемагин и др., 2003; Тверитинова, 2004), в том числе (при

«включении» в рассмотрение вертикальных движений земной коры) и пульсациям Земли (Милановский, 1995).

Ротационная гипотеза. В заключение сформулируем гипотезу, которая логически вытекает из результатов, приведенных выше.

Выше было получено решение, соответствующее такой неустойчивости сейсмотектонического процесса, которое приводит к образованию дисклинации и, как следствие, к генерации упругих волн, вызывающих землетрясения. При этом в ротационную модель не закладывались никакие критические условия (критерии) разрушения вещества. Поэтому *существование неустойчивости в системе взаимодействующих сейсмофокальных блоков*, как было сформулировано в предыдущем разделе, согласно представлениям ротационной модели, очевидно, должно быть *заключено в самой природе сейсмотектонического процесса.*

Во-вторых, в работе установлено существование следующих констант: χ , M_f и R_0 , φ^* . Первые две, по сути, характеризуют процесс взаимодействия тектонической волны с блоком, вторые - скорее, само вещество, его «структуру» и дисклинационную природу. При этом, константы между собою взаимосвязаны аналитическими выражениями, имеющими вполне определенный физический смысл. Таким образом, можно предположить, что *существует взаимосвязь между дисклинационной, моментной природой вещества сейсмофокальной зоны и ротационной природой сейсмотектонического процесса.*

Сформулированная гипотеза позволит уточнить наши представления о физике сейсмотектонического процесса, протекающего не только на Земле, но и на других планетах. Действительно, если гипотеза справедлива, то на Меркурии (период обращения около двух месяцев) и тем более на Венере (период обращения около 250 дней) сейсмотектонические процессы в соответствии с представлениями ротационной модели должны протекать с меньшей интенсивностью, чем на Земле и Марсе. Данные по кольцевым структурам Венеры (Mars..., 1989; Мелекесцев, 1979) подтверждают такую гипотезу.

К выводу о значительном влиянии ротации Земли на геологические, тектонические и геофизические процессы не зависимо друг от друга пришло много исследователей. В научной литературе систематически появлялись статьи с предложениями использовать ротационный режим Земли, точнее его вариации, для объяснения первичного тектогенеза. Назовем только несколько работ, опубликованных в 60-70^х гг. прошлого столетия: П.Н.Кропоткина и Ю.А. Трапезникова (1963), Г.Ф.Лунгерсгаузена (1963), М.В.Стоваса (1975) и др. В 1960 г. Н.М.Страхов (1960; с. 24), касаясь перемещения оси вращения Земли, писал: "В настоящее время эти перемещения являются уже не домыслом, не смелой догадкой, как это было до недавнего времени, не умозрительной концепцией, которую можно игнорировать при чисто эмпирическом изучении земной коры; теперь - это факт. Как всякий достоверно установленный к тому же, достаточно крупный факт его нельзя больше игнорировать при изучении тектогенеза; он должен привлечь к себе внимание исследователей".

Достаточно полно и последовательно ротационная гипотеза образования земных структур разработана К.Ф. Тяпкиным (1998). Сущность разработанной им гипотезы сводится к следующему.

При перемене положения оси вращения Земли ее фигура должна меняться, приспособляясь к новым условиям ротационного режима.

Из анализа астрономических и палеомагнитных данных перемещения оси вращения следует, что траектория движения полюса представляет собой сложную кривую, характеризующуюся поступательным движением по поверхности Земли с наложенным на него близкими к круговым циклическими движениями с периодами разных порядков. Циклические составляющие самого высокого порядка имеют средний

радиус около $0''$,1, а период – около 1 года (колебания Чандлера). Циклические составляющие первого порядка для фанерозоя имеют средний радиус около 15^0 , а период – эру, галактический год (около 220 млн. лет). По внешнему виду траектория движения полюса должна напоминать систему удлиненных циклоид.

Напряжения, возникающие в тектоносфере в результате изменения положения оси вращения Земли, могут быть определены путем решения соответствующей задачи механики.

