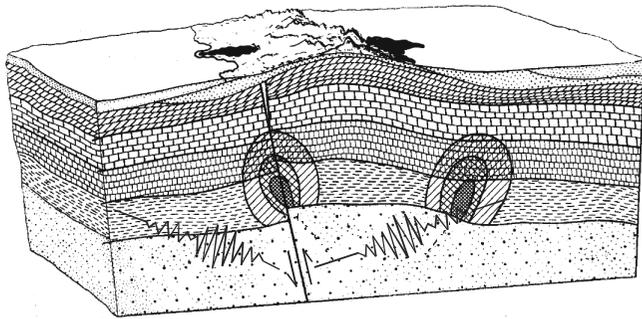


Раздел VI

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА,
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ
– ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АСПЕКТ**



Миграция сейсмической и вулканической активности как тектонофизический процесс

Д.Р. Акманова, А.В. Викулин, Н.А. Осипова

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, vik@kscnet.ru

Введение. Согласно обзора [1] миграция сейсмической активности является тектоническим процессом волновой природы; выделяются медленные и быстрые тектонические волны. Все опубликованные до 1998 г данные о миграции землетрясений и сопутствующих их волновых тектонических движениях представлены в [2]. На рис. 1 приведена часть этих данных, характеризующих миграцию землетрясений в пределах окраины Тихого океана. Видно, что все значения скоростей группируются в пределах двух отстоящих друг от друга вытянутых областей, прямолинейные регрессии которых имеют разные «наклоны». Анализ этих данных позволил сформулировать вывод о существовании принципиально нового (ротационного) типа упругих волн, ответственных за взаимодействие блоков и плит геофизической среды [3].

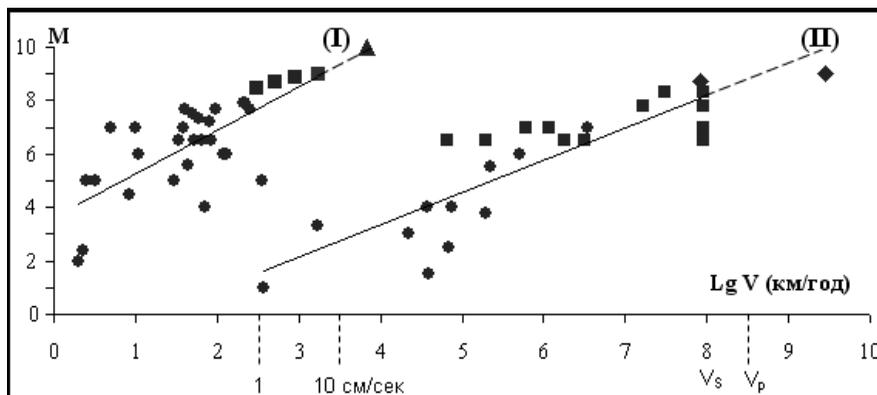


Рис. 1. Зависимости скоростей миграции землетрясений от магнитуды. Кружочками обозначены ранее [2] полученные данные; данные, полученные нами в работе: квадратики – сильнейшие землетрясения (I) и форшоки и афтершоки (II), треугольник – скорость миграции дуплетов с $M_w = 8.1-8.7$ в 1897–1901 гг вдоль окраины Тихого океана; ромбики – скорости в дуплетах землетрясений 1952 и 1963 гг на Камчатке и Курилах; V_p и V_s – продольная и поперечная сейсмические скорости

В работе в едином формате составлена мировая база данных о землетрясениях последних 4.5 тыс. лет и 6415 извержениях 607 вулканов планеты за

последние 12 тыс. лет. Каждое извержение в базе имеет количественную характеристику W : $1 \leq W \leq W_{\max} = 7$, определяемую объемом пород, выброшенных при извержении. Значениям $W = 1, \dots, 7$ соответствуют объемы выброшенных продуктов $V = 10^5, \dots, 10^{11}$ м³ соответственно [4].

В настоящей работе представлены новые, полученные авторами данные о миграции тихоокеанских землетрясений и извержений вулканов и проведен их анализ.

Медленные тектонические волны. *Миграция землетрясений.* Определялись скорости миграций землетрясений в диапазоне значений магнитуд $8,0 < M_w \leq 9$ (рис. 1, I). Видим, новые данные не противоречат ранее [2] полученным, и зависимость $M(V)$, определенная во всем диапазоне магнитуд $2 < M \leq 9$, имеет вид:

$$M_1 = 2LgV_1 + 4 \quad (1)$$

Исследование показало, что добавление в сейсмологические данные совокупности извержений с $W \geq (5 \div 6)$ не изменяет рассчитанные нами значения скоростей миграции.

Миграция извержений. Исследовалось распределение в пространстве и во времени извержений вулканов в пределах тихоокеанской окраины. Оказалось, что, как и очаги землетрясений, извержения с $(5 \div 6) \leq W$ в 250 до н.э. – 2006 гг мигрировали в пределах нескольких цепочек вдоль окраины Тихого океана от Новой Зеландии через Японию, ..., Алеуты, ... в сторону Южной Америки со скоростью ~ 100 км/год [4]. Как видим, скорость миграции больших извержений вулканов по порядку величины близка скорости миграции очагов наиболее сильных ($7.5 \leq M \leq 9$) землетрясений (рис. 1, I). Добавление в совокупность вулканических данных землетрясений с $M \geq 8,8$ не изменяет определенные нами значения скоростей миграции.

Полученные данные позволяют медленные волны миграции сейсмической и вулканической активности считать проявлением в разных геофизических полях единого, протекающего в пределах тихоокеанского активного пояса тектонического процесса.

Быстрые тектонические волны. В работе на основании исследования распределения форшоков и афтершоков в очагах наиболее сильных тихоокеанских землетрясений в Чили 1960, $M_w = 9.5$ и на Алеутских островах 1957, $M_w = 8.8$; 1964, $M_w = 9.0$ и 1965, $M_w = 8.7$ были получены новые данные о скоростях их миграции в диапазоне $6.5 \leq M \leq 8.3$ (рис. 1, II). Видим, что новые данные хорошо дополняют ранее [2] опубликованные данные. Соответствующая зависимость, определенная во всем диапазоне магнитуд $1 \leq M \leq 8.3$, имеет вид:

$$M_2 = LgV_2 - 1 \quad (2)$$

Выводы. 1. В геофизической среде взаимодействие блоков осуществляется посредством ротационных упругих волн с моментом – солитонов (рис. 1, I) и экситонов (рис. 1, II) [2, 3]. Солитонные решения представляют собой волны глобальной миграции (медленные тектонические волны [1]) с максимальными скоростями $\sim 1\text{--}10$ см/сек, близкими скоростям миграции наиболее сильных и землетрясений ($M \geq 8$) и извержений вулканов ($W \geq 5 \div 6$). Экситонным решениям соответствуют волны локальной миграции форшоков и афтершоков в очагах землетрясений (быстрые тектонические волны [1]), максимальная скорость которых равна скорости испарывания и (или) скорости поперечных сейсмических волн $V_s = 4$ км/сек.

2. Нами было обращено внимание, что дуплеты пяти сильнейших землетрясений с магнитудами $M_{1,2} = 8.1 \div 8.7$ в 1897–1901 гг мигрировали вдоль окраины Тихого океана со скоростью ~ 6800 км/год (~ 10 см/сек). В соответствии с (1) такому значению скорости соответствует магнитуда $M \approx 10$. Нутационное движение полюса планеты в этот же отрезок времени имело «изломы» и даже было направлено в «обратную» сторону [5]. Эти данные позволяют сделать следующий вывод: магнитуда $M \approx 10$ определяет такую предельно допустимую энергию, которая, в принципе, может быть выделена сейсмическим процессом; а сами землетрясения-дуплеты считать очевидным следствием моментной природы сейсмического процесса, определяемой режимом вращения Земли.

Литература

1. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепции, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176-1190.
2. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд.КОМСП ГС РАН. 2003. 151 с.
3. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559-570.
4. Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Труды международной конференции 23-27 авг., 2007. Петропавловск-Камчатский: Изд. ИКИРР ДВО РАН. 2007. С. 275-280.
5. Котляр П.Е., Ким В.И. Положение полюса и сейсмическая активность Земли. Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО РАН. 1994. 126 с.

Снижение дегазации Земли и микросейсмичности при солнечном затмении: фумарольной выброс на Эльбрусе

В.А. Алексеев^{1,2}, Н.Г. Алексеева², М.Г. Даниялов³, И. Мусаев³,
В.П. Урядов⁴, А.Д. Жигалин⁵, С.М. Першин⁶, В.В. Фомичев²

¹ – Институт земного магнетизма РАН, г. Троицк

² – ГНЦ РФ ТРИНИТИ ANITU@mail.ru

³ – Дагестанский филиал геофизической службы РАН, г. Махачкала

⁴ – Радиофиз. ин-т, г. Ниж. Новгород. ⁵ Ин-т Геоэкологии РАН ⁶ Ин-т Общей Физики РАН

Изучались характеристики ионосферы, дегазация Земли и деформации во время полного солнечного затмения 29 марта 2006 года. Во время затмения в ионосфере уменьшились максимально наблюдаемые частоты на ~25%, концентрация электронов уменьшилась на ~30%. Концентрации водорода и аэрозолей под землей уменьшились одновременно с наступлением полной фазы затмения. Сейсмический шум уменьшился почти в 2 раза через 3 часа после затмения.

Целью работы был поиск геодинамических эффектов при полном солнечном затмении 29 марта 2006 года на Кавказе. Комплекс измерений ионосферных, геофизических и атмосферных параметров проведен в период с 28 марта по 2 апреля.

1. Состояние ионосферы определялось по изменениям условий распространения радиоволн на трассе от о. Крит до г. Нижнего Новгорода; 2. В штольне Баксанской нейтринной лаборатории исследовались сейсмические шумы, потоки водорода и аэрозолей; 3. В Дагестане измерялись электрические поля в скважине. 4. Деформации измеряли лазерным интерферометром ГАИШ.

Во время затмения в ионосфере происходило уменьшение максимально наблюдаемой частоты (МНЧ). При максимальной фазе покрытия, составлявшей 95–100%, уменьшение МНЧ составило ~25%. После прохождения затмения МНЧ восстановилась до невозмущенного уровня для данного времени суток. Уменьшение электронной концентрации $\Delta N/N$ во время затмения по сравнению с контрольным днем составило ~30%.

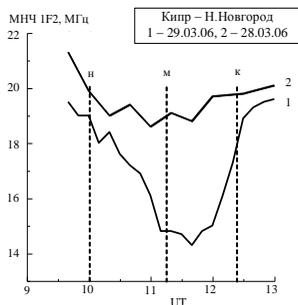


Рис. 1. Временной ход максимальной наблюдаемой частоты на трассе Кипр – Н. Новгород во время затмения 29 марта и 28 марта

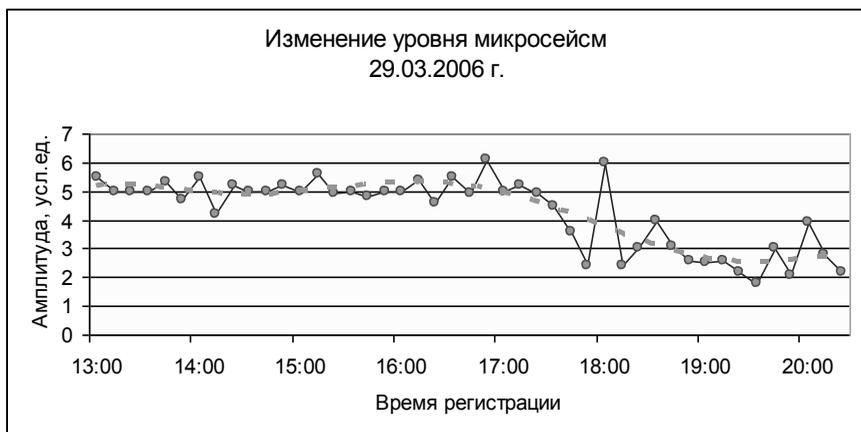
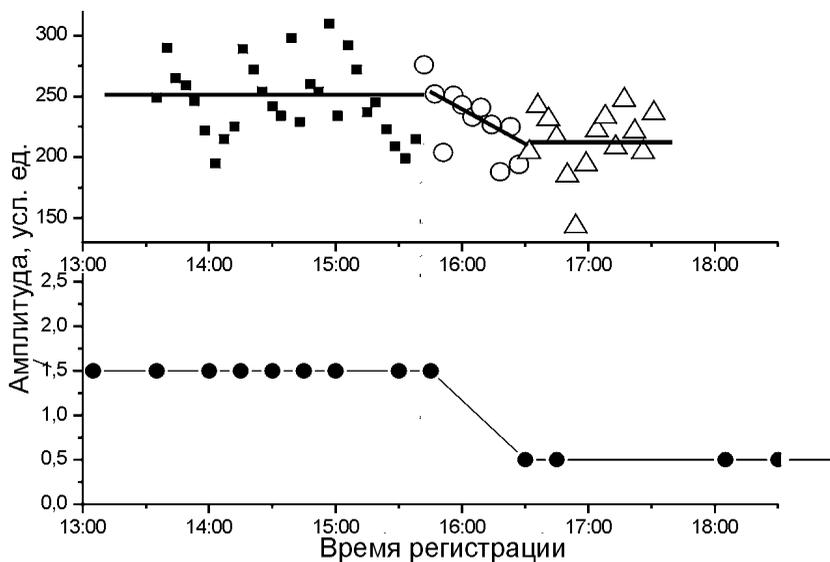


Рис. 2. Верхний график – концентрация аэрозолей; средний – концентрация водорода; нижний – сейсмический шум в штольне в Баксанском ущелье

Инструментальные исследования проводились в зоне прохождения теневого пятна в полной фазе солнечного затмения в Приэльбрусье. Аппаратура была установлена в штольне Нейтринной лаборатории ОИЯИ в Баксанском ущелье на глубине 400 м.

Концентрации аэрозолей измеряли лидаром обратного рассеяния, концентрации водорода определяли водородным датчиком МИФИ. Сейсмические

шумы регистрировали сейсмической станцией «Экспресс-4». Вертикальной линией показано время полной фазы затмения в 15 час 17 мин московского времени. Одновременно с наступлением полной фазы солнечного затмения наблюдалось резкое снижение концентраций аэрозолей и водорода под землей. Амплитуда фоновых колебаний сейсмического шума уменьшилась почти в 2 раза примерно через 3 часа после прохождения затмения через точку наблюдения. После затмения зафиксирована высокая активность фумаролы на восточном склоне Восточной вершины Эльбруса. Фумарольный шлейф был хорошо виден с метеостанции на горе Чегет на фоне безоблачного неба.

Алтайское землетрясение 2003 г: очаг и афтершоки

С.С. Арефьев, В.В. Быкова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, vvb@ifz.ru, sserg@ifz.ru

Алтайское (Чуйское) землетрясение 27 сентября 2003 г – сильнейшее на территории центральной России за последние десятилетия. По результатам исследования этого землетрясения и его проявлений имеется весьма обширная библиография. С момента землетрясения прошло уже почти 5 лет. За это время были выполнены разными группами авторов работы по исследованию этого объекта. Эпицентральная сейсмологическая экспедиция ИФЗ РАН провела два полевых сезона наблюдений в эпицентральной зоне землетрясения. Летом 2004 и 2005 гг уже в поле отмечалось, что сейсмическая активность в очаговой области даже спустя два года после главного толчка продолжает оставаться высокой, т.е. афтершоки продолжаются в течение нескольких лет. Это является отклонением от нормы, потому что обычно афтершоки длятся не более года. С точки зрения адекватной оценки сейсмической опасности исследование таких отклонений имеет большое значение. Алтайское землетрясение было исследовано весьма детально и различными методами. Особо хотелось бы отметить работы сеймотектонической группы, возглавляемой Е.А. Рогожиным, детально исследовавшей выход разрыва в очаге на поверхность. Кроме многих других важных результатов, это дает точное расположение очага землетрясения, что весьма полезно при оценках достоверности точности локации эпицентров различными системами сейсмологических наблюдений.

Афтершоковая последовательность Алтайского землетрясения, безусловно, является высокоинтенсивной. Если же пользоваться нашими определениями, то это вообще говоря рой землетрясений, поскольку разность магнитуд двух сильнейший толчков (первого или главного и следующего за ним по силе) составляет 0.4 единиц магнитуды, если пользоваться магнитудой по поверхностным волнам. По данным ISC – а это наиболее авторитетный источник для глобальной сейсмологии, главный толчок имел магнитуду $M_S = 7.4$, а сильнейший афтершок 1 октября $M_S = 7.0$ (оперативный бюллетень Геофизической службы РАН дает 7.3 и 6.9 соответственно). Лишь по данным определений СМТ Гарварда моментной магнитуды разница составляет 0.6 единиц магнитуды. Это делает классификацию опять таки неоднозначной. Поэтому, принимая во внимание пограничное значение разницы магнитуд по поверхностным волнам, а также то, что моментная магнитуда, которая общепринято определяется более устойчиво, дает разность 0.6, будем считать алтайскую последовательность афтершоковой, хотя и высокоинтенсивной. По корреляционному соотношению для размера очага сдвигового землетрясения длина очага составляет 90 км.

По результатам Геологической службы США, опубликованным в Интернете, методом инверсии объемных волн получена картина распределения подвижки висячего крыла вдоль плоскости разрыва при размере очага по длине 108 км и по глубине 20 км. Размер, оцененный по облаку афтершоков (данные Эпицентральной экспедиции): длина 75 км, максимальная ширина 20 км, вертикальная протяженность 17 км.

При полевых инструментальных наблюдениях конфигурация сети временных сейсмостанций, которая была осуществлена в 2004 г, практически без изменений повторялась в 2005 г, лишь несколько автономных сейсмостанций не удалось установить. Сеть сейсмологических наблюдений была далеко не идеальна по своей конфигурации. Западная часть очаговой зоны располагалась в практически недоступной горной местности. Потому расставить сейсмические станции там не удалось. Это несколько снизило общее качество определений гипоцентров, но, как было показано в предыдущих публикациях, гипоцентры, тем не менее, удастся определить с достаточно высокой точностью: средняя ошибка не превышает 1 км.

За время работы в 2005 г было зарегистрировано около 500 землетрясений, что меньше, чем в 2004 г (более 1500) и говорит об уменьшении сейсмической активности очаговой зоны. Однако следует отметить, что уменьшение это происходит гораздо медленнее, чем обычный спад активности афтершоков для таких землетрясений.

Несмотря на то, что уже получены в том числе и результаты по моделированию очага землетрясения путем инверсии объемных волн, провести новое моделирование по комплексу данных представляется целесообразным, учитывая и то, что в работе монгольских и французских специалистов по моделированию очага главного толчка и сильнейших афтершоков не учитывались высокоточные определения афтершоков, выполненные Эпицентральной экспедицией и полная карта выхода разрыва на поверхность, поэтому их результирующая модель плохо согласуется с этими двумя важными характеристиками. При инверсии считается, что путем разделения одного землетрясения на несколько суб-очагов можно добиться лучшего соответствия расчетных и наблюдаемых волновых форм. Однако при этом необходимо вводить какие-то параметры, которые оказываются фиксированными из других источников информации отличных от инверсии. И тогда лучше немного потерять в соответствии волновых форм, но остаться в области физически обоснованных параметров. В настоящее время центроид тензора моментов по методу А. Дзевонского является одним из наиболее эффективных рутинных методов, использующих также метод сравнения волновых форм. Инверсия объемных волн является более тонким инструментом и соответственно более уязвима с точки зрения риска получить результат, плохо согласующийся с данными об очаге землетрясения, полученными другими способами.

Как уже говорилось, моделирование главного толчка и двух сильнейших афтершоков методом инверсии объемных волн было уже выполнено в работе французских и монгольских исследователей. Многие вопросы, необходимые для этого были проработаны достаточно подробно. Исходные данные – записи мировой системы сейсмологических наблюдений, в первую очередь проект IRIS – практически одни и те же у всех исследователей, хотя выбор конкретных станций часто не совпадает. В нашей работе мы постарались избежать ненужных повторов и использовали полученные другими результаты, когда это представлялось полезным. В то же время в этих исследованиях не были использованы высокоточные определения афтершоков, а также последняя версия трассы выхода разрыва на поверхность, а также результаты локальной сейсмической томографии. Все это позволило фиксировать ряд параметров моделируемых землетрясений, оставив методу инверсии лишь часть. Это с неизбежностью привело к некоторому ухудшению соответствия волновых форм наблюдаемых и расчетных. Но при этом, как нам кажется, реалистичность модели существенно улучшились.

Особенности распределения источников типа CLVD в различных зонах субдукции

Ю.Б. Ашмарина, Е.Л. Лыскова, К.Ю. Санников

Кафедра физики Земли Санкт-Петербургского Государственного Университета,
г. Санкт-Петербург, ashju@mail.ru

Разложение диагонального тензора сейсмического момента M в подходе К. Фролиха [1] позволяет оценить вклад в землетрясение трех типов источника: изотропного I_z , соответствующего изменению объема в источнике (след тензора отличен от нуля), двойного диполя DC (след равен нулю) и скомпенсированного линейного векторного диполя CLVD (также без изменения объема и с нулевым следом):

$$M = \begin{pmatrix} P & & \\ & T & \\ & & B \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \varepsilon & & \\ & \varepsilon & \\ & & \varepsilon \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} p_0 & & \\ & t_0 & \\ & & 0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} a_p & & \\ & a_T & \\ & & a_B \end{pmatrix},$$

где P , T и B – собственные значения M ; $\varepsilon = \frac{1}{3} \text{tr}(M)$; $p_0 = -t_0$ – компоненты тензора для двойного диполя; $a_p + a_T + a_B = 0$ – для источника типа CLVD, соответственно. Однако подход К. Фролиха не разделяет случаи преобладания растягивающих или, наоборот, сжимающих напряжений. Вклад источника типа CLVD, следуя [1], определяется коэффициентом $CLVD = |B/\max(P, T)|$, который меняется на промежутке $[0, 0.5]$, а вклад DC – на $[0.5, 1]$. Таким образом возникает неоднозначность в описании источников: два разных землетрясения описываются одним CLVD, если $|P|$ одного землетрясения равно $|T|$ другого землетрясения.

В данной работе предложен новый подход, позволяющий в классе CLVD источников выделять случаи, когда преобладающими являются либо сжимающие напряжения $\text{abs}(P) > \text{abs}(T)$ – источник типа «Tclvd», и наоборот растягивающие напряжения $\text{abs}(P) < \text{abs}(T)$ – источник типа «Pclvd» (см. рис. 1).

1. В случае, когда преобладает сжатие $|P| > |T|$, коэффициенты, определяющие вклад изотропного источника, двойного диполя и CLVD, вычисляются по формулам: $T_{Iz} = \frac{\varepsilon}{T}$, $T_{DC} = \frac{T-B}{T}$, $T_{CLVD} = \frac{B-\varepsilon}{T}$.

2. И наоборот, когда преобладает растяжение $|P| < |T|$, соответствующие коэффициенты можно определить как $P_{Iz} = \frac{\varepsilon}{P}$, $P_{DC} = \frac{T-B}{P}$, $P_{CLVD} = \frac{B-\varepsilon}{P}$.

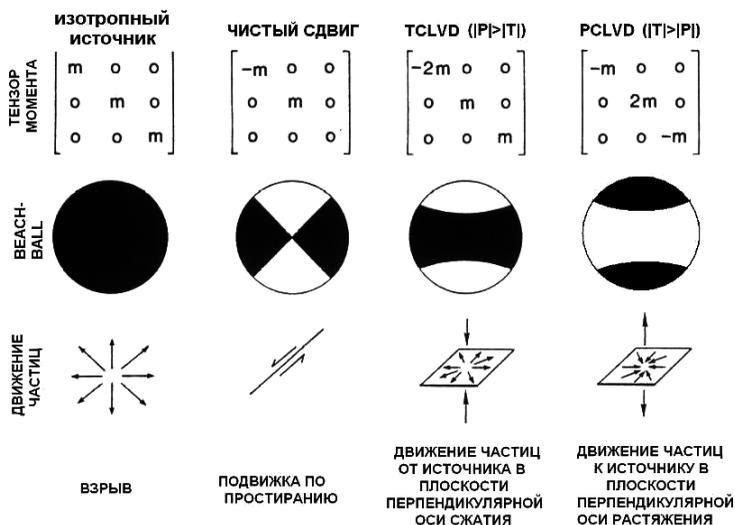


Рис. 1.

Учитывая, что изотропная компонента мала, напишем выражение для коэффициента $CLVD = \frac{B}{\min(P, T)}$, в отличие от $CLVDK$. Фролиха. При таком подходе все коэффициенты: $CLVD$, DC и Iz , – изменяются на одном промежутке $[0,1]$, что позволяет оценить вклад каждого источника.

Для изучения условий в очагах различных зон субдукции были применены оба подхода. Решая задачу на нахождение собственных векторов и собственных значений тензора сейсмического момента, можно определить направление главных осей напряжений и в зависимости от углов, которые данные оси составляют с горизонтальной плоскостью, разделить землетрясения в зависимости от типа механизма очага. Распределение механизмов с глубиной рассчитывалось методом скользящего среднего в окне шириной 50 км с перекрытием на 50 %.

В результате было выявлено, что в среднем $CLVD$, введенный Фролихом, для всех зон близок значению 0.11 и не зависит от глубины. Распределение $Tclvd$ и $Pclvd$ с глубиной для разных зон субдукции рассчитывалось методом скользящего среднего в окне шириной 50 км с перекрытием на 50 %.

Для зоны Беньоффа Курило-Камчатского сейсмического пояса явно выделяются два максимума $Tclvd(h)$ на глубинах около 400 и 500 км. Именно на этих глубинах плита имеет сложную структуру.

Для зоны Беньоффа плиты Наска во всем интервале глубин $Tclvd$ и $Pclvd$ четко разделяются, причем и в верхней и нижней частях доминирует $Pclvd$,

это значит, что $\text{abs}(P) < \text{abs}(T)$ и преобладают растягивающие напряжения. Характер распределения механизмов в этих интервалах глубин (преобладание сбросов) также указывает на растяжение плиты в верхней и нижней частях.

Для зоны Беньоффа Новозеландского пояса отличительной особенностью поведения коэффициентов, характеризующих вклад линейного скомпенсированного диполя в реальный источник, является их явное уменьшение с глубиной. Это значит, что с глубиной начинают превалировать источники типа двойного диполя. Преобладание в нижней части P_{clvd} соответствует режиму растяжения и согласуется с доминированием сбросовых механизмов.

Литература

1. Frohlich C., Apperson K.D. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries // *Tectonics*. 1992. V. 11, № 2. P. 279-296.

Новая трехслойная модель коры для Центральной и Южной Азии

А.А. Баранов

Институт физики Земли РАН, г. Москва, fssvalex@mail.ru

Континентальная кора наиболее неоднородная часть Земли и ее влияние на глубинные структуры может скрывать эффект неоднородностей в мантии. Это обусловлено как различной толщиной коры под континентами, так и ее разными свойствами в разных континентальных регионах. В отличие от океанической коры, толщина которой в основном однородна, толщина континентальной коры меняется от 30 до 75 км.

При расчетах практически невозможно разделить эффект влияния коры и мантии на потенциальные поля Земли без знания детальной структуры земной коры. Кроме того, гравитационное поле и геоид крайне чувствительны к толщине и свойствам земной коры.

Например, крупнейшая отрицательная аномалия гравитационного поля под Индией связана с коллизией плит и сильным утолщением коры до 75 км под Тибетом.

Авторами построена новая цифровая трехслойная модель коры для Центральной и Южной Азии и окружающих регионов. Было собрано большое число сейсмических данных: сейсмические профили, станции глубинного зондирования, отраженные, преломленные и поверхностные волны. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением 1 на 1 градус. Модель состоит из 3 слоев и 4 цифровых карт: глубины до границы Мохо, и толщин верхней средней и нижней коры.

Также построены средние скорости Р сейсмических волн для всех трех слоев коры.

Новая модель показывает большие и существенные отличия по сравнению с предыдущими моделями Crust 2.0. (Bassin et al., 2000.), и тем более Crust 5.1. (Mooney et al., 1998.)

Новая модель представляет собой начальные данные для численного моделирования глубинных структур путем уточнения влияния коры и верхней мантии.

Заключение. Модель коры для Азиатского региона существенно улучшена, что позволяет использовать ее в гравитационном моделировании литосферы и верхней мантии. Эта модель показывает большие отличия от предыдущей модели коры в основном за счет включения новых сейсмических данных за последние годы.

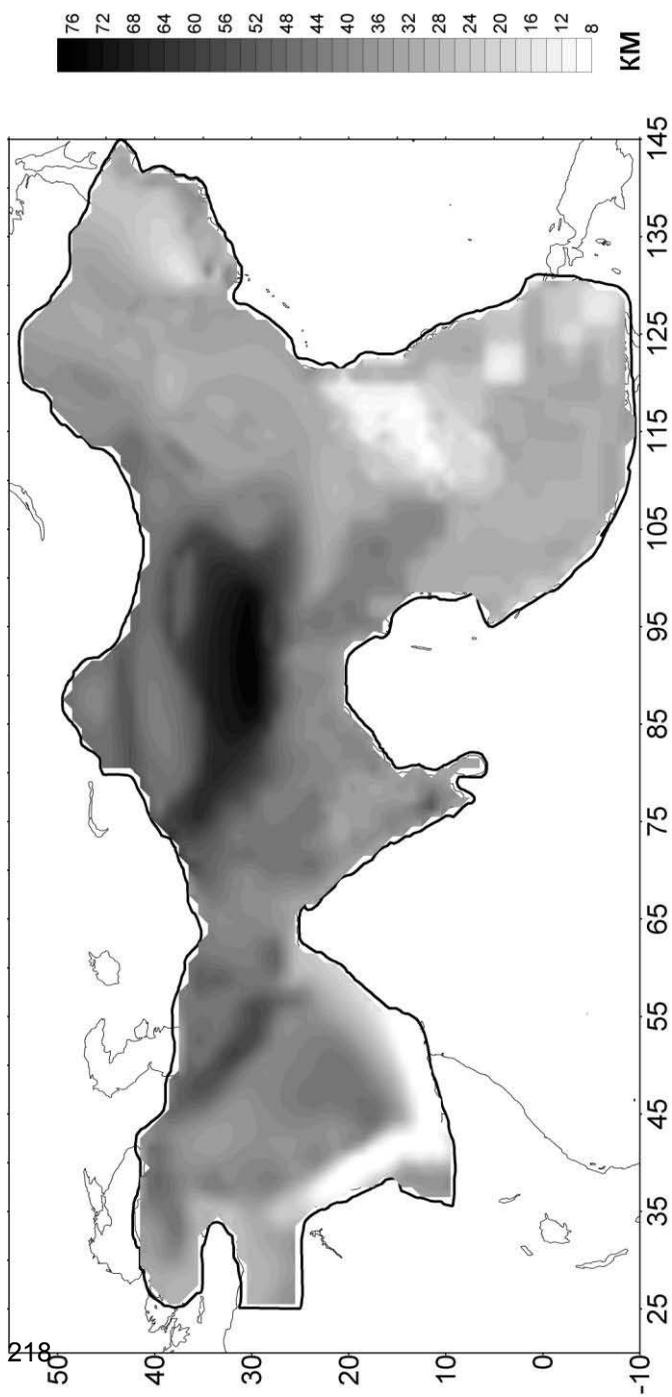


Рис. 1. Новая карта глубины до Мохо. Черной линией показаны границы региона

Отличия в глубине до Мохо между старой и новой моделью

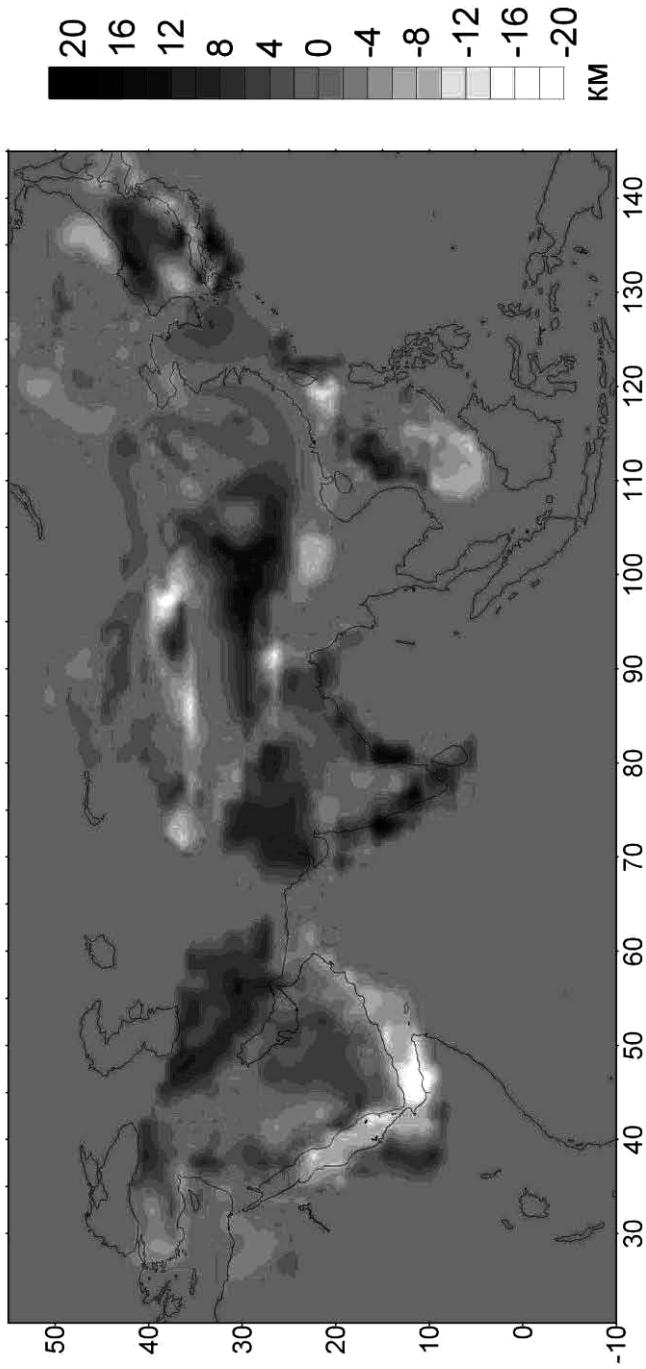


Рис.2. Разница в километрах между старой и новой моделью.(по глубине до Мохо)

Отличия от предыдущей модели составляют от –18 до 20 км в толщине коры, что превышает допустимый уровень ошибок для гравитационного моделирования.

Литература

1. Li S., Mooney W., D., Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // *Tectonophysics*. 2006. V. 420. P. 239-252.
2. Yoo H., Herrmann R., Cho, K., Lee K. Imaging the Three-Dimensional Crust of the Korean Peninsula by Joint Inversion of Surface-Wave Dispersion and Teleseismic Receiver Functions // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. Vol. 97, No. 3, P. 1002-1010.
3. Gupta S., et al. The nature of the crust in southern India: Implications for Precambrian crustal evolution // *GRL*, 2003. V. 30, No 8. P. 1419-1429.
4. Kumar R., Saul, J., Sarkar D., Kind R., Shukla A. Crustal structure of the Indian Shield: New constraints from teleseismic receiver functions // *GRL*. 2001. V. 28, No 7. P. 1339-1342.
5. Hayes D.E., Nissen S.S. The South China sea margins: Implications for rifting contrasts // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 237. P. 601-616.
6. Mohsen A., Kind R., Sobolev S., Weber M. Thickness of the lithosphere east of the Dead Sea Transform // *Geophys. J. Int.*, 2006. V. 167. P.845-852

Классификация участков земной коры по степени геодинамической опасности.

А.С. Батугин

Московский государственный геолого-разведочный университет, г. Москва, as-bat@mail.ru

Во второй половине 20-го века произошло качественное изменение форм проявлений геодинамической опасности. Техногенная сейсмичность в горно-промышленных районах стала экологическим и социальным фактором, привела к повышению опасности эксплуатации промышленных производств, стала оказывать непосредственное влияние на биологический оптимум для человека. Выявилась приуроченность аварийных участков на трубопроводах, железных дорогах, других крупных инженерных сооружениях к геодинамически опасным зонам. В сложившейся ситуации нужна классификация территорий по степени геодинамической опасности и планирование на этой основе мер инженерной защиты окружающей среды и инженерных объектов. Известны карта напряженного состояния земной коры М.В. Гзовского, нормативные карты сейсмической активности и др., построенные по данным о проявлении естественной сейсмичности, но без учета возможного техногенного воздействия за недра. В качестве классификационного признака классификации участков земной коры по степени геодинамической опасности предлагается использовать мощность сейсмоактивного слоя земной коры [1]. В работах И.М. Петухова рассмотрен механизм образования слоя предельно напряженных пород в земной коре, который автор отождествляет с сейсмоактивным слоем земной коры. Мощность этого слоя переменна и изменяется в зависимости от географического положения крупных блоков земной коры. Сооружение и эксплуатация инженерных объектов воздействует на напряженное состояние массива в огромном диапазоне глубин – от первых десятков метров до всей мощности земной коры при сооружении крупных водохранилищ. Дополнительная механическая нагрузка за участки предельно напряженного массива вызывает его немедленную реакцию, сопровождающуюся развитием деформаций, перераспределением напряжений, выделением сейсмической энергии. Количество энергии, запасенной в зоне предельно напряженного состояния пород прямо пропорционально размерам этой зоны. Поэтому чем мощнее этот слой, тем в более значительных объемах (участках) массива достигается предельно напряженное состояние, тем больше в нем запасается энергии, тем опаснее для инженерных сооружений наложение на эти участки собственных геомеханических нагрузок. Оценка мощности сейсмоактивного слоя земной коры с учетом мегаблоков, выделенных методом геодинамического районирования, осуществлена на основе данных о глубинах коровых землетрясений для северной Евразии. Для каж-

дого блока принималась мощность сейсмоактивного слоя в соответствии с максимальным значением глубины гипоцентра на его площади. Блоки с одинаковыми значениями процентного отношения n мощности сейсмоактивного слоя H_s к мощности земной коры $H_{з.к}$ соответственно объединялись в участки 1-4-й степеней геодинамической опасности: для участка 1-й степени $n = 0 \%$; для участка 2-й степени $n = 0-25\%$; для участка 3-й степени $n = 25-50 \%$; для участка 4-й степени $n > 50 \%$. Проведенный анализ показывает, что геодинамический риск и формы проявления геодинамической опасности: горные удары; горно-тектонические удары; техногенные землетрясения, возникающие при заполнении водохранилищ, разработке месторождений нефти и газа, затоплении шахт; аварии в геодинамически активных зонах на шахтах, инженерных сооружениях, в том числе трубопроводах, проявляются на любом участке земной коры тем полнее и интенсивнее, чем большую степень геодинамической опасности имеет данный участок.

Литература

1. Батугин А.С. Классификация участков земной коры по степени их геодинамической опасности // Сб. науч. тр. ВНИМИ. СПб.: Изд. ВНИМИ. 1997. С. 206-213.

Сезонные вариации региональной сейсмичности и гравитационного поля Земли

Е.Э. Благовещенская

СПбФ Института земного магнетизма и ионосферы РАН, г. Санкт-Петербург,
Galina@gh5667.spb.edu

Многолетние спутниковые данные о фактическом гравитационном поле Земли показывают, что коэффициент J_2 в разложении потенциала силы тяжести, описывающий экваториальное вздутие (наблюдаемое сжатие геоида), имеет устойчивые сезонные вариации. Эти вариации чаще всего обсуждают в контексте с сезонным перемещением воздушных масс. Однако, учитывая, что экваториальное вздутие в геологическом масштабе времени определяется скоростью вращения Земли \dot{W} и упруго-пластическими деформациями ее твердых оболочек, можно ожидать, что в ряду явлений, связанных с вариациями J_2 , землетрясения окажутся не на последнем месте, и могут играть роль, если не инициатора, то участника и летописца.

В данной работе на базе многолетних каталогов автор показывает, что сама по себе очень небольшая вероятность возникновения землетрясения в определенном месте и в определенные моменты времени (что в работе названо региональной сейсмичностью), за достаточно большой промежуток времени обнаруживает сезонные вариации и значимую корреляционную взаимосвязь с сезонными изменениями J_2 . При этом знак коэффициента корреляции (для разных регионов) бывает как положительным, так и отрицательным, т.е. вариации J_2 могут проявляться как в одной фазе с сейсмической активностью, так и в противофазе, в зависимости от типа тектонических условий (напряжений литосферы) в данном регионе.

При выделении зон со сходными тектоническими условиями использовалась карта современных напряжений в литосфере [Zoback and Burke, 1993], созданная на базе оценок тензора напряжений в шахтах и скважинах, а также тензора сейсмического момента землетрясений. На основании этой карты мы выделили несколько зон, находящихся в режиме преобладающего растяжения: Штаты США Невада и Аризона, Мексика в Америке и Турция (к западу от 35-го меридиана), Греция и Апеннины, ЮВ часть Африки. И несколько зон преобладающего сжатия: система надвиговых хребтов Загрос в Иране, зона надвига вдоль западной границы полуострова Индокитай и южной границы Индонезии. Рассмотрено также продолжение этого тектонического пояса через Новую Гвинею до островов Фиджи, где он, по-видимому, полностью теряет надвиговые черты.

Использованы данные о землетрясениях с 1700 г по 1994 г по каталогу сильных землетрясений NOAA USGS. Сезонные вариации сейсмичности определялись по гистограммам распределения землетрясений по месяцам в

соответствующем регионе. С таким же шагом были вычислены сезонные вариации dJ_2 на основе 9-летнего (1983-1991 гг) ряда J_2 из работы [Nerem, 1994]. Статистическое сравнение рядов (сезонное распределение считалось вектором из 12 элементов) в разных регионах или в связи с иными явлениями проводилось по величине (точнее – знаку) коэффициента ковариации соответствующих пар временных рядов на моменте нулевого сдвига по времени. Уровень достоверности наличия корреляции (либо положительной, либо отрицательной) определялся по критерию Стьюдента.

Сравнение сезонной функции dJ_2 с сезонными распределениями землетрясений dEQ в упомянутых выше тектонических зонах показало, что в подавляющем большинстве случаев величина коэффициента корреляции позволяет с достаточно высоким доверительным уровнем (более 85%) подтверждать, что в зонах преимущественного растяжения, по крайней мере, в низких и средних широтах, наблюдается положительный коэффициент корреляции. В зонах надвигового типа, как правило, наблюдается отрицательный коэффициент. Особенно убедительным оказывается надвиговая зона Загрос, для которой коэффициент корреляции оказался около -0.65 , что с вероятностью 98% позволяет утверждать, что этом районе с увеличением dJ_2 снижается вероятность землетрясения, а с уменьшением dJ_2 , напротив, возрастает. Однако на вопрос «насколько», приводимые здесь параметры не отвечают. Тем не менее, полученные данные на качественном уровне подтверждают предположение о том, что сезонный режим, которым определяются сезонные вариации J_2 , проявляется и в виде вариаций вероятности возникновения землетрясения в определенные для тектонической зоны данного типа периоды времени.

Связь сейсмического режима Танлу-Охотской рифтовой системы с разломной тектоникой и прочностными свойствами литосферы

В.А. Бормотов, Т.В. Меркулова

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, bormotov@itig.as.khb.ru, merkulova@itig.as.khb.ru

Танлу-Охотская рифтовая система расположена на восточной материковой окраине Азии, её протяжённость около 2500 км, состоит из четырёх окраинно-материковых рифтов и проходит вдоль западных побережий окраинных морей: Жёлтого, Японского и Охотского (рис. 1). Для территории исследований в качестве основного современного тектонического процесса выделяется деструкция литосферы. Здесь с конца мезозойской эры циклически проявляются процессы растяжения со сдвиговой компонентой [5]. По сейсмологическим данным максимальные магнитуды коровых землетрясений наблюдались в областях рифтов: Бохайвань – $M = 7.8$, Ханкайский – $M = 6.6$, Среднеамурский – $M = 5.5$ (по палеосейсмодислокациям $M = 6-6.5$), Нижнеамурский – $M = 6$. Основной региональной разломной зоной, связывающей рифты в единую систему, является прослеживающийся от Жёлтого моря до Охотского моря разлом Танлу северо-восточного простирания. Известные исследования максимальных магнитуд землетрясений вдоль Танлу исходили из представлений о том, что землетрясения вызываются сдвиговой тектоникой в этой зоне. При этом был сделан вывод, что «энергетический уровень землетрясений существенно может зависеть от структуры земной коры и её прочностных свойств при прочих равных динамических условиях» [4]. В исследованиях, выполненных нами, обращено внимание на особенности рифтогенеза. Выявленные факты свидетельствуют о том, что динамические условия вдоль рифтовой системы существенно меняются. При этом роль прочностных свойств уходит на «второй план» и сказывается на распределении сейсмоактивности в области конкретного рифта. Рифтовая система в основном контролируется аномалией пониженных значений скоростей поперечных волн (4.2–4.3 км/с), с которой связывают источник эндогенной энергии, вызывающий или способствующий процессу рифтогенеза (рис. 1). С юга на север область, охваченная современным рифтогенезом, расширяется и меняет свой структурный план, что позволяет говорить об изменении динамических условий. Северная группа рифтов имеет свой сейсмический режим и поэтому значение магнитуды, наблюдаемое в рифте Бохайвань, не может быть экстраполировано на север по разломной зоне Танлу. Из группы северных рифтов наиболее детально исследован Среднеамурский [2]. Сейсмичность его неоднородна: более высокая на западном фланге и минимальная на восточном фланге. Его территория иссечена узкими приразломными грабенами. На западном фланге рифтогенной впадины пре-

обладает процесс погружения, а на восточном – погружение осложнялось вертикальными движениями, просто замедленным погружением или сдвигами. Если в южной части впадины соотношение эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов близко к взаимной компенсации, то в её северной части эндогенные процессы более активны. Различия проявления геодинамики в западных и восточных частях впадины объясняется типом её рифтогенеза, который хорошо выражен в глубинной структуре литосферы. По сейсмическим данным по субширотному профилю, в земной коре присутствует пологий срыв восточного падения, уходящий в мантию. Он выражен инверсной сейсмической границей, которая начинает проследиваться на западных подступах к рифтовой впадине. Подъём границы Мохо до 30 км отмечается в центре впадины. Наблюдённая глубинная структура хорошо согласуется с моделью асимметричного рифтинга с простым сдвигом. Если коррелировать величины отношения скоростей V_p/V_s с прочностными свойствами [3], то земная кора и верха мантии в западной части профиля ($V_p/V_s = 1.66-1.74$) имеют более высокие прочностные свойства, чем на востоке ($V_p/V_s = 1.78-1.82$).