В рамках описанного подхода автору такой ротационной гипотезы удастся «увязать» в единую стройную концепцию геологические аспекты жизни Земли (геосинклинали и платформы, океаны и континенты), предложить возможные причины перемещения ее полюсов и объяснить наблюдающиеся на ее поверхности системы разломов и блоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Авсюк Ю.Н.** Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН. 1996. 188 с.
2. **Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л.** Сейсмология и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир. 1974. С.133–179.
3. **Бахтиаров В.Ф., Левин В.Е.** Светодальномерные измерения из обсерватории Мишенная. Анализ результатов наблюдений // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С.85-89.
4. **Берснев И.И.** Осевое вращение Земли как одна из причин геотектогенеза // Строение и развитие земной коры. М.: Наука. 1964. С.194–200.
5. **Бот М.** О проблеме предсказания землетрясений // Предсказание землетрясений, М.: Мир. 1968. С. 9 - 20.
6. **Викулин А.В.** О природе Австралийских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. №2. С. 99 - 108.
7. **Викулин А.В., Кролевец А.Н.** Чандлеровское колебание полюса и сеймотектонический процесс // Геология и геофизика, 2001, №6. С. 996 – 1009.
8. **Викулин А.В.** Миграция очагов сильнейших Камчатских и Северо-Курильских землетрясений и их повторяемость // Вулканология и сейсмология, 1992, №1, С. 46 - 61.
9. **Викулин А.В.** Прогноз времени сильнейших землетрясений у берегов Камчатки и Северных Курил // Вулканология и сейсмология, 1992, №1, С. 62 - 69.
10. **Викулин А.В.** Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // Докл АН СССР, 1990, Т.310, №4, С. 821 - 824.
11. **Викулин А.В.** Сейсмический цикл как результат взаимодействия тектонической волны и сейсмофокального блока // Строение и эволюция Востока Азии. II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН. 1999. С.301-306.
12. **Викулин А.В.** Миграция и осцилляции сейсмической активности и волновые движения земной коры // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2001, с.205-224.
13. **Викулин А.В.** Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ. 2003. 151 с.
14. **Викулин А.В.** (ред.) Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: КГПУ. 2004. 297 с.
15. **Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н.** Ротационная геодинамическая модель // Методы изучения, строение и мониторинг литосферы. Новосибирск: Из-во СО РАН НИЦ ОИГГМ. 1998. С.163-165.
16. **Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н.** Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 2000. Т.5. № 1. С.31-39.
17. **Викулин А.В., Викулина С.А.** Закономерности размещения очаговых областей

- сильнейших землетрясений в районе желоба Нанкай. Петропавловск-Камчатский: КГС ИФЗ АН СССР. 1989. Препринт № 5. 44 с.
18. **Викулин А.В., Викулина С.А., Митякин В.П.** Сценарий возможного сейсмического воздействия на Петропавловск-Камчатский в результате катастрофического землетрясения. М.: ИЛ АН СССР. 1991. 55 с.
 19. **Викулин А.В., Гусяков В.К., Титов В.В.** О природе максимального цунами // Вычислительные технологии. 1992. Т.1. № 3. С.131-134.
 20. **Викулин А.В., Иванчин А.Г.** Ротационная модель сейсмического процесса // Българско геофизично списание. 1996. Т. XXII. № 3. С.36-43.
 21. **Викулин А.В., Иванчин А.Г.** Модель сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 1997. Т.2. № 2. С.20-25.
 22. **Викулин А.В., Иванчин А.Г.** Ротационная модель сейсмического процесса // Тихоокеанская геология. 1998. Т.17. № 6. С.95-103.
 23. **Викулин А.В., Сеньюков С.Л.** Миграция форшоков и афтершоков в очаге Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 с $M=7,5-7,7$ // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский: Из-во Камч. госуд. акад. рыбопромысл. флота, 1998, С. 80 - 88.
 24. **Викулин А.В., Чернобай И.П.** Механизм очага Урупского (1963 г.) и Большого Камчатского (1952 г.) землетрясений // Динамические процессы в дискретных геофизических системах. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР. 1986 а. С.58-66.
 25. **Викулин А.В., Чернобай И.П.** О некоторых особенностях двух сильнейших Курило-Камчатских землетрясений // Физические поля и свойства горных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1986 б. С.44-59.
 26. **Владимиров В.И., Романов А.Е.** Дисклинация в кристаллах. Л.: Наука. 1986. 224с.
 27. **Галкин И.Н.** Геофизика Луны. М.: Наука. 1978. 176 с.
 28. **Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Рожкова В.В., Соловьев А.А.** Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГТГН РАН. № 2(12)'2000 Т.1. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm#begin
 29. **Геологическая история территории СССР и тектоника плит** (ред. Л.П.Зоненшайн, Е.И.Приставакина). М.: Наука, 1989, 206 с.
 30. **Голицын Б.Б.** Лекции по сейсмометрии. Российская АН. СПб. 1912.
 31. **Гущенко О.И., Копп М.Л., Корчемагин В.А., Леонов Ю.Г. и др.** Продольные волны дизъюнктивных деформаций юго-восточной части Русской плиты и ее горного обрамления // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: Геос. 2003. С.173–176.
 32. **Гутенберг Б., Рихтер К.Ф.** Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясений. (I). (II) // Слабые землетрясения. М.: Из-во Иностран. лит-ры. 1961. С. 45-71. С. 72-119.
 33. **Давыдов А.С.** Теория твердого тела. М.: Наука. 1976. 640 с.
 34. **Давыдов А.С.** Солитоны в квазиодномерных молекулярных структурах // Успехи физических наук. 1982. Т.138. Вып.4. С.603-643.
 35. **Давыдов А.В., Долгих Г.И., Запольский А.М., Копвилем У.С.** Регистрация собственных колебаний геоблоков с помощью лазерных деформографов // Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С.117–118.
 36. **Жарков В.Н.** Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
 37. **Ефимов И.И., Куликов У.А., Рабинович А.Б., Файн И.В.** Волны в пограничных областях. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 280 с
 38. **Касахара К.** Механика землетрясений. М.: Мир, 1985, 264 с.
 39. **Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д.** Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. М.: Наука. 1989. 190 с.
 40. **Коняев К.В., Сабинин К.Д.** Волны внутри океана. С-П.: Гидрометеиздат. 1992. 272