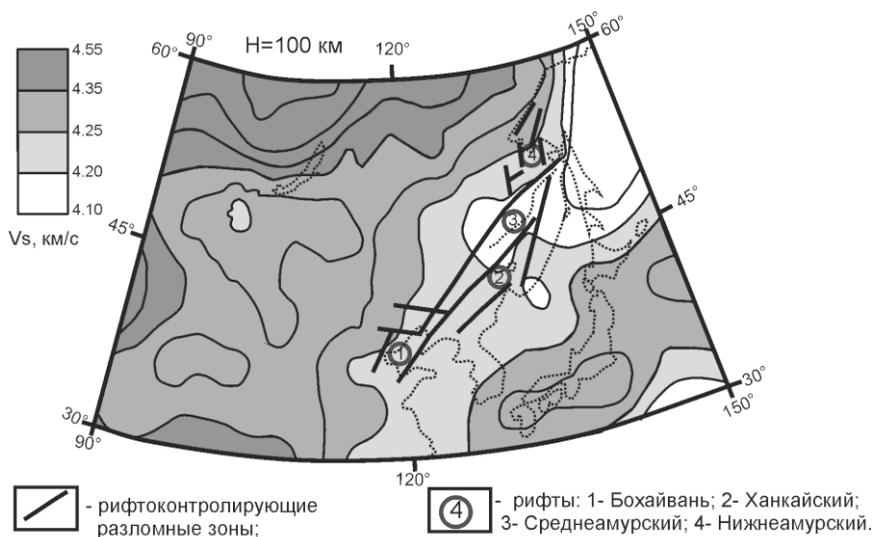


Рис.1 Карта скоростей поперечных волн (H - глубина сечения) [1].

Выявленная на профиле низкоскоростная аномалия под впадиной в верхах мантии согласуется с сейсмотомографическими данными. На профиле глубинных геофизических исследований, пройденном через северную часть рифта Бохайвань, также картируется глубинная структура, согласующаяся с моделью асимметричного рифтинга, но с падением сместителя на запад [6]. Это следует не только из сейсмических данных, но и из магнитотеллуриче-

ских. Значения скоростей поперечных волн (полученные в средней части профиля) на глубине около 100 км равны 4.2–4.3 км/с, что совпадает с сейсмотомографическими данными. Очаги сильных землетрясений расположены на восточном фланге профиля в верхней части коры, в области выхода глубинного срыва из верхов мантии в верхнюю часть коры. Значения отношения V_p/V_s в верхней части коры находятся в диапазоне 1.69–1.77. В этой части коры, обладающей высокой прочностью, и произошло в 1975 году землетрясение с $M = 7.3$. В низах земной коры и в верхах мантии отношение скоростей $V_p/V_s = 1.84–1.86$ и там не наблюдалось очагов землетрясений.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16 «Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы» (проект ДВО РАН 06-1-П16-061) и гранта ДВО РАН (проект 06-П-СО-08-030).

Литература

1. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2005. 297 с.
2. Бормотов В.А., Меркулова Т.В. Рифтогенез и сейсмичность Среднеамурской впадины // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2007. Т. 1. С. 53-57.
3. Крылов С.В. Сейсмические исследования литосферы Сибири. Избранные труды. Новосибирск: Акад. изд. Гео. 2006. 345 с.
4. Николаев В.В., Семёнов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Сейсотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука. 1989. 128 с.
5. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. Ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2004. 190 с.
6. Global geoscience transect 13 Dong Ujimqin Qi, Nei Mongol, to Donggou, Liaoning, China / Principal Compilers of This Transect: Lu Zaohun and Xia Huaikuan. – Seismological Press Beijing China. 1992.

Использование данных о современных и четвертичных движениях в активных разломах и геодинамических зонах для тектонофизических исследований в решении проблем оценки сейсмической опасности

Е.Г. Бугаев

Научно-технический центр по ядерной и радиационной безопасности

Для снижения экологических рисков, связанных с землетрясениями и деформациями, атомные станции (АС) рекомендуется размещать в пределах квазиоднородных тектонических блоков земной коры, не нарушенных активными разломами и геодинамическими зонами. Эти критерии приняты с учетом того, что очаги землетрясений структурированы и приурочены к зонам активных разломов (межблоковым границам), а их максимальная магнитуда (M_{MAX}) определяется размером (L , км) взаимодействующих блоков и тектонической активностью (скорость или градиент скорости тектонических движений) [1]. Основными задачами инженерных изысканий являются выделение потенциальных очаговых зон и оценка M_{MAX} . Для установления единых критериев выделения потенциальных очаговых зон и унифицированной оценки M_{MAX} и деформаций в активных и слабоактивных областях с учетом модели «кусковатости» геофизической среды академика М.А. Садовского [2] принята единая дискретно-иерархическая модель земной коры, параметры которой неслучайным образом связаны с параметрами очагов максимальных землетрясений. Принятая модель отражает подобие размеров тектонических блоков, межблоковых границ, активных разломов и очагов землетрясений и характеризуется единым коэффициентом подобия, равным корню квадратному из 10. Порядок структуры N единой дискретно-иерархической модели определяется соотношением [1]: $N = 2\lg L + 10$, где L – размер структуры, км. В качестве потенциальных очаговых зон единой дискретно-иерархической модели земной коры рассматриваются линейные однородные структуры, к которым приурочены проявления четвертичных тектонических движений и очаги землетрясений. Тектонические структуры, в которых отсутствуют проявления четвертичной тектонической активности, из рассмотрения исключаются. Совместный анализ соотношения размеров потенциальных очаговых зон и очагов землетрясений и размеров субочагов (жестких очагов) и гладких (вялых) очагов позволил установить, что гладкие очаги соответствуют потенциальным очаговым зонам, а жесткие очаги на 1, 2 и даже 3 порядка меньше гладких очагов и потенциальных очаговых зон. При этом гладкие очаги сами являются потенциальными очаговыми зонами для субочагов. Соотношение размеров очагов и областей их подготовки (потенциальных очаговых зон) и деформации в очагах определяются условиями

деформирования и характером разрушения среды. При наличии дополнительных сжимающих тектонических напряжений увеличивается сцепление и прочность среды в области подготовки очага, что приводит к возникновению локальных зацепов на структурах более низких порядков, которые при достижении предела прочности проявляются в виде жестких очагов на мелких структурах и гладких очагов на более крупных структурах. При отсутствии значительных сжимающих тектонических напряжений и в зонах растяжения размер очага, как правило, совпадает с размером области его подготовки (структуры одного порядка). Анализ параметров очагов землетрясений разного масштаба и типа показал, что на величину магнитуды и деформации оказывают влияние условия деформирования и разрушения среды [1]: 1) для структур X порядка и выше предел упругого деформирования и хрупкого разрушения среды не зависит от размера очага (масштаба процесса) и при одноосном сжатии, равен $\varepsilon_{\text{уп}2} \sim 3 \times 10^{-5}$, а при всестороннем сжатии – $\varepsilon_{\text{уп}1} = 10^{-6}$; 2) для этих же структур при упруго-пластическом разрушении предел деформации ($\varepsilon_{\text{пл}}$) зависит от порядка N_0 (размера L_0 , км) очага: $\lg \varepsilon_{\text{пл}} = -0.25N - 0.5$ (или $\lg \varepsilon_{\text{пл}} = -0.5 \lg L_0 (\text{км}) - 3$); 3) для структур с IV по IX порядок (очаги микроземлетрясений (импульсов релаксации)) предел упругого деформирования $\varepsilon_{\text{уп}0}$, как правило, не превышает 3×10^{-7} ; 4) для структур с IV порядка и выше минимальные деформации в очагах микроземлетрясений и вялых (гладких) очагах землетрясений, как правило, превышают величину $\varepsilon_{\text{уп}00} = 10^{-9}$ (минимальный уровень деформаций в очагах землетрясений различного масштаба и типа). Величина потенциальных деформаций в очаговых зонах землетрясений определяется пределами упругого и упруго-пластического деформирования среды в очагах землетрясений различного типа и порядка [1]. Максимальные деформации в локальных зонах имеют место при упруго-пластических деформациях и являются результатом разрушения зацепов, формирующихся в условиях интенсивных тектонических напряжений в пределах более крупных структур, которые в свою очередь могут являться гладкими (вялыми) очагами. При наличии дополнительных тектонических напряжений сжатия в линейных зонах региональных структур XV порядка и выше наблюдаются наиболее значительные амплитуды смещений, что может приводить к катастрофическим последствиям, в частности цунами. Дополнительные тектонические напряжения приводят к увеличению сцепления бортов разломов различного порядка и формированию зацепов на более мелких структурах. Этот процесс сопровождается уменьшением количества слабых землетрясений и отражается на характере сейсмического режима – снижении наклона b графика повторяемости магнитуд до 0,9 и меньше. В линейных зонах растяжения (структуры X-XVIII порядка) снятие напряжений происходит путем сбросов и сдвигов пород в условиях одноосного растяжения, при этом наклон b графика повторяемости магнитуд увеличивается до 1.4 (например, Средне-Алантический хребет). В слабоак-

тивных областях, по-видимому, также как и в зонах растяжения нет предпосылок для проявления упруго-пластических деформаций, из-за недостаточности тектонических напряжений сжатия. При этом разрушение среды в слабоактивных областях происходит подобно разрушению среды внутри крупных тектонических блоков в активных областях и характеризуется наклоном $b \sim 1.2$. Учет соотношения максимального размера очага и потенциальной очаговой зоны, предела упругого деформирования при всестороннем сжатии $\epsilon_{\text{упл}} = 10^{-6}$, максимальной магнитуды ($M = 9$) для Земли в целом и соответствия тектонической и сеймотектонической деформации в потенциальной очаговой зоне позволили унифицировать оценку магнитуды M_{MAX} [1]: $M_{\text{MAX}} = (-10.2 + 4.5 b - 0.5 \lg G_3) / (b - 1.6) + 0.3 \lg G_3 + 0.47 N_3 - 2$, где N_3 – порядок потенциальной очаговой зоны; G_3 – градиент скорости четвертичных движений в потенциальной очаговой зоне, в год; b – наклон графика повторяемости магнитуд. Эффективность унифицированной оценки M_{MAX} рассмотрена на примере сравнения прогнозных M_{MAX} и наблюдаемых магнитуд $M_{\text{магнаб}}$ для известных очаговых зон землетрясений, для которых имеются не только данные о $M_{\text{магнаб}}$ или альтернативные прогнозные оценки M_{MAX} , но и соответствующие сведения параметрах потенциальной очаговой зоны в рамках принятой единой дискретно-иерархической модели земной коры. Удовлетворительное соответствие M_{MAX} и $M_{\text{магнаб}}$ подтвердило эффективность метода для активных и слабоактивных областей. Предложены пути использования параметров единой дискретно-иерархической модели земной коры при решении проблемы обеспечения безопасности АЭС и других особо опасных и протяженных объектов в активных и слабоактивных областях для выявления потенциальных очаговых зон, определения M_{MAX} и деформаций, а также оценки повторяемости максимальных землетрясений по геодинамическим и ограниченному сейсмологическим данным.

Литература

1. Бугаев Е.Г. Определение сейсмической опасности слабоактивной территории для сейсмостойкого строительства АЭС и объектов ЯТЦ. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора технических наук. Для служебного пользования. На правах рукописи УДК.550.34÷536.75, М.: 2003. С. 51
2. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829-831

Природа пермо-триасового магматизма Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы: сопоставление геолого-структурных данных с результатами 3D моделирования скоростной и тепловой структуры верхней мантии

Н.А. Бушенкова, Е.В. Деев, В.В. Червов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск,
BushenkovaNA@ipgg.nsc.ru, deev@uiggm.nsc.ru, elixir@pochta.ru

Близкие возрастные и геохимические характеристики породных комплексов двух крупных соседствующих провинций внутриконтинентального магматизма (например, [1]), Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы ставят на повестку дня вопрос о поисках единых геодинамических механизмов их формирования. Очевидно, что причину проявления внутриконтинентального базальтового магматизма нужно искать, прежде всего, в особенностях структуры и динамики мантии данной области. Ранее для объяснения геодинамической природы магматизма соседствующих провинций были предложены модели единого плюма [1] или суперплюма [2].

Для выяснения глубинной структуры территории и динамики ее современных мантийных процессов в рамках настоящей работы было проведено:

1) 3D моделирование скоростной структуры верхней мантии региона с помощью сейсмотомографической методики на отраженных волнах [3], поскольку изучаемая территория не имеет достаточного количества сейсмостанций и землетрясений для построения модели на основе традиционной или ITS томографических схем. При этом уточнена скоростная модель [3], построенная ранее с использованием этой же методики. В результате получена расширенная модель верхней мантии региона до глубины 430 км за счет привлечения данных по Западной Сибири и дополнительных данных о землетрясениях 1997–2001 гг, что привело и к повышению ее детальности (диаметр значимых объектов от 1.2°);

2) трехмерное численное моделирование теплогравитационной конвекции в мантии при постоянном подогреве границы 670 км и наличии областей с увеличенной мощностью литосферы (Сибирская платформа, Тарим и т.д.), основанное на уравнениях Навье – Стокса в приближении Обербека-Буссинеска и геодинамическом приближении с использованием переменных «завихренность – векторный потенциал» [4] (все уравнения записывались в декартовых координатах). Конечно-разностный алгоритм решения задачи основан на применении метода дробных шагов [5].

Результаты моделирования представлены на горизонтальных срезах для глубин 250 и 300 км. Заливка на сейсмотомографической модели (рис. 1, а, б)

отражает отличие (в %) скорости продольной волны в результирующей модели от референтной скоростной модели РЕМ-А [6]. Пунктирной линией отражена область развития пермо-триасового магматизма Западно-Сибирской плиты.

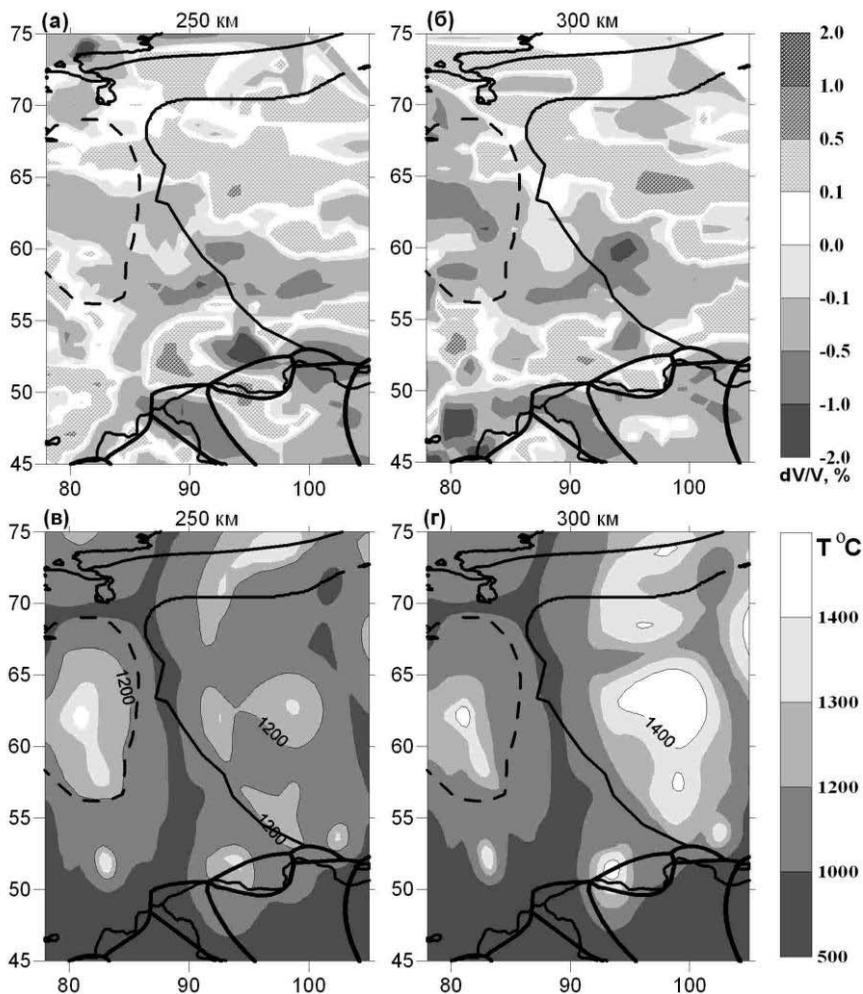


Рис. 1. см. в тексте

Сейсмотомографическое моделирование недр Западно-Сибирской плиты показало наличие пониженных скоростей в её срединной части почти по всему интервалу глубин вплоть до 430 км (см. рис. 1, а, б). Модель подтверждает

наличие утолщенной литосферы Сибирского кратона и демонстрирует присутствие в районе плато Путорана восходящего потока в подлитосферной мантии (вплоть до 430 км), а так же «остаточного» прогрева литосферы (до 200 км) в его центральной части [7]. Поскольку Сибирский кратон двигался как единое целое с Евразией на восток – юго-восток [8], то связь остаточного прогрева литосферы срединной части кратона и Путоранского плюма вполне вероятна.

Тепловое моделирование показало, что под блоками с увеличенной мощностью литосферы возникает естественный локальный перегрев, который приводит к возникновению восходящего потока в мантии, причем одновременно с ним всегда возникает параллельный поток меньшей амплитуды и размера, но не под утолщенным блоком, а рядом с ним. В нашем случае, парой к возникающему под центром Сибирского кратона восходящему потоку является тепловая аномалия под Западно-Сибирской плитой (рис. 1, в, г).

Поскольку эти восходящие потоки обусловлены лишь неоднородностью мощности литосферы, то фактически показывают современную тепловую структуру верхней мантии, и сами по себе не могут быть причиной вулканизма (отсутствует современный вулканизм). Следовательно, для масштабного плавления пород литосферной мантии необходим дополнительный источник тепла, каковым может быть достаточно интенсивный тепловой поток, связанный с движением нижнемантийного вещества (например, Хангайский плюм [9]). Маломощные плюмы (типа Путоранского) вызывают лишь прогрев литосферы, следы которого могут наблюдаться спустя десятки миллионов лет.

Таким образом, совпадение в пространстве интенсивного плюма и восходящего верхнемантийного потока под кратоном, вызванного локальным перегревом под утолщенной литосферой, вероятно и привело к масштабному плавлению вещества верхней мантии, следствием которого явился внутриконтинентальный трапповый магматизм.

Кроме того, при таком сочетании источников резко возрастает и интенсивность соседней тепловой аномалии под менее мощной литосферой, т.е., в нашем случае, под Западно-Сибирской плитой, что в итоге и приводит к формированию одновозрастной провинции внутриконтинентального базальтового магматизма.

Литература

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1575-1587.
2. Добрецов Н.Л. Пермь-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220-223.

3. Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследование структуры верхней мантии центральной Сибири и прилегающих районов на PP–P волнах // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 474-490.
4. Тычков С.А., Червов В.В., Черных Г.Г. Численная модель трехмерной конвекции в верхней мантии Земли // Физика Земли. 2005. № 5. С. 48-64.
5. Яненко Н.Н. Метод дробных шагов решения многомерных задач математической физики. Новосибирск: Наука. 1967. 197 с.
6. Dziewonski A.M. and Anderson D.L. Preliminary Earth reference model // Phys. Earth Planet Interiors. 1981. № 25. P. 297-356.
7. Бушенкова Н.А. Неоднородности верхней мантии и современная структура литосферы центральной Сибири по данным сейсмофотографии на отраженных волнах: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: 2004. 20 с.
8. Jurdy D.M., Stefanick M., Scotese C.R. Paleozoic plate dynamics // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B9. P. 17965-17975.
9. Бушенкова Н.А., Деев Е.В., Дягилев Г.С., Гибшер А.А. Структура верхней мантии и кайнозойский вулканизм Центральной Монголии // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 3. С. 378-382.

Оценки некоторых результатов геофизических измерений на Камчатке на заключительной стадии подготовки сильнейших Симуширских землетрясений (15.11.2006 г, $M_w = 8.3$; 13.01.2007 г, $M_w = 8.1$)

В.А. Гаврилов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, vgavr@kscnet.ru

Рассматриваются результаты долговременных измерений фонового уровня естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ) в диапазоне 160 Гц и изменений плотности воды в скважинах, проводимых на территории Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона (рис. 1).

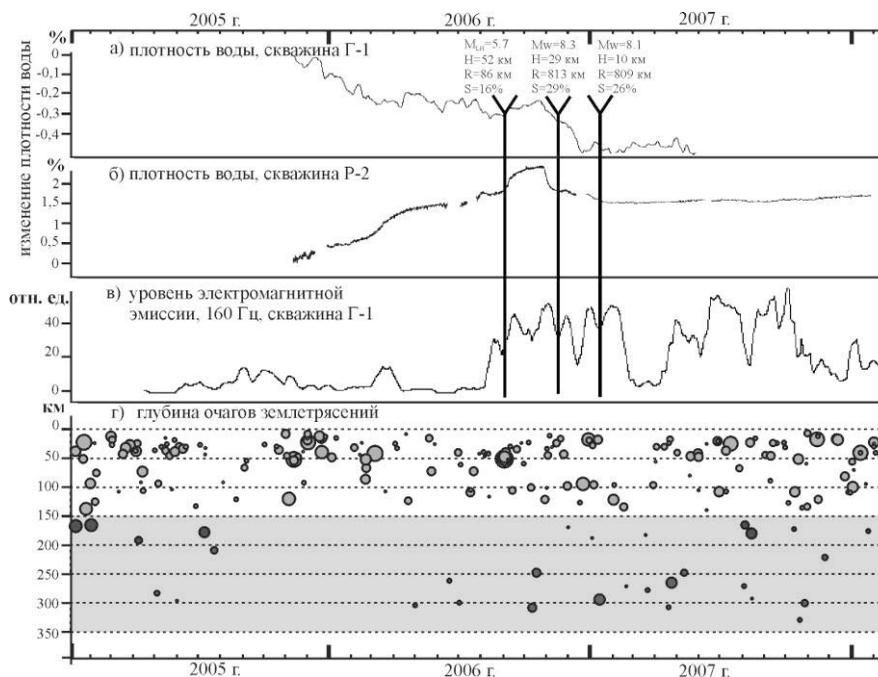


Рис. 1. Изменения плотности воды в скважинах (а, б) и фонового уровня ЕЭМИ (в) в сопоставлении с моментами землетрясений с $S \geq 16\%$ ($S = L_p/R_h$, где L_p – длина очага землетрясения $L_p = 10^{0.44M-1.29}$, R_h – гипоцентрального расстояния); г – очаги землетрясений в радиусе 100 км от пункта Г-1

Для измерений ЕЭМИ используется подземная вертикальная электрическая антенна оригинальной конструкции, мониторинг плотности воды в скважинах осуществляется по методике, разработанной автором. Согласно полученным результатам, до начала апреля 2006 г изменения плотности воды в скважинах Р-2 и Г-1 происходили в противофазе: стабильному увеличению плотности на скважине Р-2 соответствовало уменьшение плотности воды на скважине Г-1. Начиная с сентября 2006 г характеры изменений плотности воды для обеих скважин стали совпадать. За 18 суток до Симуширского землетрясения 15.11.2006 г произошло достаточно резкое снижение плотности воды обеих скважин (увеличение концентрации поступающих в воду газов). Практически сразу после второго Симуширского землетрясения в январе 2007 г значения плотности воды обеих скважин стабилизировались. Нами было проведено сравнение результатов измерений плотности воды с данными по сейсмичности в зоне радиусом 100 км вокруг скважины Г-1 (рис. 1, г). (Использованы данные каталога Камчатского филиала ГС РАН). При этом обращает на себя внимание ощутимое увеличение числа землетрясений на глубинах 230–330 км с конца апреля 2006 г: если за предшествующие 28 месяцев (с 1.01.2004 г по 27.04.2006 г) в этом диапазоне глубин произошло пять землетрясений, то в последующие 20 месяцев произошло уже 16 таких землетрясений. При этом указанной сейсмической активизации предшествовала пауза длительностью около года. Представляет также интерес сопоставление вышеуказанных результатов с данными измерений ЕЭМИ на пункте Г-1. Как показано в [1], указанная система измерений с подземной вертикальной электрической антенной отличается высокой чувствительностью к изменениям фонового уровня ЕЭМИ предположительно литосферного происхождения. Как следует из данных, представленных на рис. 1, в, примерно за 2.5 месяца до первого (ноябрь 2006 г) Симуширского землетрясения минимальный уровень ЕЭМИ в диапазоне 160 Гц вырос на 22 дБ. При этом начало указанной аномалии ЕЭМИ совпало с началом согласованных изменений плотности воды для обеих скважин.

Литература

1. Гаврилов В.А., Дружин Г.И., Полтавцева Е.В. Результаты одновременных измерений естественных электромагнитных СНЧ-ОНЧ излучений с использованием подземной и наземной антенн // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Сборник докладов IV международной конференции. Доп. том, с. Паратунка Камчатского края 14-17 авг. 2007 г. С. 14-19.

Расчет упругих модулей Хибинского массива по данным сейсмогравиметрического моделирования

В.Н. Глазнев, А.М. Жирова

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, glaznev@geoksc.apatity.ru, anzhelaz@geoksc.apatity.ru

На основе подходов, разработанных В.Н. Страховым [1] и Г.Я. Голиздрой [2], и развитых в работах В.Н. Глазнева [3], была рассчитана комплексная трехмерная сейсмоплотностная модель строения верхней части земной коры в районе крупнейших щелочных массивов Балтийского щита – Хибинского и Ловозерского. При построении такой модели использовался весь объем накопленного по региону исследований геофизического и петрофизического материала, выполнен учет влияния реальных термодинамических условий в верхней коре на физические свойства пород, а также использованы геологически содержательные априорные ограничения на решение задач сейсмической томографии и гравиметрической инверсии. Результативная модель [4] представляет собой объемное распределение плотности и скорости продольных волн в изучаемой среде.

Полученная комплексная объемная модель строения земной коры региона позволила перейти к созданию обоснованной скоростной модели для поперечных волн. При этом в качестве начального приближения использована объемная согласованная модель плотности и скорости продольных волн [4], трансформированная в значения скоростей S-волн в изучаемой среде для случая идеально упругого тела. Обратная задача для S-волн решалась с заданными ограничениями на искомые величины скорости по результатам малоглубинных исследований МОВ, имеющихся в регионе, которые обусловлены фиксированными значениями скорости в приповерхностном слое модели. В качестве исходных сейсмических данных в ходе расчетов использованы первые вступления поперечных сейсмических коровых волн, подвергнутые предварительному многоступенчатому анализу [5], который включает статистический дисперсионный анализ и анализ одиночных выбросов данных. Сейсмический материал, оставшийся в результате предварительного анализа, представляет собой свыше 300 лучей поперечных волн. Сетка вычислений для задачи сейсмической томографии на S-волнах принималась такой же, как и для задачи на продольных волнах [4]: 4 на 4 км в плане и 1 км по вертикали.

Результаты решения обратной задачи по S-волнам, проанализированные совместно с результатами моделирования для P-волн и плотностной моделью среды, позволяют сделать следующие выводы.

1. В поле скорости поперечных волн Хибинскому массиву в целом соответствуют низкие скорости (2.8÷2.9 км/с на фоне 3.1÷3.2 км/с). В то же время, в

поле скорости продольных волн массив обозначается низкоскоростной аномалией, протягивающейся от поверхности до 11 км глубины со скоростями 4.3÷5.0 км/с на фоне 5.8÷6.0 км/с, а в поле плотности массиву соответствуют пониженные значения, равные 2.5÷2.6 г/см³ на фоне 2.8 г/см³.

2. На глубинах 2÷3 км выделяется высокоскоростная аномалия, локализуемая в юго-западной части Хибинского массива на контакте с Имандра-Варзугским рифтогенным комплексом, со значениями скорости поперечных волн около 3.8÷3.9 км/с. относительно фоновой скорости, равной 3.1÷3.2 км/с. На глубинах 4÷7 км в центральной и восточной частях Хибинского массива устанавливается такая же высокоскоростная аномалия по поперечным волнам. На этих же глубинах выделяются высокоскоростные аномалии V_p . Значения скорости в пределах аномалии достигают 6.8÷7.0 км/с относительно фоновой скорости, равной приблизительно 5.5 км/с. На глубинах от 2.5÷4.5 км в модели четко устанавливается аномалия повышенной плотности со значениями до 2.95 г/см³, выделяющаяся на уровне типичных значений для пород массива 2.65÷2.75 г/см³. На этом глубинном уровне просматривается различие в плотностном строении восточной и западной частей массива, которое можно отождествить с различными этапами его становления.

3. В северной части Хибинского массива, на уровнях 5÷6 км и глубже установлена высокоскоростная аномалия, отличающаяся скоростями V_s , равными 3.8÷4.0 км/с на фоне 3.5÷3.6 км/с. Скорости продольных волн для указанной аномалии соответствуют 6.3÷6.5 км/с. В поле плотности аномалия проявляется на уровне примерно 7 км повышенными значениями вплоть до 2.9÷3.0 г/см³. Эта аномалия, возможно, связана с выступом корневой части комплекса эндербитов и тоналитов, что подтверждает результаты более ранних исследований на профиле Заполярный – Умбозеро [3].

4. В юго-западном обрамлении Хибинского массива на глубинах примерно 4÷9 км установлена аномалия высокой скорости, пространственно приуроченная на поверхности к протерозойскому рифтогенному комплексу Имандра-Варзуга, со скоростями поперечных волн 4.2÷4.3 км/с относительно фоновых 3.5 км/с. В поле скорости продольных волн она прослеживается до глубины 12÷13 км и имеет значения 7.0÷7.5 км/с. При этом наблюдается ее некоторое смещение к северо-востоку. Протерозойский комплекс представлен в поле плотности как аномалия повышенной плотности со значениями до 3.25 г/см³. Высокоплотностные породы комплекса прослеживаются до глубины приблизительно 12÷13 км. Характер аномалии плотности также свидетельствует о погружении комплекса протерозойских пород в северном направлении под породы Хибинского массива.

5. Полученные в результате комплексного сейсмоплотностного моделирования расчётные значения скоростей продольных и поперечных волн, совместно со значениями плотности пород, позволили перейти к оценке ве-

личин упругих модулям изучаемой среды в пространстве. Проведенные расчеты показывают неоднородность изучаемой среды Хибинского массива и его обрамления по значениям величин упругих модулей, что несомненно должно учитываться при построении моделей современной тектонической активности, как наведенной так и естественной, для Хибинского массива.

Литература

1. Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1984. № 6. С. 44-63.
2. Голизра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: Недра. 1988. 212 с.
3. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. – Апатиты: 2003. 252 с.
4. Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б. Комплексная интерпретация данных гравиметрии и сейсморазведки при изучении строения верхней части земной коры / Материалы 35-ой сессии Международного семинара им. Д.Г.Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей». Ухта: Изд. УГТУ. 2008. С. 59-65.
5. Глазнев В.Н., Жирова А.М. Технология изучения скоростных свойств интрузивных массивов при построении комплексной модели земной коры Хибинского и Ловозерского массивов Кольского полуострова // Геофизический вестник. 2007. № 6. С. 15-19.

Графики повторяемости землетрясений как критерий опасных разломов Байкало-Монгольского сейсмического пояса

Е.А. Горбунова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, smallwizard@mail.ru

Очаг землетрясения представляет собой разрушение некоторого объема напряженного материала Земли. Наиболее высокая вероятность возникновения сейсмических событий наблюдается в областях активного динамического влияния разломов, поскольку они являются местом повышенной концентрации напряжения [1]. Основываясь на взаимосвязи землетрясений и разломов, исследование активности последних с получением различных закономерностей данного процесса можно проводить по сейсмическим событиям, привязанным к конкретным дизъюнктивам. Некоторые методы изучения сейсмической активности разноранговых и разновозрастных разрывов были приведены в работах [2–3]. Авторами предложены алгоритмы и программы для оценки тектонической активности на основе количественного анализа пространственно-временной закономерности возникновения событий разных классов в областях динамического влияния разрывов.

Одним из фундаментальных законов, описывающих процесс появления землетрясений, является закон повторяемости [4]. Он отражает распределение количества землетрясений N по величине их энергии K , где $K = \lg E$ (E – энергия очага, дж). Угол наклона γ графика повторяемости представляет собой отношение $\Delta \lg N$ к ΔK . Данная зависимость устанавливается и считается действительной в пределах интервала от K_{\min} до K_{\max} , где K_{\min} – минимальная величина представительных землетрясений, а K_{\max} – величина максимально зафиксированного землетрясения в пределах изучаемой площади. Для Байкальской рифтовой системы значение коэффициента γ равно 0.55 ± 0.01 [5]. Угловые коэффициенты графиков повторяемости для отдельных областей БРС приведены в работе [6]. Они показывают, что в различных частях БРС значение γ меняется относительно среднего значения для всей системы. Исходя из этого факта, предлагается использовать закон повторяемости землетрясений для оценки сейсмического потенциала разломов. При этом площадь исследования и построения графиков в каждом отдельном случае будет соответствовать области активного динамического влияния конкретного сейсмоактивного разлома [2]. Параметр K_{\max} графика повторяемости будет показывать степень опасности изучаемого разрыва: чем он выше, тем большую опасность представляет разлом. Угол наклона графика повторяемости γ будет показывать соотношение между долями сильных и слабых событий. При этом, чем меньше абсолютное значение γ , тем больше относительная доля сильных событий по отношению к слабым, тем выше вероятность воз-

никновения событий K_{\max} в области активного динамического влияния разлома.

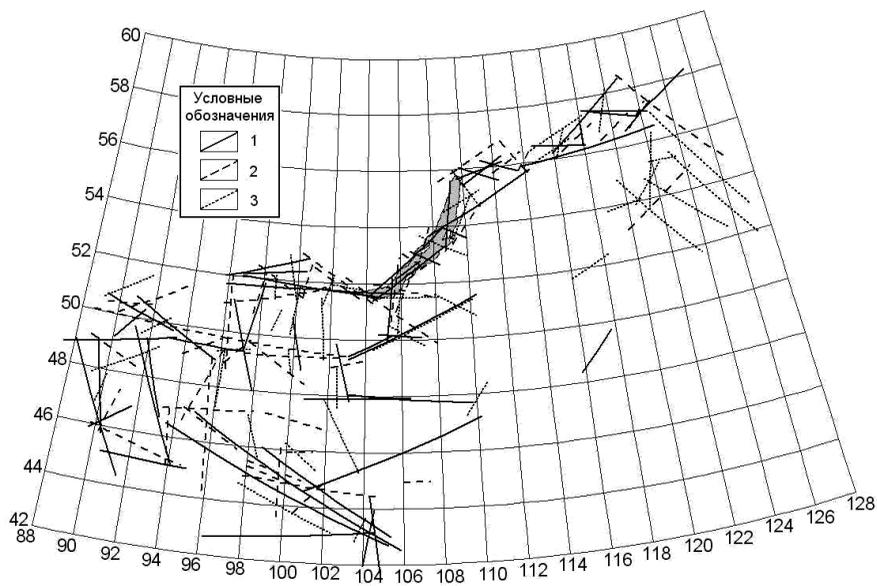


Рис. 1. Группы разломов Байкало-Монгольского сейсмического пояса. Условные обозначения: разломы: 1 – весьма опасные; 2 – опасные; 3 – слабо активные, не опасные

В процессе исследований для каждого разрыва Байкало-Монгольского сейсмического пояса был построен график повторяемости землетрясений (данные по сейсмичности за 1960-2000 гг были взяты из каталога, предоставленного Байкальским филиалом Геофизической службы СО РАН). Для стандартной оценки сейсмической опасности разломов по значениям параметра K_{\max} они были представлены в виде семи групп, каждая из которых в свою очередь была поделена на подгруппы, исходя из значения коэффициента γ . Карта исследуемых разломов, объединенных в три системы по степеням относительной опасности, представлена на рис. 1. Наиболее опасными являются разломы первых трех групп со значением K_{\max} выше 14 класса. Основная часть таких разрывов сконцентрирована на юго-западе Монголии и в районе Байкальской впадины. Значения K_{\max} разломов четвертой и пятой групп равны 12 и 13 класс соответственно. Менее опасными являются разломы шестой и седьмой групп со значением K_{\max} равным 9-11. Полученные данные показывают, что тенденция распределения логарифма числа земле-

трясений N по их величине $K = \lg E$ резко меняется при переходе от исследуемого района к отдельным конкретным дизъюнктивным структурам.

Таким образом, для оценки современной опасности разломов можно использовать график повторяемости землетрясений в применении к областям активного динамического влияния разрывов [2]. Параметр K_{\max} и коэффициент γ можно рассматривать как дополнительные показатели сейсмической активности конкретного дизъюнктива. При этом, чем выше значение K_{\max} и чем ниже значение γ , тем выше степень опасности рассматриваемого разлома.

Автор выражает благодарность доктору геолого-минералогических наук, профессору С.И. Шерману за постановку задачи и обсуждение результатов. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00251), программы 16.3 Президиума РАН.

Литература

1. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Трусков В.А., Бабичев А.А. Комплексное изучение динамики развития крупных разломов на упруговязких моделях // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. Новосибирск: Наука СО. 1988. С. 9-21.
2. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 395-398.
3. Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 3. С. 398-403.
4. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 407 с.
5. Боровик Н. С. Сейсмический режим по данным региональной и локальной систем наблюдений в Прибайкалье // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. Новосибирск: Наука СО. 1988. С. 109-115.
6. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Курушин Р.А., Масальский О.К., Шлаевская Н.С. Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. Обнинск: Изд. РАН. Геофизическая служба. 2003. С. 107-117.

Отражение пространственных геодинамических процессов в локальном геоакустическом мониторинге: фактор дегазации земли

И.Л. Гуфельд¹, В.А. Гаврилов², А.В. Корольков³, О.Н. Новоселов³

¹ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, igufeld@korolev-net.ru

² – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, vgavr@kscnet.ru

³ – ФЭСТ, Московский государственный университет леса, г. Мытищи, korolkov@mgul.ac.ru, onn@mgul.ac.ru

Совокупность процессов в геологической среде не имеет аналогов в лабораторном моделировании: постоянные движения блоков относительно друг друга, повторяющиеся крупномасштабные разрывы в одних и тех же граничных структурах, быстрая изменчивость параметров среды, проявляющаяся при локальном и интегральном мониторинге среды и которая не может быть объяснена на основе медленных тектонических движений. Мониторинг также показывает, что сильные землетрясения происходят в период регионального возбуждения (активизации) литосферы, причем область возмущений охватывает в различные периоды времени пространство от верхней мантии до поверхности. Об этом свидетельствуют многочисленные данные по локальным возмущениям параметров среды на расстояниях до $r \sim \exp(M)$ км от будущего эпицентра, сейсмическое затишье, RTL алгоритм, кинематические параметры, характеристики короткопериодной S – коды и др. Пространственно-временные особенности этих возмущений и параметров среды не позволяют прогнозировать границу (место), где произойдет крупномасштабный разрыв. Положение этой границы неопределенно, поэтому фиксируемые достаточно надежно пространственно-временные локальные и интегральные возмущения среды не могут быть предвестниками конкретного крупномасштабного разрыва. Они в большей степени свидетельствуют о возбуждении региональной блоковой зоны с многочисленными граничными структурами (а не отдельной конкретной граничной структуры), т.е. эндогенной накачке среды дополнительной энергией.

Большинство методов мониторинга контролируют локальные процессы, но по ним можно судить о пространственном возбуждении среды и региональной сейсмической обстановке. В последние годы получены уникальные данные по сопоставлению локальной геоакустической эмиссии (ГАЭ) и регионального сейсмического процесса на Камчатке (Гаврилов В.А.[1]). Измерения проводили в водонаполненной и обсадной скважине Г-1 на глубине 1035 м. Были обнаружены периоды с суточным ходом ГАЭ, совпадающие с суточным ходом естественного электромагнитного поля Земли (ЕЭМП), и периоды с отсутствием суточного хода ГАЭ. Только в периоды с отсутствием суточного хода ГАЭ в радиусе до 500 км от пункта контроля

происходили события с $M > 5$. Естественно возникает вопрос, какие процессы происходят в региональном и локальном масштабе, связаны ли они между собой и в чем заключается эта связь.

Анализ геотектонических ситуаций проводился на основе построения диаграмм Пуанкаре (точечное графическое отображение N значений последовательности x при $k = 1, 2, 3 \dots N$ на двумерном поле, в котором ординатой очередной точки является значение x_{k+1} , а абсциссой – предшествующее значение x_k) и расчета коэффициентов разностного уравнения второй степени и второго порядка, описывающего изменения временного хода ГАЭ

$$x_{k+2} = a_0 + a x_{k+1} + b x_k + c x_{k+1}^2 + d x_k^2,$$

где коэффициенты **a** и **b** – параметры системы, определяющие тип ее поведения как коллектива элементов, **c** и **d** – коэффициенты, контролирующие накачку среды энергией или ее сброс, **a₀** – коэффициент [2].

Отметим основные особенности поведения ГАЭ: 1. Непрерывность хода ГАЭ; 2. Растянутая во времени реакция на прохождение упругих волн землетрясений; 3. Быстрые, в течение суток, переходы от режима ГАЭ с суточным ходом к его прекращению и обратный процесс; 4. Серии сильных землетрясений происходили в период отсутствия суточного хода ГАЭ. Первые три пункта отражают условия и природу возбуждения ГАЭ, а четвертый – взаимосвязь локальных и региональных процессов. Очевидно, что природа контролируемых источников ГАЭ не может быть связанной преимущественно с процессами трещинообразования в поверхностных слоях коры, инициируемых медленными тектоническими деформациями. При обсуждении природы ГАЭ необходимо также учитывать солнечно-суточную компоненту микросейсмического шума. С учетом этого предложена декомпрессионная модель возбуждения источников ГАЭ, а также микросейсмического шума.

Во флюиде растворены различные газы – He, H₂, N₂, NO, CH₄ и др. Массовое образование газовых пузырей возможно при декомпрессии на глубинах выше 400-200 м. Число газовых пузырей в зоне декомпрессии может превышать 10³ 1/л флюида. При постоянном восходящем потоке газов через флюидные каналы (в том числе и по водонаполненной обсадной скважине) образование и схлопывание газовых пузырей будет сопровождаться излучением упругих волн, создающих в любой точке поверхностных структур и в водонаполненной скважине интегральный фон. Природа суточного хода ГАЭ и микросейсмического шума связывается с активизацией физико-химических реакций восходящих потоков газа в пузырях и с растворенными углеводородными соединениями во флюиде под действием ЕЭМП (G. Piccardi). Это воздействие в принципе может осуществляться как минимум на глубине скин-слоя.

Активизация восходящих потоков газов происходит в периоды с суточным ходом ГАЭ, достигая максимума непосредственно перед прекращением суточного хода. Состояние локальной среды контроля, о котором судят по величинам параметров **a**, **b**, **c** и **d**, в этот период является критическим. При переходе к состоянию с отсутствием суточного хода ГАЭ наблюдается резкое уменьшение размаха диаграммы Пуанкаре, т.е. интенсивность ГАЭ резко уменьшается. Здесь параметры среды контроля уже лежат в области устойчивых решений. По существу этот период является аналогом сейсмического затишья, на фоне которого происходят отдаленные сильные события. Во все периоды контроля коэффициенты **c** и **d** не были равными нулю, что свидетельствует о непрерывной накачке среды энергией. Отражение пространственного геодинамического процесса в локальном мониторинге ГАЭ может быть обусловлено действием одного и того же фактора. Эти фактором является импульсная пространственно распределенная дегазация Земли [3]. Активизация ГАЭ и микросейсмического шума является следствием импульсной дегазации Земли, контролирующей сеймотектонический процесс. Региональное проявление дегазации будет проявляться в процессах блокировки движения блочной структуры и последующих сильных сейсмических событий, а в поверхностных слоях коры в большей степени - в эффектах декомпрессии, а не процессах трещинообразования. Непрерывность локальной ГАЭ и регионального характера микросейсмического шума также отражает процесс дегазации. В связи с этим скважинный мониторинг ГАЭ и микросейсмического шума представляет интерес для оконтуривания зоны сейсмической опасности, но методологию этих работ необходимо еще разработать.

Литература

1. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52-67.
2. Новоселов О.Н. Идентификация и анализ динамических систем. М.: ГОУ ВПО МГУЛ. 2007. 316 с.
3. Гуфельд И.Л. Физико-химическая механика сильных коровых землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 62-65.

Кинетическая природа stick-slip: эксперимент и подготовка Симуширских землетрясений.

Е.Е. Дамаскинская, Н.Г. Томилин

Физико-технический институт РАН, г. Санкт-Петербург, kat.dama@mail.ioffe.ru

В [1] был предложен механизм скольжения по контакту для объяснения неглубоких землетрясений. Установлено [2], что перед неустойчивым скольжением происходят два типа подвижек: S1 – механически устойчивый процесс, который распространяется со скоростью на несколько порядков меньшей, чем скорость упругих волн; S2 – ускоренное скольжение, вслед за которым происходит переход к неустойчивой подвижке (stick-slip), сопровождающееся излучением упругой энергии. До недавнего времени считалось, что явление stick-slip происходит внезапно, и поэтому его невозможно прогнозировать. Однако исследования, проведенные в [3], показали эффекты, которые позволяют надеяться, что это не так.

В данной работе была поставлена задача исследовать пространственные и временные закономерности развития проскальзывания по готовому разлому (stick-slip). Были проведены эксперименты, моделирующие stick-slip в лабораторных условиях. Для этого в условиях всестороннего сжатия и одноосного нагружения в изначально целых образцах гранита Вестерли формировался магистральный разрыв, проходящий через весь образец. Дальнейшее разрушение происходило в условиях постоянной скорости деформации и всестороннего сжатия. В процессе эксперимента измерялись продольная и поперечная деформации, осевая нагрузка. Для регистрации акустической эмиссии (АЭ) использовалась 6 канальная система. Анализируемая в работе база данных представляет собой хронологическую последовательность АЭ-сигналов, каждый из которых характеризуется временем, 3 координатами гипоцентра и амплитудой, приведенной к референс-сфере.

В эксперименте произошло два события, которые можно интерпретировать как stick-slip, поскольку наблюдалось мгновенное увеличение продольной деформации, которое сопровождалось резким падением осевой нагрузки.

Считается [4], что проскальзывание (stick-slip), вызывающее резкое изменение деформации, является неустойчивой подвижкой материала в области макроразрыва. Мы предполагаем, что акту проскальзывания предшествует формирование локального очага разрушения.

Статистический анализ АЭ данных позволил выявить особенности развития разрушения. Использовался ранее сформулированный статистический критерий формирования области подготовки очага [4], который базируется на двухстадийной модели разрушения горных пород. Установлено, что одновременное уменьшение средних временных Δt интервалов между

хронологически последовательными дефектами и увеличение коэффициента вариации $V_{\Delta t}$ указывает на формирования очаговой области.