- с.
41. **Котляр П.Е., Ким В.И.** Положение полюса и сейсмическая активность Земли. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН. 1994. 126 с.
 42. **Кропоткин П. Н., Трапезников Ю.А.** Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля, и возможная связь с геотектоническими процессами //Изв. АН СССР, сер. геологич. Ж. 1963. № II. С. 32-50.
 43. **Кузнецов В.В.** Физика горячей Земли. Новосибирск. 2000. 365 с.
 44. **Кулагин В.К., Маламуд А.С., Старков В.И., Кулагина М.В.** Долгосрочные предвестники серии сильных землетрясений // Изв. АН СССР. Физ. Земли. 1980. № 9. С.110-117.
 45. **Кулаков А.П.** Морфоструктуры Востока Азии. М.: Наука. 1986. 176 с.
 46. **Кукал З.** Скорость геологических процессов. М.: Мир. 1987. 246 с.
 47. **Ландау Л.Д., Лифшиц И.М.** Статистическая физика. М.: Наука. 1964. 568 с.
 48. **Ле Пишон Кс.** Спрединг океанического дна и дрейф континентов // Новая глобальная тектоника. М.: Мир. 1974. С.93–132.
 49. **Лихачев В.А., Волков А.Е., Шудегов В.Е.** Континуальная теория дефектов. Л.: Изд-во Ленингр.ун-та. 1986. 232с.
 50. **Лихачев В.А., Панин В.Е., Засимчук Е.Э.** и др. Кооперативные деформационные процессы и локализация деформации. Киев: Наукова думка. 1989. 320с.
 51. **Лобковский Л.И.** Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988, 254 с.
 52. **Лунгерсгаузен Г.Ф.** О периодичности геологических, явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох //Проблемы планетарной геологии. Москва, Гоегеолтехиздат. 1963. С.7-49.
 53. **Манк У., Макдональд Г.** Вращение Земли. М.: Мир. 1964. 384 с.
 54. **Маслов Л.А.** Геодинамика литосферы тихоокеанского подвижного пояса // Хабаровск-Владивосток: Дальнаука. 1996. 200 с.
 55. **Медведев С.В.** Международная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С. 151 – 162.
 56. **Мелекесцев И.В.** Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения // Проблемы глубинного вулканизма. М.: Наука. 1979. с.125-155.
 57. **Милановский Е.Е.** Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С.3–24.
 58. **Могги К.** Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988, 384 с.
 59. **Молоденский М.С.** Упругие приливы, свободная нутация и некоторые вопросы строения Земли // Труды Геофиз. Ин-та АН СССР. 1953. № 19. С.3-52.
 60. **Незлин М.В.** Солитоны Россби (экспериментальные исследования и лабораторная модель природных вихрей типа Большого Красного Пятна Юпитера) // УФН. 1986. 150. Вып.1. С.3-60.
 61. **Новая** глобальная тектоника. М.: Мир. 1974. 472 с.
 62. **Новый** каталог сильных землетрясений на территории СССР (ред. Н.В.Кондорская, Н.В.Шебалин). М.: Наука. 1977. 536 с.
 63. **Панин В.Е., Гиряев Ю.В., Лихачев В.А.** Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск : Наука. 1984. 229с.
 64. **Парийский Н.Н.** Земные приливы и внутренне строение Земли // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. № 2. С.193-215.
 65. **Попов Г.И.** Об условиях образования цунами. М.: Из-во АН СССР. 1961. 59 с. (Бюлл. Совета по сейсмологии. № 9).
 66. **Проблемы** сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН. 2000. 318 с.
 67. **Рикитаке Т.** Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении // Краины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С.216–236.
 68. **Рогачев К.А.** Вихри в океане // Природа. 2003. №2. С. 45-49.