Было обнаружено, что на начальном этапе нагружения образование дефектов происходит дисперсно по всей области сформированного макроразрыва. Затем дефектообразование стягивается в 2 зоны. В этих зонах происходит последовательное во времени формирование областей подготовки очагов разрушения. Пространственные области этих очагов мигрируют. На рис. 1, а показаны графики изменения вариационных параметров, по которым хорошо выделяется область подготовки последнего перед stick-slip локального очага. Формирование данной области началось в момент $T_1 = 124645$ с (время от начала эксперимента). На 124655 с развитие разрушения в области привело к образованию более крупного дефекта. Затем через 52 с в момент 124698 с произошел stick-slip.

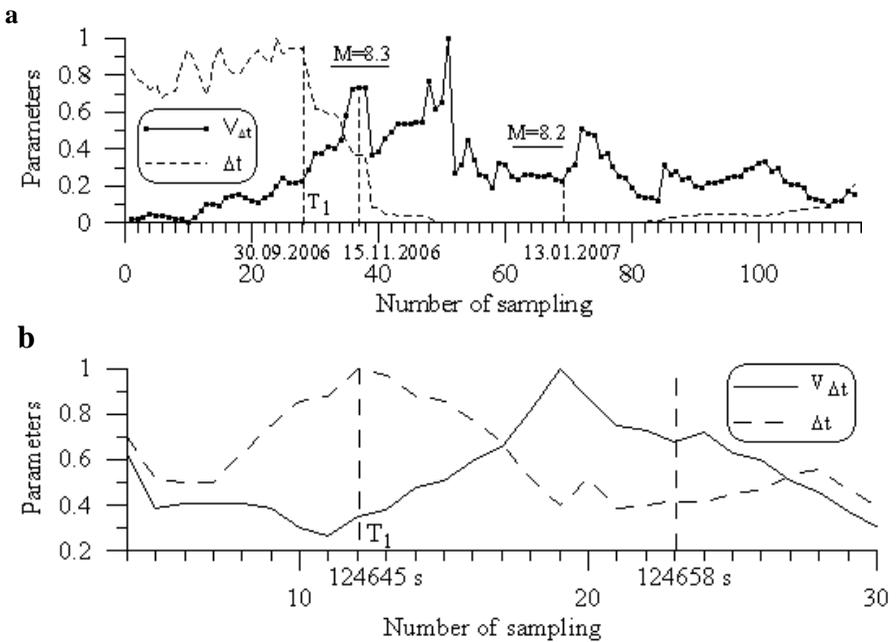


Рис. 1. Изменение статистических параметров: а – эксперимент; б – Симуширское землетрясение

Обнаружено, что перед каждым проскальзыванием происходит формирование области подготовки очага разрушения в локальной пространственной зоне, расположенной вблизи макроразрыва. Потеря устойчивости такого очага и приводит к проскальзыванию, что отражается в резком падении осевой

нагрузки. При дальнейшем деформировании происходит формирование локального очага в соседней пространственной зоне. Таким образом, stick-slip развивается как набор последовательно формирующихся во времени и теряющих устойчивость очагов разрушения. Это позволяет говорить о кинетической природе явления stick-slip.

Для проверки полученных в лабораторном эксперименте результатов был проведен анализ сейсмичности района Курильских островов. Использовался каталог землетрясений NEIC за период 1975–2007 гг. Применяя описанные выше статистические подходы, нам удалось выделить область подготовки очага землетрясения 15 ноября 2006 года. На рис. 1, *b* приведены графики изменения статистических параметров. Характерные тренды в изменении параметров указывают на то, что с 30.09.2006 началось формирование области подготовки землетрясения. Развитие процесса разрушения в этой области и привело к землетрясению с $M = 8.3$. Как было установлено в [5], механизм главного толчка – stick-slip. Таким образом, анализ сейсмичности также позволяет говорить о том, что перед stick-slip наблюдается формирование области подготовки очага.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00542).

Литература

1. Brace W.E., Byerlee J.D., Stick-slip as a mechanism for earthquakes // *Science*. 1966. V. 153. P. 990-992.
2. Ohnaka M., Kuwahara Y., Characteristic features of local breakdown near a crack-tip during stick-slip near failure // *Tectonophysics*. 1990. V. 175. P. 197-220.
3. Соболев Г.А., Шпетцлер Х., Кольцов А.В., Челидзе Т.Л. Инициирование неустойчивой подвижки в лабораторных экспериментах // В Сб. Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. М.: Изд. ИФЗ РАН. 1993. С. 38-47.
4. Kuksenko V., N. Tomilin, E. Damaskinskaya, and D. Lockner, A two-stage model of fracture of rocks. // *Pure Appl. Geophys*/ 1996. V. 146, N 2/ P. 253-263.
5. Charles J. Ammon, Hiroo Kanamori, Thorne Lay. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands. // *Nature*. 2008, 31 January. V. 451. P. 561-565.

Скорости и направления распространения разрывов в очагах Прибайкальских землетрясений

А.А. Добрынина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, dobrynina@crust.irk.ru

Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений тесно связаны с величиной и типом действующих тектонических напряжений и характеризуют условия геодинамического развития отдельных сегментов земной коры [1]. Знание скорости разрыва необходимо при оценке таких параметров очага, как размер источника, величина подвижки, падение напряжений и др. Для определения скоростей и направлений распространения в очагах прибайкальских землетрясений были выбраны две последовательности, происшедшие в 1999 г в районе Южного Байкала и близ северного окончания оз. Байкал (Южно-Байкальская и Кичерская последовательности). В работе использовались решения фокальных механизмов [2, 3], а также данные, содержащиеся в электронной базе Байкальского филиала Геофизической Службы РАН (БФ ГС РАН): координаты и время в очаге, кинематические и динамические параметры сейсмических волн. Для нахождения параметров разрыва в источнике применялись 3 метода: (1) метод А.В. Солоненко для группирующихся событий [4]; (2) метод азимутальных годографов И.В. Горбуновой [5] и (3) метод катакластического анализа, разработанный Ю.Л. Ребецким [6]. Способы определения скорости и направления распространения разрыва, предложенные в [4, 5], основаны на сейсмическом подобии эффекта Доплера. В методе А.В. Солоненко используется зависимость видимых периодов максимальных смещений на сейсмограмме от скорости и направления распространения разрыва [4]. В методе И.В. Горбуновой строится азимутальный годограф – зависимость длительности процесса разрушения в очаге от азимута на регистрирующую станцию, по положению экстремумов определяется направление распространения разрыва [5]. Предложенный в методе катакластического анализа [6] критерий идентификации плоскости в очаге землетрясения является следствием закона Кулона и определяет в качестве реализованной ту из нодальных плоскостей, для которой достигается большая величина сбрасываемых напряжений.

Для выделения однородных областей деформирования выполнялся пространственно-временной анализ развития рассматриваемых последовательностей. В основу анализа положены (1) распределение во времени выделившейся сейсмической энергии – график Беньоффа [7] и (2) пространственная локализация событий на разных стадиях развития процесса по данным. В дальнейшем было сделано предположение о стабильности напряженного состояния в течение выделенных фаз.

Южно-Байкальская последовательность землетрясений локализована в районе Южно-Байкальской впадины (Култукская депрессия) в зоне пересечения внутривпадинных разломов субширотного и северо-западного простираний [3]. В очагах 20 событий нами установлены наиболее вероятные плоскости разрывов. Простирание большинства истинных плоскостей разрывов субширотно, что согласуется с ориентацией самой Южно-Байкальской впадины и внутривпадинных структурных нарушений, диаграмма углов падения показывает преобладание крутых плоскостей разрывов. Для основного события (25.02, $18^{\text{h}}58^{\text{m}}$, $M_w = 6.0$) в качестве рабочей установлена крутопадающая на северо-запад плоскость, что соответствует определению, сделанному ранее на основе анализа эпицентрального поля афтершоков, фокальных механизмов и результатов релокализации афтершоков [3]. С использованием метода [4] получены значения скоростей и направления распространения разрывов в очагах 12 землетрясений рассматриваемой последовательности. Практически во всех случаях разрывы в очагах распространяются в одном направлении ($Az(v)=241-254^{\circ}$). Значения скоростей вспарывания в среднем составляют $1.0 \cdot V_S$ (V_S – скорость поперечной волны).

События Кичерской последовательности землетрясений локализованы в зоне Верхнеангарского разлома (юго-западный сегмент) [2] и в пределах Кичеро-Верхнеангарской межвпадинной переемычки. С использованием методов азимутальных годографов и катакластического анализа установлены наиболее вероятные плоскости разрывов в очагах 50 событий. Для основного события (21.03, $16^{\text{h}}16^{\text{m}}$, $M_w = 6.0$) в качестве рабочей определена близмеридиональная падающая на запад – северо-запад плоскость. Большинство наиболее вероятных плоскостей разрывов имеют северо-восточную и восток – северо-восточную ориентацию, согласующуюся с простиранием Верхнеангарского разлома. С использованием метода А.В. Солоненко [4] получены скорости и направления распространения разрывов в очагах 54 землетрясений; для большинства из них (31 событие) разрывы распространяются на северо-восток, в сторону межвпадинной переемычки, скорости вспарывания в среднем составляют $0.9 V_S$. Для 7 событий разрывы распространяются в западном и юго-западном направлениях. Для этих событий отмечается понижение скоростей вспарывания – в среднем до $0.7 V_S$.

Анализ полученных данных, геологической структуры, эпицентрального поля и результатов предшественников, позволяют предложить интерпретацию сейсмического процесса в ходе рассматриваемых последовательностей. Исходя из представлений о направлении вспарывания в очагах землетрясений в сторону зоны градиентных напряжений [6] и ретроспективного анализа данных по направлениям распространения разрывов в очагах землетрясений [4], мы полагаем, что установленная однонаправленность вспарывания разрывов в очагах Южно-Байкальской последовательности землетрясений служит косвенным показателем изменения уровня напряжений в земной коре

Южно-Байкальской впадины в сторону ее юго-западного замыкания – к перемычке между Байкальской и Тункинской системами впадин. По комплексу данных там предполагается зона подготовки сильного землетрясения. Аналогично, зона градиентов напряжений в районе Кичеро-Верхнеангарской межвпадинной перемычки располагается на юге Верхнеангарской впадины. Механизм взламывания перемычки представляется в виде последовательного образования разломов субмеридионального (правый сбросо-сдвиг) и северо-восточного (сброс) простираний, которое вызвало активизацию движений по юго-западному сегменту зоны Верхнеангарского разлома северо-восточного простирания (сброс). Значения скорости вспарывания в очаге зависят от тектонического строения в районе рассматриваемых последовательностей, а также от преобладающего процесса в источнике.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 06-05-64148, 08-05-00992).

Литература

1. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука. 1981. 192 с.
2. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Гилева Н.А., Чипизубов А.В., Добрынина А.А. Активизация рифтовых процессов в Северном Прибайкалье (на примере Кичерской последовательности землетрясений 1999 г) // Физика земли. 2007. № 11. С. 3-20.
3. Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г. Сейсмичность и сейсмотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44-62.
4. Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука. 1987. 95 с.
5. Горбунова И.В., Кальметьева З.А. Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений. Фрунзе: Илим. 1988. 129 с.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ “Академкнига”. 2007. 406 с.
7. Беньофф Г. Накопление и высвобождение деформаций по наблюдениям сильных землетрясений // Слабые землетрясения. М.: ИЛ. 1961. С. 199-211.

Особенности состояния среды и аномалии сейсмического режима перед сильными землетрясениями Алтая

П.Г. Дядьков, Ю.М. Кузнецова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Алтайская горная система и соседние с ней области Западного Саяна обладают высоким сейсмическим потенциалом. За последние 40 лет здесь произошло 3 землетрясения с магнитудой ~ 7 и более: Урэг-Нурское – 15.05.1970 г, $M_S = 7.0$; Зайсанское – 10.06.1990 г, $M_S = 6.9$; Алтайское – 27.09.2003 г, $M_S = 7.5$.

Для изучения особенностей подготовки этих событий был выполнен детальный анализ сейсмического режима, который включал изучение сейсмических активизаций и затиший, анализ поведения параметров графика повторяемости, анализ афтершоковой активности умеренных землетрясений.

Особое внимание было обращено на особенности пространственно-временных изменений сейсмического режима перед наиболее сильным из этих событий – Алтайским землетрясением. При этом изучение этого вопроса производилось на разном масштабном уровне – от ближней зоны подготовки до таких крупных соседних с Алтаем регионов, как Байкал и Тянь-Шань.

При исследовании развития сейсмического процесса в ближней зоне подготовки Алтайского землетрясения, было выявлено, что здесь не наблюдается какого-либо проявления основных региональных активизаций, которые имели место в 1987–1991 и 1993–1996 гг в сейсмоактивных континентальных регионах Азии, включая Алтае-Саянскую область [1]. В ближней зоне подготовки, границы которой проведены на расстоянии порядка 100–150 км от зоны дислокаций Алтайского землетрясения (длинная ось афтершоковой области была порядка 80 км), выделение сейсмической энергии имеет достаточно низкий и стабильный уровень, нарушаясь только 2 раза, в 1985 и 2000 годах, умеренными землетрясениями с $K = 12$. В 1996 году был отмечен Акташский рой землетрясений [2], однако магнитуда наиболее сильных событий в нем не превышала 3. В то же время, активизации сейсмического режима, совпадающие по времени с региональными, в окружающих ближнюю зону областях (в дальней зоне – от 100–150 км до 200–300 км) проявились достаточно хорошо. Отсутствие реакции сейсмического режима в ближней зоне на внешние воздействия в виде региональных сейсмических активизаций может свидетельствовать об изолированности области подготовки очага и о жестком его окружении.

Для количественной оценки степени неравномерности выделения сейсмической энергии во времени нами предложен и введен параметр стабильности,

рассчитываемый как обратная величина среднеквадратичного отклонения серии годовых значений энергии в единицах энергетического класса $K = \lg E$ (Дж) [1]. Для интервала времени с 1963 по 2002 гг значение этого параметра оказалось почти в 2 раза большим в ближней зоне, чем в дальней.

Одним из признаков того, что сейсмогенная среда перед Алтайским землетрясением имела повышенную жесткость, была более консолидированной и, вероятно, находилась в условиях стесненного деформирования, являлось уменьшение количества афтершоков в афтершоковых последовательностях умеренных землетрясений. Для территории Алтае-Саянской области было посчитано количество афтершоков с $M > 2.5$ в афтершоковых последовательностях для всех событий с $M \geq 5$. Оказалось, что с 1987 года в радиусе до 300–400 км от эпицентра будущего Алтайского землетрясения афтершоки у таких землетрясений, как правило, отсутствовали. Необходимо отметить, что уровень афтершоковой активности сильного Зайсанского землетрясения 1990 года с $M = 6.9$, эпицентр которого был достаточно близок к очагу Алтайского землетрясения (~ 340 км на юго-запад), был также очень низким по сравнению с другими землетрясениями подобной магнитуды [3].

Для района подготовки Алтайского землетрясения были построены графики повторяемости землетрясений за 10-летние интервалы времени для событий с $M > 3$. Угол наклона графика повторяемости имел пониженные значения в последнее десятилетие перед землетрясением, что также может свидетельствовать об увеличении жесткости среды.

В итоге, детальный анализ пространственно-временного развития сейсмического процесса в Алтае-Саянской складчатой области позволил выявить следующие основные закономерности его развития, связанные с подготовкой наиболее сильных землетрясений в этом регионе:

- сейсмический процесс в ближних зонах подготовки сильных землетрясений Алтая: Зайсанского, 1990 г и Алтайского, 2003 г характеризовался в течение десятков лет до события относительной стабильностью, невысоким уровнем выделяемой сейсмической энергии и редкими умеренными землетрясениями с энергетическим классом не более 12;

- обнаружено отсутствие реакции сейсмического режима ближней зоны подготовки Алтайского землетрясения 2003 года, $M_s = 7.5$, и Зайсанского землетрясения 1990 г, $M_s = 6.9$, на внешние воздействия – региональные сейсмические активизации, что может указывать на изолированность области очага будущего землетрясения и на наличие жесткой структуры, окружающей эту область;

- ряд явлений, таких как отсутствие афтершоков у землетрясений с $M > 5$, происходящих с юга от будущего очага Алтайского землетрясения, понижение угла наклона графика повторяемости землетрясений района подготовки, отсутствие с 1963 г событий с $M > 4.5$ в ближней зоне, свидетельствуют об

увеличении степени консолидации среды в этой области перед Алтайским землетрясением;

– в 1996–2003 годах отчетливо проявилась предшествующая Алтайскому землетрясению сейсмическая активизация в районах с юга, юго-востока и юго-запада от ближней зоны подготовки Алтайского землетрясения – в северной части Монгольского Алтая, южной части Русского Алтая, а также в Зайсанской впадине.

При обсуждении физической модели подготовки сильных землетрясений на Алтае (в условиях влияния коллизионных сил) следует отметить низкий уровень сейсмической активности ближней зоны области подготовки Алтайского землетрясения вплоть до момента главного толчка. В тоже время, в 1996–2003 гг имела место сейсмическая активизация, начавшаяся за 6–7 лет до события, но не в ближней, а в дальней зоне подготовки – в области, оконтуривающей ближнюю зону с юга, в полосе приблизительно от 150 до 300 км от эпицентра будущего землетрясения. Не исключено, что эта активизация могла ослабить степень консолидации тектонических структур в области подготовки и стимулировать реализацию главной подвижки. Отметим, что зона будущего очага, хотя и имела низкую сейсмическую активность, но все же выделялась ее повышенными значениями по сравнению с самым ближайшим окружением. Эти данные позволяют сделать первые предварительные предположения о модели подготовки Алтайского землетрясения, структуру которой в самом общем варианте можно рассматривать как мягкое включение в жестком включении.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ, проект 07-05-00986; Президиума РАН (Программа 16, проект 3); интеграционных проектов СО РАН 87 и 6.18 и гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ на 2008 г.

Литература

1. Дядьков П.Г., Кузнецова Ю.М. Аномалии сейсмического режима перед сильными землетрясениями Алтая // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 19-25.
2. Филина А.Г. Алтай и Саяны // Землетрясения Северной Евразии в 1996 г. М.: 2002. Изд. ОИФЗ РАН. С. 76-80.
3. Нурмагамбетов А., Садыков А., Тимуш А.В., Хайдаров М.С., Власова А.А., Михайлова Н.Н., Сабитов М.М., Умирзакова А., Гапич В.А. Зайсанское землетрясение 14 июня 1990 г. // Землетрясения в СССР в 1990 году. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 1996. С. 54-60.

Сейсмодислокации и разломы земной коры в западной части Охотского моря по профилю Шантары – Северный Сахалин – Поднятие АН СССР

Т.К. Злобин^{1,2}, А.Ю. Полец^{1,2}

¹ – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, t.zlobin@mail.ru

² – Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск, Россия

Для изучения особенностей глубинного строения в западной части Охотского моря (от материка до Поднятия АН СССР) нами был построен глубинный разрез земной коры по сейсмическим данным ГСЗ и МОВ ОГТ вдоль профиля Шантары – Магуа [2]. Затем, используя каталог землетрясений Н.В. Кондорской, В.И. Уломова [3] была составлена карта эпицентров и в полосе шириной 100 км в обе стороны от профиля был построен глубинный разрез гипоцентры всех имеющихся в каталоге землетрясений с магнитудой $5.3 < M \leq 7.4$. Затем они были дополнены данными о механизмах очагов землетрясений СФ ГС РАН (рис. 1).

Разломы, выделенные по сейсмическим и сейсмологическим исследованиям, мы сопоставили с геологическими данными [1, 4, 5]. Детальное рассмотрение материалов, полученных разными методами, позволило установить их соответствие и дать им геологическую интерпретацию. Были установлены следующие разломы: 1 – Северо-Западно-Сахалинский, 2 – Западно-Шмидтовский (Хоккайдо-Сахалинский), 3 – Восточно-Сахалинский, 4 – Западно-Дерюгинский, 5 – Западно-Охотский, Восточно-Дерюгинский. Четыре (1, 3–5) из шести – разломы сквозькоровые и доходят до верхней мантии. При этом первый и третий разломы ограничивали Северо-Сахалинский прогиб, в котором осадочные отложения достигали 8–10 км, а четвертый и шестой – ограничивали прогиб Дерюгигна, относимый к рифтогенной структуре. В ней, как известно, установлен ряд крупных месторождений нефти и газа. Исследования показали, что в 200-километровой полосе профиля были зафиксированы очаги землетрясений с магнитудой от 3.4 до 7.4 и более. Изучение механизмов очагов землетрясений в разломах позволило установить, что в Восточно-Сахалинском разломе в верхней части земной коры на глубине 10 км имели место первоначально (18.12.1995) взбросываемые подвижки, а затем (08.01.1996) на глубине около 12 км – сбросовые. При этом разлом находится в восточном борту Северо-Сахалинского прогиба. Можно ожидать, что с этими подвижками, видимо, были связаны современные движения земной коры прогиба. Сейсмодислокации были знакопеременными, т.е. смещения блоков были вверх, а затем – вниз. Магнитуда самого крупного землетрясения (27.05.1995) $M = 7.0$. Гипоцентр его находился в шовной зоне Западно-Дерюгинского разлома.

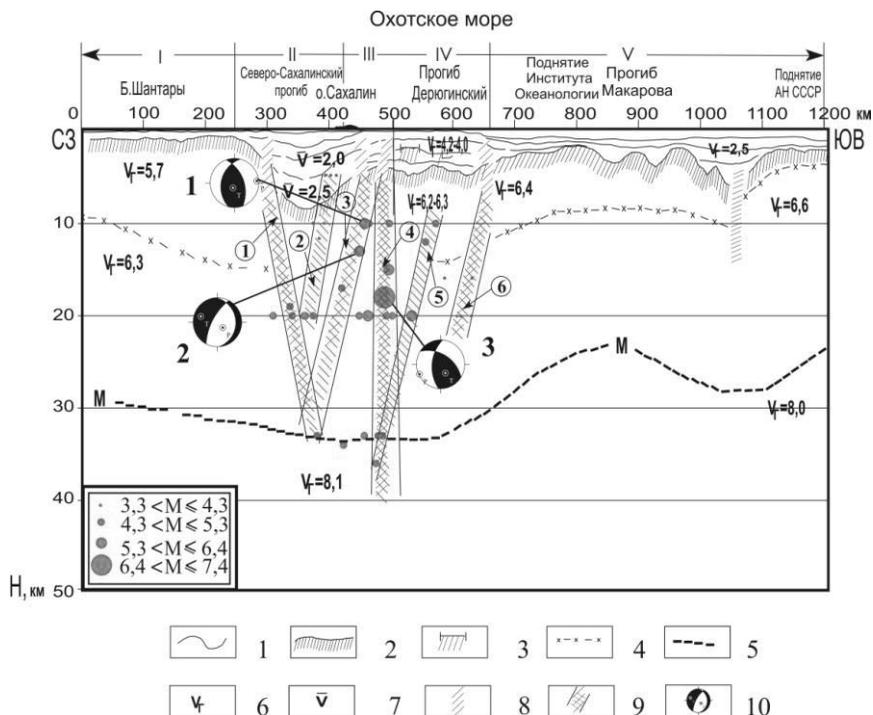


Рис. 1. Глубинный разрез земной коры, построенный по сейсмическим данным совмещенный с разрезом гипоцентров землетрясений.