69. **Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М.** Основы геомеханики. М.: Недра. 1986. 301 с.
70. **Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б.Ю Цыплаков В.В.** Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Физ. Земли. 1979. № 11. С.72-77.
71. **Салтыков В.А.** Особенности связи высокочастотного сейсмического шума и лунно-солнечных приливов // Докл. РАН. 1995. 341. № 3. С.406-407.
72. **Сато Х.** Повторные геодезические съемки // Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра. 1984. С.108–120.
73. **Соболев Г.А.** Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.
74. **Соловьев С.Л. Го Ч.Н.** Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука. 1974. 312 с.
75. **Сорохтин О.Г.** Глобальная эволюция Земли. М.: Наука. 1974.
76. **Стовас М.В.** Избранные труды. М.: Недра. 1975. 155 с.
77. **Страхов Н.М.** Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии //Изв. АН СССР. Серия геологич. 1960. № 3. С. 23-85.
78. **Тверитинова Т.Ю.** Волновая тектоника и вергентность структур сжатия Земли // Вихри в геологических системах. Петропавловск-Камчатский: КГПУ. 2004. С. 112-118.
79. **Тяпкин К.Ф.** Физика Земли. Киев: Вища школа. 1998. 312 с.
80. **Федотов С.А.** О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды ИФЗ АН СССР. 1965. №203 (36). С. 66 - 93.
81. **Федотов С.А.** О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, С. 121 - 150.
82. **Филиппов А.Т.** Многоликий солитон. М.: Наука. 1990. 288 с.
83. **Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р.** Шкала геологического времени. М.: Мир. 1985. 139 с.
84. **Хейцлер Дж., Диксон Г., Херрон Е., Питман В., Ле Пишон Кс.** Морские магнитные аномалии, инверсии геомагнитного поля и движения океанического дна и континентов // Новая глобальная тектоника. М.: Мир. 1974. С.38–57.
85. **Хирт Д., Лоте Й.** теория дислокаций. М.: Атомиздат. 1972. 539с.
86. **Шейдеггер А.** Основы геодинамики. М.: Недра. 1987. 384 с.
87. **Chao V. F., Gross R.S.** Changes in Earth's rotational energy induced by earthquakes // Geophys. Int. 1995. 122. P.776-783.
88. **Daly M.C.** Correlation between Nazka-Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador // Tectonics, 1989, 8, N4, P. 769 - 790.
89. **Enfland P., Molnar P.** The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // Geophys. J. Int. 1997. 130. N 3. P. 551-582.
90. **Gordon** solution dynamics // Wave Motion. 1983. 5. N 1. P.49-58.
91. **Geist E.L., Childs J.R., Scholl D.W.** The origin of basins of the Aleutian ridge: implications for block rotation of an arc massif // Tectonics, 1988, 7, N2, P. 327 - 341.
92. **Forsyth D., Uyeda S.** On the relative importance of the driving forces of plate motion // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1975. V.43. P. 163-200.
93. **Jackson E.D., Shaw H.R., Bargar K.E.** Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain // Earth Planet Sci.Lett. 1975. V.26. P.145–155.
94. **Hashimoto M., Tada T.** Horizontal Crustal movements in Hokkaido and its tectonic implications // Jour. Seismol. Soc. Jap., 1988, 41, N1, P. 29 - 38.
95. **Maps** of part of the Northern hemisphere of Venus. Miscellaneous investigations series / Published by the U.S. Geological Survey. 1989.
96. **Munk W.H., Hassan E.S.M.** Atmospheric ecitation of the Earth's wobble // Geophys. J.

- Roy. Astron. Soc. 1961. 4. P.339.
97. **Nur A., Ron H., Scotti O.** Fault mechanics and the kinematics of block rotation // *Geology*, 1986, 14, P. 746 - 749.
98. **Takeuchi A.** Pacific swing: Cenozoic episodicity of tectonism and volcanism in Northeastern Japan // *Memoir of the Geological Society of China*. 1986. N 7. P.233–248.