1–5 – сейсмические границы: в осадочном чехле по данным МОВ ОГТ (1), связанные с подошвой осадочных отложений – кровлей фундамента (2), по данным КМПВ (3) и ГСЗ (4) в земной коре и связанные с подошвой земной коры, поверхностью Мохо (5); 6, 7 – граничные и средние сейсмические скорости, км/с; 8, 9 – положение разломов в земной коре по сейсмическим и геологическим данным, согласно [1, 4, 5](8) и субвертикальные зоны гипоцентров землетрясений (9) и их номер: 1 – Северо-Западно-Сахалинский (Центрально-Сахалинский), 2 – Западно-Шмидтовский, 3 – Восточно-Сахалинский, 4 – Западно-Дерюгинский, 5 – Западно-Охотский, 6 – Восточно-Дерюгинский; 10 – стереограмма механизмов очагов землетрясений.

На вставке на разрезах кружками показаны гипоцентры землетрясений и значения их магнитуд

Это позволило рассматривать особенности сейсмодислокаций в глубинных разломах земной коры в полосе профиля, поскольку он пересекает ряд разломов выявленных сейсмическими работами между материком и Сахалином, под островом и прилегающими акваториями. Среди них были основные разломы и шовные зоны, имеющиеся в западной части Охотского моря, которые, как правило, субширотного направления. На основе построений было установле-

но полное соответствие тектонических нарушений, установленных по данным сейсморазведки (ГСЗ и МОВ ОГТ) в верхней части коры разломам выделенных нами на основании корреляции гипоцентров землетрясений.

Изучение механизма очага этого землетрясения позволило определить тип сейсмодислокаций как взброс. Очевидно, взброшено было северо-западное, поднятое крыло разлома, который, как известно, ограничивает западный борт прогиба Дерюгина, представляющего собой рифт, в пределах которого установлены многочисленные нефтегазоносные структуры.

Литература

1. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.В., Кровушкина О.А., Кропп Э.Я., Куделькин В.В., Троян В.Б., Чуйко Л.С. Владивосток: ДВО. 2002. 148 с.
2. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Проявления сейсмичности в структурах земной коры и верхней мантии по геотраверсу «Евразийский континент Тихий океан» // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы международной конференции. Том.1: г. Казань, 13-16 ноября, 2007 г. Казань: Изд. Казанск. гос. ун-та. 2007. С. 244-246.
3. Кондорская Н.В., Уломов В.И. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии. База данных ОИФЗ. 1995.
4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000, М.: Изд. ИЛОВМ РАН. 2000. С. 193.
5. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенко А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеанская геология. 1984. № 2. С. 77-86.

Отражение деструкции литосферы в вариациях плотности активных разломов и локализация землетрясений (на примере Байкальской рифтовой системы)

О.Г. Злогодухова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Olga_zlogoduhova@mail.ru

Известно, что разломообразование и сейсмичность взаимосвязанные процессы, которые в параметрах численной величины плотности, определяют современную деструкцию хрупкой литосферы и земной коры, в частности. При этом разноранговые активные разломы контролируют землетрясения определенной силы. Так сильные сейсмические события приурочены к протяженным (глубинным) разломам литосферы, тогда как слабые – к протяженным и региональным разломам. В недавней работе [1] по анализу результатов сейсмического мониторинга в областях динамического влияния разломов было показано, что даже в короткие интервалы времени (первые годы) активность разломов и их воздействие на сейсмический процесс может изменяться. Именно активные разломы предопределяют квазивязкость среды, а она в существенной степени предопределяет потенциальную величину накапливаемых напряжений и интенсивность их разрядки, то есть частоту и силу сейсмических событий. Поэтому изучение вариаций плотности активных разломов в реальном времени может внести дополнительный вклад в наши знания о закономерностях организации деструктивного поля литосферы и о локализации в нем сильных землетрясений. Изображение деструктивного поля литосферы на специальных картах в виде изолиний позволяет снизить и/или вообще избежать дискретной характеристики среды литосферы, трансформировать ее в континуальную с рассчитанным числовым значением исследуемого параметра плотности и выяснить условия ее влияния на локализацию сейсмических событий.

Исследования основывались на построении нескольких карт плотности активных разломов Байкальской рифтовой системы (БРС), отличия между которыми опирались на классификацию разломов по их длине и по времени их активизации. Всего построено 63 карты плотности в соответствии с семью рангами длин разломов и девятью пятилетними периодами активизации за 1963–2007 гг. Для анализа расположения очагов сильных землетрясений с $K \geq 14$ в деструктивном поле литосферы построены графики зависимости энергетического класса землетрясений от плотности активных разломов. Данные по плотности определялись по локализации эпицентров землетрясений. Землетрясения с $K \geq 14$ являются событиями, возникающими в определенном интервале плотностей активных разломов, который ограничивается фиксированными значениями плотности $D_{\max}^{K \geq 14}$ (табл. 1).

Таблица №1. Значения максимальной плотности разломов

Интервал длин	Максимальная плотность активных разломов D_{\max} за 45-летний период активизации, $1/\text{км}^2$	Максимальная плотность активных разломов $D_{\max}^{K \geq 14}$, к которой приурочены землетрясения с $K \geq 14$, $1/\text{км}^2$
до 40 км	1.30	1.06
от 40 до 80 км	0.85	0.35
от 80 до 120 км	0.70	0.35
от 120 до 160 км	0.50	0.29
от 160 до 200 км	0.50	0.24
от 200 до 240 км	0.50	0.33
более 240 км	0.70	0.20

Проведено сопоставление полученных максимальных значений плотностей активных разломов $D_{\max}^{K \geq 14}$, характерных для эпицентров землетрясений с $K \geq 14$, с максимальными значениями плотностей D_{\max} активных разломов, характерными для исследуемой территории за 45-летний период наблюдений и расчетов активизаций разломов в реальном времени, по соответствующим рангам длин разломов (см. таб. 1). Установлено, что очаги сильных землетрясений приурочены к областям промежуточных (средних) значений плотности разломов, т. е. фиксируется неравенство: $D_{\max}^{K \geq 14} < D_{\max}$. Это согласуется с выводами, сделанными Ю.Л. Ребецким в работе [2]: наиболее опасными участками литосферы являются не области концентрации максимальных напряжений, а «протяженные области среднего уровня напряжений, сосуществующие с участками большого их градиента». При этом повышенная деструкция хрупкой литосферы, связанная с активностью разноранговых разломов, уменьшает возможности литосферы накапливать большие напряжения, необходимые для генерации сильных землетрясений [3]. То есть повышение плотности активных разломов в реальном времени способствует реализации напряжений за счет увеличения числа землетрясений с одновременным уменьшением энергетического класса возникающих сейсмических событий. Таким образом, по нашим данным наиболее сейсмоопасными участками литосферы являются области средних значений плотности активных разломов и соответственно среднего уровня напряжений.

Используя данные таблицы, построен график распределения плотности активных разломов по интервалам их длин. Показано, что с увеличением длин активных разломов их плотность уменьшается по нелинейному закону (рис. 1). При этом с увеличением длин активных разломов интервал их плотностей $D_{\max}^{K \geq 14}$, к которому приурочены очаги землетрясений с $K \geq 14$,

снижается также по нелинейному закону. Установлено, что с увеличением длин разломов сильные землетрясения происходят в областях все более низких значений плотности активных разломов. Таким образом, очаги сильных сейсмических событий тяготеют к областям промежуточных средних значений плотности активных разломов. Отмечается обратная нелинейная зависимость плотности активных разломов от их длин. С увеличением длин активных разломов уменьшается интервал значений плотности активных разломов, к которому приурочены сильные землетрясения с $K \geq 14$.

Автор выражает благодарность доктору геолого-минералогических наук, профессору С.И. Шерману за постановку задачи и обсуждение результатов, а также В.М. Демьяновичу за предоставленную программу расчета параметра плотности разломов. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00251) и программы 16.3 Президиума РАН.

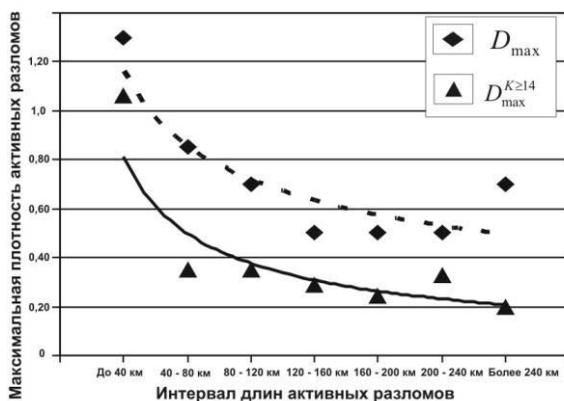


Рис. 1. График распределения плотности активных разломов по рангам длин.

Пунктирной линией показан тренд распределения D_{max} ; сплошной линией — $D_{max}^{K \geq 14}$.

Литература

1. Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 3. С. 398-403.
2. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, отвечающее формированию крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 5. С. 680-685.
3. Шерман С.И., Злогодухова О.Г., Демьянович В.М. Вариации плотностей сейсмоактивных разломов Байкальской рифтовой системы в реальном времени и сильные землетрясения // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещания. Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН. 2007. Т. 2. С. 204-209.

Сводные геолого-геофизические разрезы и тектоническая унаследованность восточной части Восточно-Европейской платформы и Урала

Е.С. Колтышева

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, dir@igeoph.mplik.ru

Построены сводные геолого-геофизические разрезы, проходящие через 68,66,64,62,60,58,56,54,52,50,48 гр. с.ш. (с 42 по 72 гр. в.д.), вкрест простирающихся Уральских структур, на которых обобщены: мощности осадконакопления с Юрматинского времени по верхний триас [4], сводные разрезы земной коры, составленные В.С. Дружининым по данным глубинных сейсмических зондирований, представленные поверхностями K_01 , МОХО и основными тектоническими зонами; графики гравитационного и магнитного поля, мощности теплового потока и амплитуды неоген-четвертичных поднятий [2]. Анализ информации по данным разрезам показал следующее:

1. В Уральском регионе отчетливо выделяются две основные области с разной динамикой осадконакопления: западная и восточная. В зоне сочленения восточной окраины Восточно-Европейской платформы с Уральской складчатой системой отмечается закономерное чередование мощностей осадконакопления за рассматриваемый геологический период. Главной особенностью является начало формирования Предуральского краевого прогиба с одновременным опусканием восточной окраины Восточно-Европейской платформы и началом воздымания структур Урала в среднем девоне. С севера на юг исследуемой территории выделяются секторы, прошедшие несколько различное геотектоническое развитие. Это область Печорской синеклизы, Тиманской гряды и Волго-Уральской антеклизы.

2. Основные особенности геополей распределены в определенной зависимости от глубины и поведения поверхности Мохоровичича. При этом области распространения наиболее плотных участков земной коры и пониженных тепловых потоков располагаются в восточном борту трога, а районы воздымания современной дневной поверхности и максимальных неоген-четвертичных поднятий – в центральной и западной частях погружения поверхности Мохо.

Выполнены расчеты коэффициента унаследованности (K_y) вертикальных тектонических движений с Валдайского-Юдомского времени по верхний триас вдоль широтных профилей с 45 по 70 гр. с.ш. и с 42 по 66 гр. в.д. Количественная характеристика степени унаследованности вертикальных тектонических движений получена по методике, предложенной в 1984 г. В.Б. Нейманом [3] и позволяет охарактеризовать степень устойчивости развития тектонических зон. Схема изолиний K_y (рис. 1) была сопоставлена со

сводными геолого-геофизическими разрезами, что позволило сделать следующие выводы:

1. Отмечается четкая зональность Уральской складчатой системы вкрест ее простирания. Изолинии K_y преимущественно вытянуты в меридиональном и субмеридиональном направлениях и связаны с основными структурно-формационными зонами Урала.

2. Центральная зона пониженных значений степени унаследованности вертикальных тектонических движений в основном пространственно совпадает с трогом поверхности Мохоровичича. В пределах этой зоны происходит значительное изменение характера физических полей, ей соответствуют высокоамплитудная и высокоградиентная гравитационная ступень, минимальные тепловые потоки, низкая суммарная намагниченность магнитоактивного слоя. Возникновение этой зоны очевидно связано с процессом коллизии палеозойских литосферных плит [1].

3. Максимальные амплитуды неоген-четвертичных поднятий в основном совпадают с повышенными значениями K_y .

4. Отмечается изменение характера изолиний K_y пространственно соответствующее границам Уфимского выступа Русской платформы. По геофизическим данным здесь

происходит довольно резкая ундуляция трога поверхности Мохо на восток с максимумом на 56 гр. с.ш. [2]. В геопоях эта зона ундуляции отличается пониженной основностью, минимальными неоген-четвертичными движениями, минимальной высотой современного рельефа и максимальной сейсмичностью.

Литература

1. Колтышева Е.С. Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала. XXXII Тектоническое совещание «Тектоника неогена: общие и региональные аспекты». М.: 2001. Т. 1.
2. Рыжий Б.П. Комплексные геофизические исследования земной коры Урала и его двумерная геолого-геофизическая модель. В сб. ГЕОФИЗИКА 21 века. Екатеринбург: 2001.
3. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра. 1984. 80 с.
4. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Науч. ред. Т.Н. Спизарский. Л.: 1974. 1977. 1982.

Особенности сейсмического режима и деформаций земной коры Восточной Камчатки на стадиях подготовки сильных землетрясений

Г.Н. Копылова, Ю.К. Серафимова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, gala@emsd.ru

Одной из важных задач геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов является разработка региональных моделей подготовки сильных землетрясений, которые можно было бы использовать при прогнозировании. Обычно такие модели создаются с учетом геотектонических условий регионов, особенностей их сейсмической активности и напряженного состояния. Полученные в последние десятилетия экспериментальные данные регистрации среднесрочных предвестников землетрясений в изменениях сейсмологических, деформационных и гидрогеологических параметров также необходимо учитывать в таких моделях путем оценки степени закономерности проявления предвестников перед землетрясениями и объяснения механизмов их образования.

Разработка модели процессов подготовки сильных землетрясений является весьма актуальной для Камчатского региона, который, в силу своего геотектонического положения в области сочленения Тихоокеанской и Евразийской мегаплит, является одним из наиболее сейсмоопасных регионов России. С середины 70-х годов XX на территории Петропавловского полигона проводятся наблюдения за предвестниками в вариациях слабой сейсмичности, в деформациях земной коры и в режиме подземных вод. На рис. приводится пример комплексного проявления предвестников в изменениях сейсмологического параметра RTL , длин линий светодальномерных наблюдений и в режиме подземных вод.

Особенностью сейсмического режима Восточной Камчатки является его неравномерность во времени, когда периоды фонового режима сменяются всплесками активности, включающими группы сильных землетрясений [4]. За период детальных сейсмологических наблюдений (1961 г – наст. время) в сейсмическом режиме Камчатки выделяются четыре всплеска активности, когда на временных интервалах 1.4–3.3 года происходили 2–4 землетрясения с $M \geq 7$. Средняя продолжительность фонового сейсмического режима между последовательными сейсмическими активизациями составляет в среднем 9 лет.

В работе рассматриваются данные о проявлении предвестников перед сильными ($M \geq 6.6$) землетрясениями 1987–2004 гг (всего 13 землетрясений) в изменениях слабой сейсмичности, длин линий светодальномерных измерений и в режиме подземных вод [3–5]. Приводятся оценки продолжительности

и заблаговременности различных по физическим механизмам предвестников, степени закономерности их проявления перед землетрясениями. Дается их интерпретация в рамках дилатансионно-флюидной метаморфогенной модели области подготовки землетрясений [1, 2, 6] (таблица).

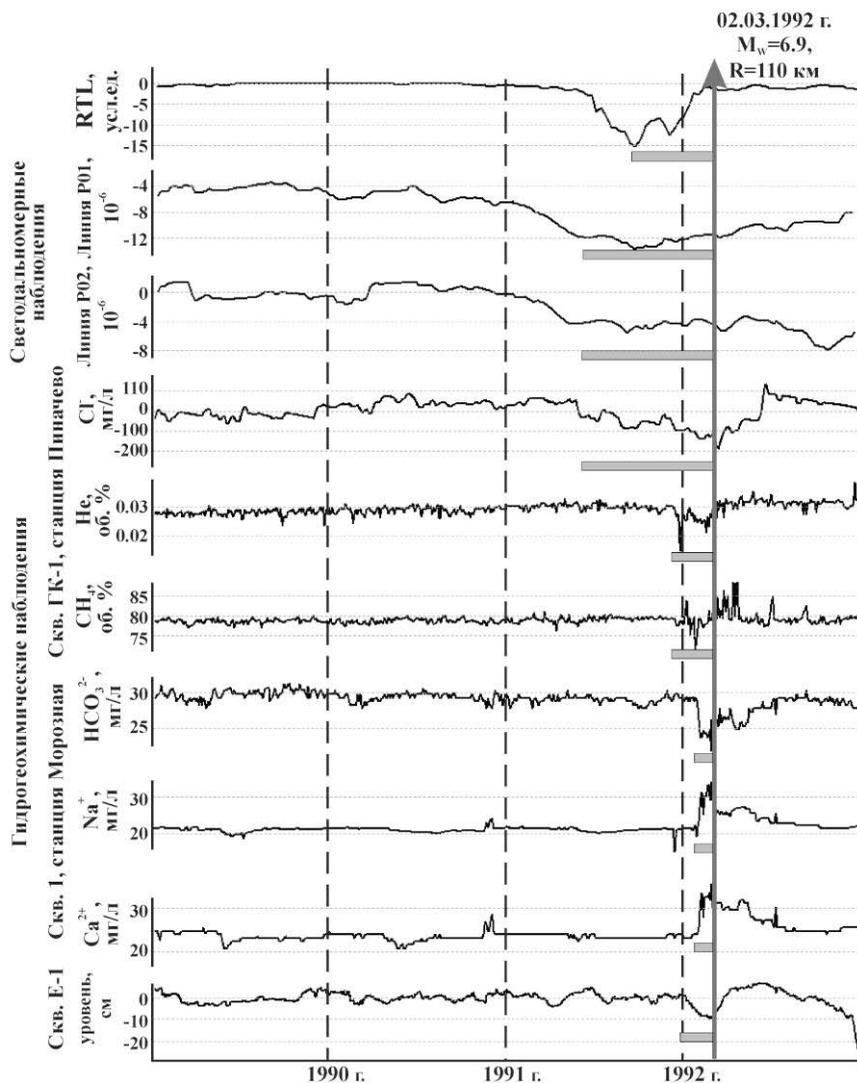


Рис. 1. Проявление предвестников перед землетрясением 2 марта 1992 г., $M_w = 6.9$. Серыми горизонтальными линиями выделены времена проявления предвестников в различных параметрах. R – расстояние до центра Петропавловского полигона.

Вид наблюдений	Характер предвестника	Физический механизм по [1, 2, 6]	Масштабный уровень поля напряжений по [6]	Время проявления перед землетрясениями	Показатель связи предвестника и землетрясений*
1. Вариации слабой сейсмичности (параметр RTL, землетрясения-кластеры и др.)	Смена стадии сейсмического затишья стадий активизации	Формирование мезоструктуры «большой» очаговой области, включающей зоны пластического течения и упрочнения геоматериала	Региональный	Затишье 0,8-3 лет Активизация 0,4-2,2 лет	0.75
2. Геодезический (светодальномерные)	Горизонтальное сжатие	Сжатие внешней области (по отношению к области нижнего яруса дилатансионного разрыхления).	Региональный	0.7-2 лет	0.43
3. Режим подземных вод		Развитие верхнего яруса (дилатансионного разрыхления)			
Уровень воды	Понижение	Реакция порового давления на увеличение емкости водовмещающих пород	Локальный	1-8 мес.	0.86 (1.0)
Химсостав воды и газа	Аномальные изменения	Изменение условий смешивания контрастных по химсоставу вод в водоносных системах	Локальный	1-9 мес.	0.50 (0.67)

* – отношение числа землетрясений с $M \geq 6.6$, которым предшествовал предвестник, к общему числу произошедших землетрясений; в скобках величина отношения для землетрясений с $M \geq 7$.

Литература

1. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37-54.
2. Гольдин С.В. Макро- и мезоструктура очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8, № 1. С. 5-14.
3. Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2006. № 1, Вып. 7. С. 50-66.
4. Копылова Г.Н. Пространственно-временные вариации геодинамического режима Камчатки по данным инструментальных наблюдений // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7, Ч. 2. С. 288-291.

5. Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Процессы подготовки сильных ($M \geq 6.6$) землетрясений Камчатки 1987-1993 гг. по данным многолетних комплексных наблюдений // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 55-61.
6. Ребецкий Л.Ю. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.

Объемная неотектоническая разломно-блоковая модель Алтае-Саянской складчатой области и сейсмический процесс

Т.Г. Краснораменская¹, Р.М. Лобацкая²

¹ – НП «Экологический центр рационального освоения природных ресурсов»,
г. Красноярск, krasnoramenskaya@ecorg.ru

² – ГОУ ВПО Иркутский государственный технический университет, lob@istu.edu

Произошедшие за последние годы в Красноярском крае Алтайское, Караганское, Шапшальское и ряд других заметных сейсмических событий, оказались необеспеченными неотектонической базой данных. Возникшая проблема потребовала решения эффективными методами, которые позволили бы сконструировать базы данных по неотектоническим структурам и сейсмическим событиям таким образом, чтобы информация была пригодна для определения потенциально активных разломных структур, прогноза и локализации очаговых зон. Как показывает опыт, в качестве наиболее современного и эффективного инструментария при создании баз данных целесообразно использовать ГИС-технологии, адаптируя и совершенствуя их для конкретных целей, в частности для корреляции неотектонических и сейсмических параметров региона. Полученный материал позволил авторам вплотную подойти к созданию трехмерной неотектонической модели разломно-блокового строения региона, открывающей возможности подхода на новой методологической основе к решению выше означенной проблемы. Расчеты количественных показателей и собственно построение разломно-блоковой модели АССО осуществлялись на базе ГИС-технологий, с использованием приемов, впервые предложенных авторами для оптимизации построений и повышения степени их достоверности в частности, реализовано совмещение программ ArcMap и GlobalMapper, что позволило перейти от линейного слоя сети разломов к созданию полигонального слоя блоков, где учтено, что рельеф, как производная неотектонических движений, является зеркальным отражением неотектонических структур, а границы контрастных элементов рельефа регионального и локального уровней структурной организации литосферы – отражением разломных структур соответствующего ранга, кроме того, чем выше степень контрастности рельефа, тем выше скорости неотектонических движений и моложе рельеф [1]. Построения сводились к относительно простому набору методических приемов. Схематически их последовательность выстраивается в следующий ряд: морфотектонический анализ рельефа – детальное картирование сети разломных структур – выделение и ранжирование неотектонических блоков – характеристика неотектонического рельефа и его контрастности внутри блоков – расчет скоростей неотектонических движений в блоках. Для построения Z-компоненты (мощности блоков) для создания трехмерной не-

отектонической модели, авторами была использована зависимость глубины проникновения разлома от его протяженности [2,3]. При расчете вероятного значения мощности блока перед авторами встала проблема выбора вычисленной мощности, что привело к решению использовать в построении Z-компоненты значения математического ожидания, как оптимально, учитывающего «вклад» глубины каждого разлома, ограничивающего конкретный блок. Математическое ожидание рассчитано по формуле: $H = \sum I_i H_i L_i / P$, где H_i – глубина пограничного разлома, L_i – длина соответствующей стороны блока (сегмента разлома, ограничивающего блок), P – периметр блока.

Построенная с помощью ГИС-технологий неотектоническая карта, а затем и объемная модель на ее основе позволили определить положение четырех известных наиболее крупных очаговых зон в общей неотектонической структуре АССО – Караганской, Алтайской, Шапшальской и Тывинской. Практически все перечисленные очаговые зоны локализованы вдоль границ контрастных блоков: активно воздымающегося горста и активно погружающегося грабена или крупной впадины. Так, Караганский очаг локализован в зоне сочленения западного края Каннской глыбы и Манского прогиба, Шапшальский и Тывинский – в приграничной части Убсунурской впадины, Алтайский приурочен к плечу Курайского грабена. Рассчитанные авторами скорости неотектонических движений в пределах упомянутых очаговых зон составляют не менее 0.6–0.7 мм/год, достигая в зоне Алтайского очага 0.9–1.4 мм/год, в то время как средние скорости неотектонических движений для подавляющего большинства блоковых структур АССО не превышают 0.2–0.4 мм/год. Причем, вытягиваясь вдоль границ блоков, они концентрируются преимущественно в пределах горста, в приграничную часть грабена попадает от 5 до 10 % сейсмических событий, что, скорее всего, связано с ошибкой расчетов положения гипоцентров. Особенно ярко эта картина выражена в Алтайской, Шапшальской и Тывинской очаговых зонах. В пределах Караганского очага картина несколько более размытая из-за специфического клавишного строения меридиональной сейсмогенерирующей структуры. Второй отчетливо выраженной особенностью локализации сейсмических очаговых зон АССО является торцовое сочленение линейной сейсмогенерирующей разломной структуры с асейсмичной линейной структурой иного направления, что, по всей вероятности, обеспечивает высокий уровень концентрации напряжений, достаточный для формирования очаговой зоны. Примечательным оказался и анализ глубины залегания гипоцентров. Для всех без исключения очаговых зон глубины гипоцентров землетрясений с магнитудами (M) менее 5.5 не опускаются ниже 15 км и только события с $M > 6$ – Алтайское во время землетрясения 2000 года и Шапшальское имели очаги с глубинами 33 и 30 км соответственно. Уровень площадной и линейной раздробленности в пределах очаговых зон аномален по отношению к фоновому.

Необходимость использования неотектонической объемной разломно-блоковой модели для целей сейсмического прогноза методологически обоснована тем обстоятельством, что верхние, средние и нижние части коры, как правило, реагируют на активизацию тектонических движений по-разному: упругим (тело Кельвина), упруго-вязким (тело Максвелла), вязким (тело Бингама) разрушением [4, 5]. Для каждого из полученных при моделировании слоев рассчитаны коэффициенты деструкции. Для тела Кельвина $K DtK = \Sigma(LiK \times HiK) + \Sigma(LiM \times HiM) + \Sigma(LiB \times HiB) / \Sigma(S \text{ блока } iK \times H \text{ блока } iK) = 0,12$; для тела Максвелла $K DtM = \Sigma(LiM \times HiM) + \Sigma(LiB \times HiB) / \Sigma(S \text{ блока } iM \times H \text{ блока } iM) = 0,015$; для тела Бингама $K DtB = \Sigma(LiB \times HiB) / \Sigma(S \text{ блока } iB \times H \text{ блока } iB) = 0,007$, где $K Dt$ – коэффициент деструкции соответствующего слоя, Li – длина разломов, пересекающих слой, Hi – глубина разломов разного ранга, S блока i – площадь микро-, макро-, мегаблоков соответственно, H блока i – глубина микро-, макро-, мегаблоков соответственно. Полученные коэффициенты отражают реальный характер раздробленности АССО на глубину и объясняют неравнозначную способность разноглубинных слоев земной коры к продуцированию сейсмичности. Объемная разломно-блоковая модель АССО в состоянии отразить изменение характера разрушения земной коры с глубиной, показать связь глубинных и поверхностных структур, положение сейсмогенных структур в общей неотектонической структуре региона, дать теоретическое обоснование физического смысла положения расчетных неотектонических слоев с предположительно разными реологическими свойствами.

Литература

1. Лобацкая Р.М. Неотектоническая разломно-блоковая структура зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 2. С. 141-150.
2. Шерман С.И., Лобацкая Р.М. О корреляционной зависимости между глубинами залегания гипоцентров и длиной разрывов в Байкальской рифтовой зоне // Докл. РАН СССР. 1972. Т. 205, № 3. С. 578-581.
3. Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука СО РАН. 1989. 136 с.
4. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. – М.: Недра. 1981. 245 с.
5. Шерман С.И. Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблема среднесрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. С. 20-38.

Особенности распределения сейсмичности и характера подвижек в очагах в зависимости от глубинного строения среды Центральной Азии

О.А. Кучай, Н.А. Бушенкова

Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, KuchayOA@ipgg.nsc.ru, BushenkovaNA@ipgg.nsc.ru

В работе анализируются особенности параметров механизмов очагов землетрясений, произошедших в разных геодинамических условиях. Район исследования включает в себя Тянь-Шань, Таримский массив, Тибет, Памиро-Каракорум, Куньлунь, Алтай, Саяны. Для территории Центральной Азии был создан каталог механизмов очагов коровых землетрясений по материалам [1–9] с $M > 4.5$ (1950–2006 гг), основу которого составили данные Гарвадского центра (СМТ catalog).

Логично предположить, что в распределении деформаций влияющих на возникновение землетрясений не последнюю роль играют глубинные процессы и сама структура литосферной мантии. Полученные закономерности строения скоростного поля верхней мантии (использовалась сейсмотомографическая методика на отраженных волнах (PP-P), детально описанная в работе [10]) позволили оценить картину распределения мощностей литосферы. Модель построена путем осреднения полученных сейсмических аномалий в верхней части скоростной модели с учетом размывания горизонтальных границ (по результатам проведенного тестирования) и с дальнейшим пересчетом осредненных аномалий Р-скорости в вариации мощности литосферы. В качестве стандартной мощности континентальной литосферы было выбрано значение в 130 км. Для тех областей, где средняя по глубинам до 250 км аномалия скоростей Р-волн в томографической модели равна нулю, мощность литосферы равняется ее стандартному значению. Таким образом, положительная аномалия скорости маркирует утолщенную литосферу (в нашем случае со значениями до 200–230 км), а отрицательная – более тонкую, где, в соответствии с амплитудой скоростных аномалий, наблюдается сокращение мощности до 80–100 км. Интересные данные получаются при сопоставлении полученной карты мощности литосферы с распределением сильных коровых очагов землетрясений Центральной Азии, которые концентрируются в местах, где мощность литосферы не превышает 170 км.

В соответствии с геодинамикой района исследования возникают и очаги сильных землетрясений ($M = 4.6–8.0$). На Тянь-Шане, в полосе контакта Тарима с Тянь-Шанем, в зоне Дарваз-Каракульского разлома, ограничивающего Памир, в Восточном Куньлуне, в Гималаях землетрясения имеют преимущественно надвиговую и взбросовую подвижку. Одна из двух возможных плоскостей разрыва в очагах этих землетрясений совпадает с положением

разломов. Преимущественный азимут простираения плоскостей меняется в пределах 60–130°. Очаги сдвигового типа зафиксированы южнее Цайдамской впадины (Тибет), в Алтае-Саянском регионе, на Памире, на западе Таримского массива. Землетрясения, со сдвиговой подвижкой реализованные в зонах крупных разломов, как правило, имеют тот же азимут простираения, что и разлом. На Тибете в некоторых очагах плоскости характеризуются СВ или СЗ простираением. Что касается землетрясений сбросового типа, то проявление их на юго-востоке Китая, в Западном и Южном Тибете, а также на Памире вдоль 73° меридиана установлено по многочисленным определениям механизмов очагов. Нодальные плоскости этих землетрясений – субмеридиональны. При сдвиго-сбросовых подвижках в очагах простираение плоскостей меняется от СЗ до СВ.

Ориентация осей тензоров сейсмических моментов (Р и Т) сильных коровых землетрясений (с $M > 4.9$) такова: от горизонтальных субмеридиональных осей укорочения (Р) – на западе района до СВ – на востоке (что отмечалось в многочисленных публикациях). При более детальном анализе распределения осей удлинения и укорочения наблюдаются следующие особенности. Близгоризонтальные оси укорочения оконтуривают Таримский массив с севера, распределяясь вкрест линии контакта Тарима с Тянь-Шанем, как бы по эпюре напряжений. В большинстве очагов они полого (0–30°) погружаются на юг, также как в Гималаях и на Тянь-Шане. С противоположной стороны Тарима и вдоль южной границы Цайдамской впадины оси укорочения погружаются к северу. Алтае-Саянскую область характеризует веерообразное распределение близгоризонтальных осей укорочения от СЗ на западе до СВ на востоке, условная граница разделяющая области на западную и восточную проходит через эпицентр Алтайского землетрясения 2003 г.

Острые выступы Индостанской плиты сопровождаются веерным распределением осей укорочения в очагах коровых землетрясений вокруг Памирского и северо-восточного блоков. Оба эти вклинивающиеся блоки содержат глубокие землетрясения. Причем на глубинах 90–250 км на Памире и 90–160 км в восточном блоке возникают землетрясения преимущественно надвигового типа с близгоризонтальной ориентацией осей укорочения СЗ и СВ ориентации соответственно. Наибольший интерес вызывает распределение близгоризонтальных осей удлинения в очагах коровых землетрясений в центральной части Памира в северо-восточном блоке и в Тибете. Субширотное простираение этих осей на Памире, меняется на юго-восточное в Куньлуне в соответствии с геологическими структурами, в южной и центральной частях Тибетского массива оси вновь становятся субширотными. Таким образом, эти территории характеризуются условиями близгоризонтального растяжения, сопровождающего сбросовыми подвижками в очагах. Возникновение таких зон в земной коре может быть объяснено с позиций Е.В. Артюшкова [11], полагающего, что в местах с наиболее мощной земной корой должны

возникать растягивающие напряжения, обусловленные своеобразным гравитационным «растеканием» земной коры. Заключение делается на том основании, что очаги коровых землетрясений со сбросовыми подвижками сосредоточены в объемах земной коры, обладающими наибольшей мощностью.

Работа была выполнена в рамках Программы 16.3 РАН, Интеграционного проекта СО РАН 116 и при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00986.

Литература

1. Широкова Е.И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Серия геофизическая. 1961. № 6. С. 876-881.
2. Широкова Е.И. Особенности механизмов очагов землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 44-57.
3. Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 11. С. 22-36.
4. Е.И.Широкова Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморского-Азиатского сейсмического пояса // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 1. С. 22-36.
5. P.Molnar and P.Tapponnier Active Tectonics of Tibet // J. Geophysical Research. 1978. V. 83. NB11. November 10. P. 5361-5375.
6. R.K.Verma and Chandra Sekhar Seismotectonics and focal mechanisms of Earthquakes from Pfmir – Hindukush Regions // Tectonophysics. 1985. V. 112. P. 297-324.
7. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: 1993. Вып. 1. С. 113-122.
8. Соболева О.В., Кучай О.А., Шкляр Г.П., Благовещенская Е.Е Каталог механизмов очагов землетрясений Таджикистана и Северного Афганистана за 1959-1979 гг. // М.: ВИНТИ, Деп. 2243. 1980. 25 с.
9. HARVARD CATALOG CMT (1976-2001).
10. Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследование структуры верхней мантии Центральной Сибири и прилегающих районов на РР-Р волнах // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 474-490.
11. Артюшков Е.В. Происхождение больших напряжений в земной коре // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972 № 8. С. 22-36.

Косейсмические процессы по данным деформационных и сейсмических измерений

Л.А. Латынина, Т.В. Гусева

Институт физики Земли РАН, г. Москва, lat@ifz.ru

Комплексное применение широкополосной глобальной сейсмической сети GSN и систем GPS оказалось успешным при исследовании сильнейших землетрясений. Некоторые модели очага Суматринского землетрясения были построены на основе сейсмических и геодезических данных [4]. Определено распределение сдвигов вдоль разрыва в период его распространения в течение 9 минут. Сдвиги на юге Суматры достигли максимальной величины 20 м и той же величины, но в противоположном направлении на севере, в районе Никобарских и Андаманских островов. На севере сдвиговая деформация продолжалась после разрыва еще в течение двух месяцев. Рассчитано движение дна океана. Смещение водной поверхности определено по показаниям спутника, пересекающего океан, и данным прибрежных приливных станций. Создана модель цунами. Рассчитаны цунами, вызванные процессом разрыва во всей зоне очага и отдельно разрывами в его северной и южной частях. Распределение волн цунами за период от 750 сек до 6000 сек от начала землетрясения можно видеть на рисунках в работе [4]. Высококачественная запись землетрясения 3.11.2002 г с $M = 7.9$ сетью 1 – гц GPS станций получена на Аляске на расстояниях от очага от 180 км до 3800 км.

Сейсмограммы этого землетрясения, записанные в пяти пунктах GPS станциями, показаны на рис. 1 [3]. Длина разрыва при этом землетрясении на разломе Denali аномально велика. Вероятно, поэтому аномально велики смещения в поверхностных волнах. На эпицентральной дистанции около 4 тыс. км они достигают 7 см и на расстоянии 2500 тыс. км – 15 см. Записи землетрясения параллельно сейсмическими и GPS станциями в общих чертах совпадают, но по оценкам специалистов записи GPS станций более высокого качества. Это объясняется тем обстоятельством, что сейсмические станции регистрируют ускорения или скорости сейсмических смещений. Для определения смещений, надо интегрировать полученные сейсмические записи, при этом интегрируются длиннопериодические помехи, повышается их уровень. Уровень натуральных помех достаточно точно отражается соотношениями J. Peterson. В диапазоне периодов – десятки минут, спектральная плотность помех порядка 10^{-6} м²/сек² на герц. Оценка амплитуды помех в диапазоне периодов 15 мин порядка единиц сантиметров. Таким образом, интегрирование сигнала ведет к существенному снижению точности измерения. Кроме того, имеют место ограничения, связанные с пределами динамического диапазона

сейсмографов. В настоящее время отмечается широкое использование деформационных приборов разных типов для записи сейсмических волн.

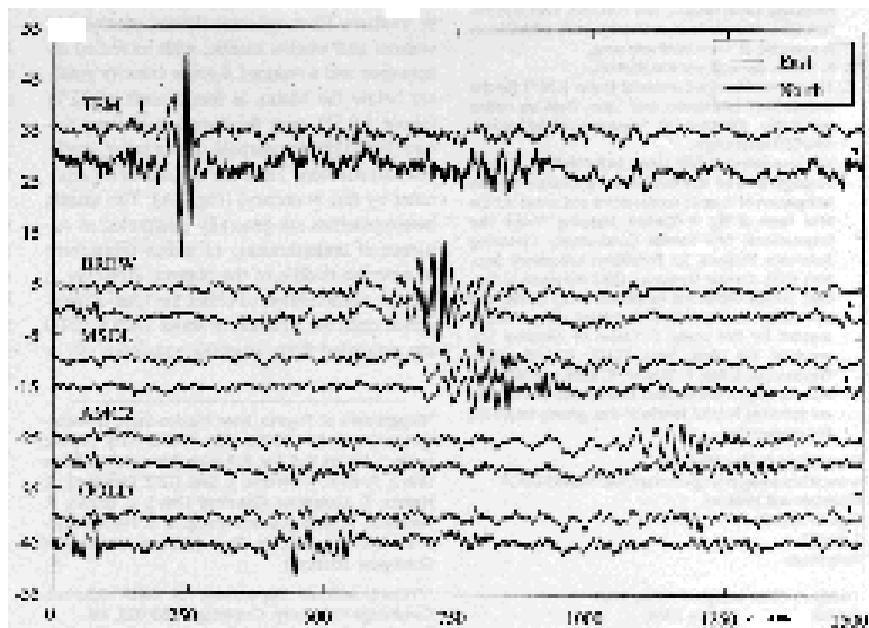


Рис. 1

Хорошая запись Суматринского землетрясения получена водотрубным наклономером в Мировом центре приливов на станции Вальферданг. Амплитуда наклона на записи землетрясения оказалась в 8 раз больше амплитуды углов, рассчитанных по сейсмическим записям. Частично этот эффект связан с действием на колебательную систему наклономера инерционных сил [2]. Но для периодов порядка 10–15 минут этот эффект оказался слишком большим. По деформограммам станции Протвино в Подмоскowie мы также получили завышенные амплитуды поверхностных волн при Суматринском землетрясении. На расстоянии 7000 км от очага она равна 2–4 см, в то время как по сейсмическим станциям GSN на этих расстояниях амплитуда около 1.0 см. Инструментальными ошибками это расхождение объяснить нельзя, т.к. земные приливы пишутся на станции Протвино без искажений[1] Вопрос об использовании деформационной аппаратуры для записи сейсмике вызывает интерес, т.к. мировая сеть GSN, функционирующая уже много лет, требует коррекции. Возникает необходимость увеличить ее эффективность в сторону длинных волн.

Литература

1. Латынина Л.А., Милюков В.К., Васильев И.М., Миронов А.П. Максимальные смещения земной поверхности в районе Подмосковья при Суматранском землетрясении 26.12.2004 г // Геофизика XXI столетия: 2007 г. Тр. 9-ых Чтений им. В.В. Федынского. М.: 2007. С. 114-120.
2. Ferreira et al. Comparison of tilt data with seismograms.
3. Larson K., Bodin P., Gomberg J. Using 1-HZ GPS data to measure deformations caused by the Denali fault Earthquake. Science. 2003. V. 300, 30 may. P. 1421-1424.
4. Pietrzak J., Socquet A., Ham D. et al Defining the source region of the Indian Ocean Tsunami from GPS, altimeters, tide gauges and tsunami models // Science Direct. Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 261. P. 49-64.

Возмущения деформаций земной коры вдали от очага в период землетрясения на Суматре 26.12.2004

Л.А. Латынина¹, В.К. Милоков², А.К. Курскеев³, Л. Бримих⁴

¹ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, lat@ifz.ru

² – ГАИШ МГУ, г. Москва

³ – Институт Сейсмологии НАН РК, г. Алматы, Казахстан

⁴ – Институт Геофизики, г. Братислава, Словакия

Землетрясение на Суматре 26.12.2004 г, как явление глобального масштаба остается важнейшим источником информации о современных геодинамических процессах в период подготовки и последствий сильнейших землетрясений. В работе исследуются возмущения деформаций земной коры по данным деформационных станций до и после землетрясения 26.12.2004 г. Предполагается, что эти возмущения проявляются повсеместно, развиваются синхронно и подобны по форме. Исходя из этих представлений был выполнен анализ возмущений в ходе деформаций земной коры по данным двух подземных деформационных станций Протвино в Подмосковье и Баксан на Кавказе. На станции Протвино работают кварцевые деформографы с базой 20 м и емкостные наклонометры. На станции Баксан – лазерный деформограф с базой 75 м. На двух других станциях, о которых речь идет в работе: Медео в Казахстане и Вигне в Словакии работают кварцевые деформографы, аналогичные приборам в Протвино. База приборов 20-25 м. Все они оборудованы емкостными преобразователями Российского или Венгерского производства. Запись цифровая. Разрешение по деформации порядка 10^{-11} , у лазерного деформографа 4×10^{-13} . Запись ведется с интервалом 30 сек в Протвино и 1–2 минуты на станциях Медео и Вигне. По материалам наблюдений исследованы колебания деформаций в диапазоне периодов от 2 до 20 суток, наиболее приемлемом при деформографических измерениях. Сравнительный анализ деформаций на станциях Протвино и Баксан показал, что сходство в характере деформационных колебаний на этих станциях увеличивается за несколько суток до землетрясения и сохраняется в течение нескольких месяцев после него. Коэффициент корреляции колебаний K равен 0.1–0.2 в спокойные периоды и увеличивается до 0.4–0.6 на интервале от середины декабря 2004 г по март 2005 г в период землетрясений 26.12.2004 и 28.03.2005 г. Получены первые результаты по станциям Медео и Вигне.

Станция Вигне располагается в предгорьях Западных Карпат. Кварцевый деформограф установлен в разведочной штольне, в гранитах, на расстоянии 50 м от дневной поверхности. Как показали проводимые здесь многолетние наблюдения, деформационный режим изучаемой зоны стабилен. Регистрируется расширение пород со скоростью 5×10^{-7} в год. Сезонная температурная волна около 10^{-6} . Фильтрация колебаний в указанном выше диапазоне перио-

дов выполнена с августа 2004 по март 2005 г методом Вейвет трансформации, применяемым для анализа импульсных процессов. Колебания в диапазоне от 2 до 20 суток, сравниваются с колебаниями в том же диапазоне в тот же период времени на станции Протвино. За 100 суток до землетрясения они слабо коррелируемы ($K = 0.17$). Для интервала времени той же длительности, включающего землетрясение (с 14.12.2004 г), визуальное сходство кривых деформаций более значительно. Коэффициент корреляции 0.30–0.40. Это предварительный результат. Более надежные данные могут быть получены после компенсации влияния колебаний внешней температуры. Сезонная деформация горных пород на станции Вигне и более короткие волны деформаций определяются, в основном, термоупругими процессами.

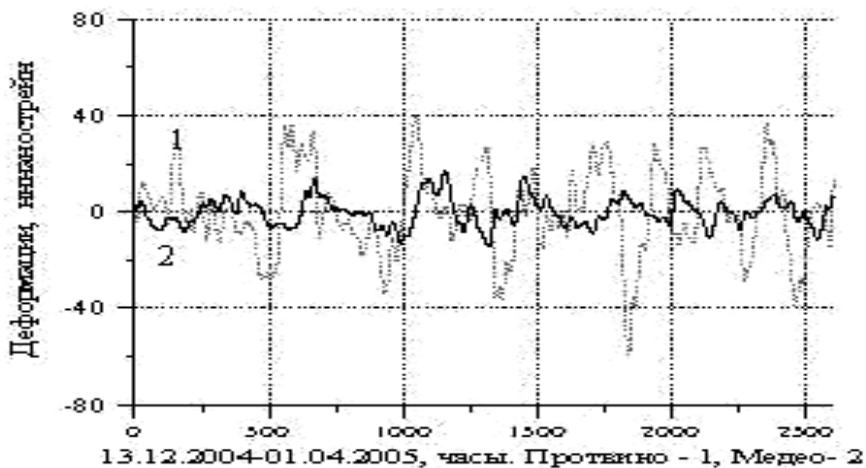


Рис. 1. Колебания деформаций на станциях Протвино и Медео

В настоящей работе рассмотрены также деформации на станции Медео за период с сентября 2004 г по апрель 2005 г. Станция располагается в предгорьях Заилийского Алатау между Алматинским и Заилийским глубинными разломами, в подземной выработке, в песчаниках на расстоянии 50-70 м от дневной поверхности. Станция регистрирует умеренную годовую деформацию и активные сезонные вариации, связанные с изменением уровня определенного водоносного горизонта. Земные приливы характеризуются аномально низкой амплитудой, что связано с разгрузкой напряжений в изучаемой зоне тектоническими разломами. Сравниваются кривые деформаций за указанный период на станциях Протвино и Медео. Их коэффициенты корреляции K изменяются во времени от -0.25 в сентябре – октябре 2004 г до $+0.50$, в январе – марте. Процесс неустойчив в декабре, когда K изменяется от -0.5 до $+0.5$. На рис. 1 показаны деформации с середины декабря по март

2005 г. В этот период колебания на станциях происходят более синхронно, чем задолго до землетрясения. Вывод о синхронизации процесса колебаний за несколько суток до события и после него справедлив для всех четырех деформационных станций, далеких друг от друга и от очага землетрясения. Этот результат перекликается с результатами последних работ о микросейсмических предвестниках сильных землетрясений.

Литература

1. Бримих Л., Латынина Л.А. Результаты деформационных измерений в Словакии // Физика Земли. 1988. № 12. С. 3-9.
2. Курскеев А.К., Латынина Л.А., Тихомиров А.В. О деформационных процессах на Алматинском полигоне // Физика Земли. 2000. № 7. С. 89-96.
3. Латынина Л.А., Милуков В.К., Васильев И.М. Сильнейшие землетрясения и глобальные тектонические процессы // Наука Технология России 2005. № 1-2. С. 4-6.
4. Соболев Г.А. Любушин А.А. Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // Физика Земли. 2006. № 9. С. 5-17.

Особенности широтного распределения количества землетрясений в Тихоокеанском сегменте, как проявление глобальной сейсмичности

Б.В. Левин¹, Е.В. Сасорова²

¹ – Институт морской геологии и геофизики, ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

² – Институт океанологии РАН, г. Москва

Для работы использовался мировой каталог ISC, рассматривались все землетрясения в Тихоокеанском регионе (ТО) с 1964 г с магнитудой $M_b \geq 4.0$ (всего более 200000 событий). Широтные распределения рассматривались независимо для шести магнитудных диапазонов: $4.0 \leq M_b < 4.5$, $4.5 \leq M_b < 5.0$, $5.0 \leq M_b < 5.5$, $5.5 \leq M_b < 6.0$, $6.0 \leq M_b < 6.5$, $M_b \geq 6.5$. Весь ТО был разделен на 18 широтных интервалов, протяженность каждого интервала 10° . Сначала производилось нормирование на количество событий в каждом магнитудном диапазоне (вычислялось относительное количество событий в широтных поясах). Далее производилось нормирование на длину границ литосферных плит, которые расположены в данном широтном поясе, показана некорректность нормирования по площади широтных поясов. Нормирование на протяженность границ литосферных плит дает характеристику сейсмогенности границ литосферных плит в каждом широтном диапазоне (т.е. сколько событий генерируется на единицу длины плитовой границы). Анализировались дважды пронормированные широтные распределения как для всего ТО, так и для его западной и восточной части. Показано, что во всех рассмотренных случаях широтные распределения имеют:

- практически нулевые значения на высоких широтах (от 70° до 90°) для обоих полушарий (Северного и Южного);
- по одному ярко выраженному максимуму на каждое полушарие (как правило или в районе $40-50^\circ$ или в интервале $20-30^\circ$);
- минимум в районе экватора.

Рассматриваются различия:

- в широтных распределениях для западной и восточной частей ТО;
- в количестве событий, приходящихся на восточную, западную часть ТО, а также на зоны спрединга.

Отмечается пространственная корреляция положения широтных экстремумов в распределении землетрясений и экстремальных значений для внешних воздействий от приливных сил и Чандлерова качания полюса (как по теоретическим данным [Левин, Павлов, 2003], так и по таблицам приливных воздействий).

Общие закономерности естественных электрических полей и их связь с геологическими структурами (Камчатка)

Р.А. Лементуева, А.А. Хромов, Е.Л. Ирисова, Л.Е. Борисова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, leto@ifz.ru

Проведенные рекогносцировочные наблюдения естественных электрических полей в окрестности г. П.-Камчатского и прилегающих районах выявили следующие закономерности. Структура электрического поля отражает основные структурно-тектонические элементы района: зоны тектонических нарушений, дуговые поднятия, зоны гидротермальной активности. Наибольшие градиенты поля (>250 мВ/100 м) наблюдались в зонах тектонических нарушений, вблизи действующих вулканов и при пересечении границ блоков. Как правило, при съемке методом ЕП при движении вверх по склону наблюдались как максимумы, так и минимумы ЕП, величиной до 2.5 в по амплитуде. Это указывает на отсутствие явной связи наблюдаемых аномалий с рельефом местности и на то, что источник аномалий, в отличие от фильтрационных полей, находился в пределах участка подъема. В зонах тектонических нарушений, особенно при движении в сторону разломов наблюдались «трендовые» поля. Монотонное возрастание или понижение средней величины потенциала происходило на всем протяжении профиля при сохранении знака градиента. В этом случае положительные или отрицательные аномалии не были оконтурены из-за ограниченной длины профиля. Однако можно оценить глубину источника ЕП, которая в этих условиях >2 км. Пересечение блоковых поднятий профилями вкост геологических структур выразилось в ступенеобразном изменении ЕП. Отмечены участки линейного изменения градиента поля, превышавшего 200 мВ/100 м. Профили ЕП, проложенные параллельно геодезическим и проходившие через одинаковые геологические структуры позволили выявить ряд законно-мерностей электрических полей. Высокий градиент электрического поля (2–300 мВ/100 м) отмечен на участке аномальных вертикальных смещений земной поверхности (реперы 35, 36). Повышенные градиенты ЕП зарегистрированы на участке реперов 28–30. На этом отрезке нивелирного профиля также отмечались значительные вертикальные смещения, предшествовавшие сильным землетрясениям. По профилям северо-восточного направления (сопка Кедровая-Лагерная) одновременно осуществлена съемка ЕП и приповерхностных температур. Наблюдения позволили обнаружить связь ЕП с распределением приповерхностных температур на исследуемом полигоне. Там, где существуют высокие градиенты ЕП, можно прогнозировать наиболее перспективную зону для наблюдений за вариациями

потенциала. Этот факт можно использовать при постановке круглогодичных наблюдений ЕП в районах с высокой сеймотектонической активности.

Возможность мониторинга напряженного состояния геосреды на примере региона острова Новой Ирландии

И.В. Лукьянов

Институт Физики Земли, г. Москва, Lukyanov@bk.ru

Одной из основных задач сейсмологии является задача прогноза сейсмической активности. К настоящему моменту не предложено удовлетворительных методик прогноза, при этом, исследования в этой области развиваются по двум направлениям: поиск статистических закономерностей сейсмичности и поиск физических предвестниковых аномалий. Выделенные физические предвестники, такие как электропроводность, скорость сеймотектонических деформаций, отношение скорости продольных волн к скорости поперечных волн, интерпретация которых нашла свое отражение в рамках существующих моделей очагов землетрясений (ДД – модель, ЛНТ – модель), можно назвать косвенными, в виду их опосредованности к процессу разрушения массивов горных пород. Вариации этих параметров являются лишь индикатором процесса разрушения, но не дают возможности проследить эволюцию напряженного состояния среды. Настоящая работа ставит своей задачей исследовать возможность слежения за эволюцией параметров напряженного состояния среды, опираясь лишь на параметры непосредственно связанные с процессом разрушения массивов горных пород.

Для решения задачи мониторинга напряженного состояния среды необходимо реконструировать поле тектонических напряжений. Эта реконструкция проводится на основе данных о механизмах очагов сильных землетрясений гарвардского каталога землетрясений. В частности, была выбрана очаговая зона сильного землетрясения 16 ноября 2000 года, произошедшего на острове Новая Ирландия. Метод реконструкции природных напряжений основывался на критерии прочности Кулона – Мора, постулирующего, что разрушение на некоторой наклонной площадке происходит в момент достижения напряженным состоянием некоторого критического значения, соответствующего точке касания предельной огибающей и большого круга Мора. При этом из опыта реконструкции природных напряжений различных сейсмоактивных областей [1] постулировались значения коэффициента сухого кинематического трения и сил сцепления горных пород. Эти параметры брались осредненными, для заданного масштабного уровня осреднения.

Реконструированное поле напряжений позволило построить зависимость всестороннего давления от времени и сопоставить ее с зависимостью моментной магнитуды от времени. Проведенный анализ показал, что перед сильными землетрясениями резко падает уровень всестороннего давления, что говорит о падении прочностных характеристик массивов горных пород.

Этот факт может объясняться повышением давления флюида в момент подготовки землетрясения. Выделенный эффект позволяет говорить о перспективности исследования эволюции напряженного состояния геосреды, с целью прогноза сейсмической активности. Решение этой задачи целесообразно основывать на данных о механизмах очагов землетрясений, региональных данных о строение геосреды и представления о физических процессах, происходящих в очаге землетрясения.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

Распределение сейсмической анизотропии в зонах субдукции Камчатки и Хоккайдо

М.Н. Лунева

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, margo@itig.as.khb.ru

Исследования сейсмической анизотропии на основе эффекта расщепления поперечных волн разного типа позволяют получить информацию о строении Земли и характере деформирования среды. Природа анизотропии, обусловленная преимущественной ориентацией микроэлементов среды, может быть связана с современными тектоническими процессами и может быть унаследованной. Распространение сейсмических волн в областях с различными анизотропными свойствами и историей развития приводит к трудностям в интерпретации данных. В областях субдукции сейсмическая анизотропия определяется анизотропией коры, анизотропией мантии – нисходящим конвективным течением и течениями, возникшими при погружении плиты и ее продвижении, и анизотропией субдуктирующей плиты, которая при погружении значительно деформируется, изменяются физико-химические свойства геоматериала. Оценки скорости деформаций с учетом выделяемой сейсмической энергии в субдуктирующей плите (сейсмофокальной зоне) показывают достаточно высокие значения, сопоставимые со скоростью деформаций в астеносфере [1–3]. Анизотропия области сейсмофокальной зоны является малоизученной и представляет значительный интерес.

На основе эффекта расщепления S -волны проведено исследования параметров S -волн от местных, слабых землетрясений в области южной Камчатки (станция PET IRIS) до глубины 300 км за период 1993–2002 гг и в области 6 станций вдоль восточного Хоккайдо до глубины 120 км за период 1998–2003 гг. Измерение параметров расщепленных S -волн (азимут поляризации быстрой волны – φ , разность времен прихода быстрой и медленной S -волн – δt_{SS}) проводилось в области доминирующих частот (~2–10 Гц), которые рассматриваются как характеристические для объема среды (источник-приемник), формирующего сигнал. Результаты исследований свидетельствуют о неоднородном распределении анизотропных свойств по глубине, вдоль дуги и чувствительности параметров φ , δt_{SS} к изменению напряженно-деформированного состояния среды.

Доминирующие направления азимута поляризации быстрой S -волны в области станция PET за период 1993–2002 гг ориентируются вдоль $S90^\circ W \pm 20^\circ$ и согласуются с направлением движения Тихоокеанской плиты, направлением сжатия в регионе и течением в мантийном клине. Наблюдается тенденция смещения доминирующих азимутов быстрой волны с увеличением глубины событий от восточных направлений к ЮВ и увеличением числа аномальных

азимуты с ориентацией С–Ю. Азимуты быстрой волны с глубин больше 120 км доминируют в двух направлениях 80–120° и 0–20°. Разность времен прихода *S*-волны в среднем изменяется от 0.2 в коре до 1 секунды от событий на глубине 150–300 км. Максимальные значения коэффициента анизотропии до 5–8% фиксируются от землетрясений от событий с глубины 90–150 км.

В области Хоккайдо параметры φ , δt_{SS} изменяются от станции к станции и по глубине, что в значительной степени связано со сложной морфологией поверхности сейсмофокальной зоны в результате коллизии Японской и Курильской дуг. Доминирующие φ от событий с глубины больше 100 км ориентируются вдоль направлений погружения плиты в соответствии с геометрией верхней границы сейсмофокальной зоны. От событий меньшей глубины в юго-западной части равнины Токачи φ доминируют вдоль С–ССВ, в восточной части – вдоль ЮВ направлений, которые согласуются с нормальным и параллельным направлениями движения Тихоокеанской плиты, соответственно. Под равниной Куширо φ направлены вдоль СВВ направлений и согласуются с направлением миграции фронта Курильской дуги вдоль желоба. Сложное распределение φ с изменением во времени наблюдается в области гор Хидака и п-ове Немуро. В области Хидака гор выделяется сетка ортогональных направлений вдоль С, В и СВ, ЮВ. В области Немуро φ доминируют вдоль ЮВ, СВ и В направлений. Максимальные коэффициенты анизотропии достигают значений 4–6.5 % под равнинами, в области Хидака гор – 8–12%, под п-вом Немуро – 6–8 %.

Доминирующие значения φ , δt_{SS} в области Южной Камчатки и вдоль Хоккайдо согласуются с данными по волнам *SKS*, *SKKS* [5, 7], от местных глубоких землетрясений [4, 6] и отражают согласованность в направленности деформаций на различных масштабных уровнях. По характеру распределения анизотропных свойств в области Хоккайдо и Камчатки выделяются блоки со средней размерностью 50–80 км, которые сопоставимы с длиной волн типа *SKS*, *SKKS*.

На основе анализа пространственно-временного распределения параметров φ , δt_{SS} выделены области сравнительно устойчивого и неустойчивого поведения параметров волн, которые согласуются с более жесткими или ослабленными зонами в стадии активного деформирования. Неустойчивость в поведении параметров *S*-волн отмечается в области глубин событий 40–70 км и вдоль верхней границы сейсмофокальной зоны. Детальное исследование временных изменений параметров волн проведено вдоль восточного Хоккайдо для кластеров землетрясений в интервале глубин 40–60 и 70–90 км. Достаточно устойчивое поведение волновых параметров отмечается под равнинами, плавные изменения характерны от глубоких кластеров. Значительные временные вариации волновых параметров наблюдаются от

кластеров с глубины 40–60 км в области Хидака гор и п-ве Немуро, В то же время проявляется корреляция аномального поведения параметров расщепленных *S*-волн от событий кластеров в области разных станций и их взаимосвязь со временем происхождения крупных землетрясений вокруг Хоккайдо. Наблюдаются изменения в соотношении амплитуд *P*- и *S*-волн, которые могут быть связаны с изменением типа фокального механизма, жесткости среды в области кластеров землетрясений. Временные вариации волновых параметров от кластеров землетрясений вдоль восточного Хоккайдо могут свидетельствовать о их взаимосвязи с изменением напряженно-деформированного состояния среды, флюидодинамикой в локальной области вокруг станций, а также и в более широкой зоне субдукции.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 16 «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы» и Президиума ДВО РАН (№ 06-I-П16-061, № 06-III-A-08-346) и РФФИ (№ 06-05-96009).

Литература

1. Bevis M. Seismic slip and down-dip strain rates in Wadati-Benioff zones // *Science*. 1988. V. 240. P. 1317-1319
2. Holt W.E. Flow fields within the Tonga slab determined from the moment tensors of deep earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. P. 989-992.
3. King S.D. Subduction zones: observations and geodynamic models // *Phys. Earth Planet. Int.* 2001. V. 127. P. 9-24
4. Levin V., Droznin D. et al. Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 158. P. 1009-1023.
5. Long M. D., Hilst R.D. Upper mantle anisotropy beneath Japan from shear wave splitting // *Phys. Earth Planet. Int.* 2005. V. 151. P. 206-222
6. Nakajima J., Shimizu J. et al. Shear wave splitting beneath the southwestern Kurile arc and northwestern Japan arc: A new insight into mantle return flow // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33, No. 5. L05305
7. Peiton V., Levin V. et al. Mantle flow at a slab edge: seismic anisotropy in the Kamchatka region // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 379-382.

Динамические характеристики волнового поля и блоковая делимость центрального сегмента Байкальской рифтовой зоны

В.И. Мельникова¹, Н.А. Гилева²

¹ – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, vimel@crust.irk.ru

² – Байкальский филиал ГС СО РАН, г. Иркутск, nagileva@crust.irk.ru

Деление верхней части литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) на иерархические системы блоков с кратными значениями линейных размеров предпринималось неоднократно [1, 2], при этом кроме амплитуд рельефа и плотности разломов основным доказательством деструктивных особенностей земной коры в регионе служила сложная мозаичная структура эпицентрального поля прибайкальских землетрясений.

В этом смысле обращает на себя внимание центральный сегмент БРЗ (в пределах координат: $\varphi = 54.0\text{--}56.3^\circ\text{N}$, $\lambda = 109.0^\circ\text{--}113.0^\circ\text{E}$). Здесь наряду с участками рассеянной низкой сейсмичности и изометричными пятнами скоплений группирующихся сейсмических событий (роев и землетрясений с афтершоками) отмечается как минимум три полосы высокой концентрации эпицентров землетрясений, большая часть которых локализована в средней части земной коры (15–20 км). Одна из таких полос, северо-восточного (30°) простирания, протягивается вдоль днища Баргузинской впадины почти на всем ее протяжении, вторая, центральная в районе и примерно параллельная первой, прослеживается от Баргузинского хребта к северо-востоку вдоль Южно-Муйского хребта, и третья, самая северная, полоса простирается в субширотном направлении от северной оконечности оз. Байкал до р. Витим. Эти активизации отражают крупномасштабные (в рамках региона) структурные элементы, соответствующие деструкции земной коры высокого ранга [1]. Другой, более низкий, уровень тектонических нарушений проявлен в многочисленных группах сейсмических событий, локализованных в горных отрогах Икатского, Баргузинского и Северо-Муйского хребтов (рисунок). Эти группы объединяют от сотен до тысяч в основном слабых землетрясений ($M_{\max} < 5.5$). Исключением можно считать крупные последовательности сейсмических толчков, произошедших в Кичерской (1999 г, $M_w = 6.0$) и Верхнеангарской (2003 г, $M_S = 5.8$) впадинах. В пространственно-временном аспекте группы разделены, в то же время их эпицентральные поля, контуры которых в первом приближении могут обозначать границы сейсмоактивных блоков земной коры, выстраиваются в северо-западном направлении, показывая принципиальные особенности деструкции земной коры в данном районе (рисунок). Фокальные механизмы наиболее сильных толчков в отдельных группах обнаруживают разнообразные плоскости подвижек в

очагах, преимущественно близвертикальные или наклонные оси сжатия и субгоризонтальные оси растяжения, что согласуется с доминирующим здесь сеймотектоническим режимом северо-западного субгоризонтального удлинения.

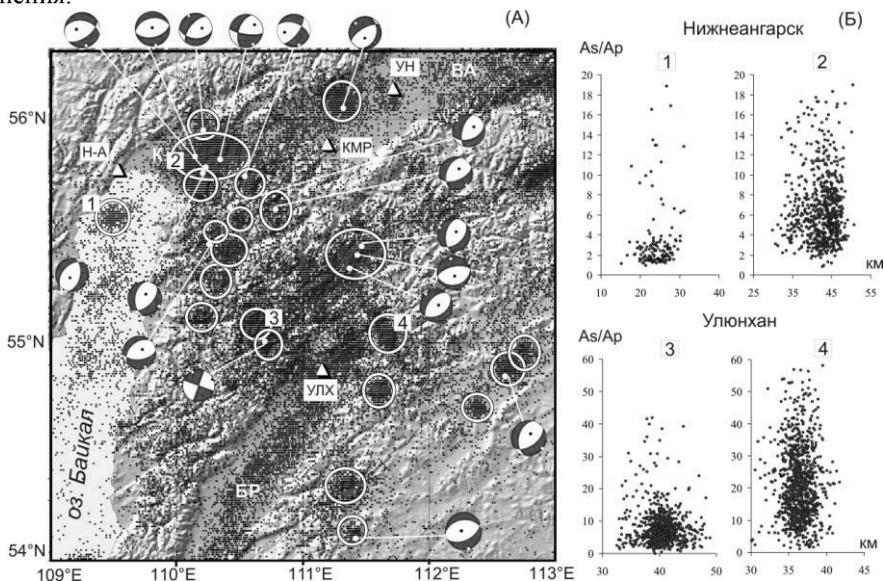


Рис. 1. Карта-схема сейсмичности центрального сегмента Байкальской рифтовой зоны за период 1962–2007 гг.

(А) – белыми контурами выделены местоположения групп землетрясений (роев и сильных толчков с афтершоками); для наиболее сильных событий в проекции нижней полусферы приведены стереограммы фокальных механизмов (области волн сжатия затемнены, точками обозначены выходы осей главных напряжений); рифтовые впадины: К – Кичерская, ВА – Верхнеангарская, БР – Баргузинская; сейсмические станции: УЛХ – Улюнхан, Н-А – Нижнеангарск, КМР – Кумора, УН – Уоян; цифрами (1–4) обозначены области роевых событий, для которых на рисунке (Б) показаны величины отношений As/Ar , наблюдаемые на сейсмических станциях Нижнеангарск и Улюнхан

Мелкомасштабные блоки земной коры, создающие многочисленные зоны концентрации напряжений и способствующие развитию групп слабых землетрясений в небольшом объеме, проявляют себя и в динамике сейсмических волн. Это можно проследить по среднестатистическим значениям отношений максимальных амплитуд поперечных и продольных сейсмических волн (As/Ar). Так, группы землетрясений (1 и 2, 3 и 4; рисунок), зарегистрированные однотипной цифровой аппаратурой на близких станциях Нижнеангарск и Улюнхан, имеют значительные различия в «центрах тяжести» эксперимен-

тальных данных (от 2.7 до 22.0 при стандартных отклонениях ~ 0.3 ед. логарифма). При том что теоретические оценки модели очага заключены в пределах $A_s/A_p = 3-10$ [3], эти значения могут быть обусловлены особенностями разрядки напряжений в различных сейсмоактивных объемах. Отношения A_s/A_p , установленные для разных групп толчков, испытывают существенные осцилляции, связанные с различным затуханием P и S -волн в зависимости от азимута (группа – станция) и эпицентрального расстояния (до 300 км). В последнем случае квазипериодический характер такой зависимости свидетельствует о делении земной коры рассматриваемого района на мелкие включения (блоки), линейные размеры которых варьируются в пределах 10–30 км.

Деструктивные особенности геологической среды, отмеченные в центральном сегменте БРЗ, создают препятствия для роста значительных структурных нарушений, связанных с крупными ($M > 6.0$) землетрясениями, чем и объясняется отсутствие таковых в этом районе за период инструментальных наблюдений. Следует заметить, что в это же время в других районах БРЗ такие события (Муйское 1957 г, $M_{LH} = 7.6$; Мондинское 1950 г, $M_{LH} = 7.6$; Среднебайкальское 1959 г, $M_{LH} = 6.8$) происходили.

Литература

1. Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н. Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности // Геодинамика и эволюция Земли: Материалы к научной конференции РФФИ. Новосибирск: 1996. С. 74-77.
2. Мишарина Л.А., Солоненко А.В. Влияние блоковой делимости земной коры на распределение сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. – Новосибирск: Наука СО. 1990. С. 70-78.
3. Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И. и др. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М.: Наука. 1968. 288 с.

Байкальская рифтовая зона: Скоростная структура коры и мантии по результатам метода приемной функции

В.В. Мордвинова¹, Л.В. Ананьин¹, М.Ф. Гоць²

¹ – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, mordv@crust.irk.ru

² – Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН, г. Иркутск, goc@crust.irk.ru

Для геодинамических построений, касающихся происхождения и развития внутриконтинентальной Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), необходимы детальные сведения о скоростной структуре земной коры и мантии региона. В последнее десятилетие для этой цели, кроме метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [1], используется метод приемной функции (receiver function P-to-S) [2, 3]. Его применение к наблюдениям двух международных телсейсмических экспериментов PASSCAL и MOBAL на юге Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных областях позволило получить довольно детальное распределение скоростей S-волн, которое соотносится с тектоническими структурами [4, 5]. Долговременные наблюдения широкополосных станций в нескольких пунктах Байкальской рифтовой зоны открывает новые возможности для исследования ее глубинного строения. По 2–4-летним коллекциям телсейсмических записей нами рассчитаны Vs-разрезы до глубины 260 км в различных направлениях от пунктов наблюдения (рисунк), что очень важно для сложного в тектоническом отношении региона.

Метод приемной функции продольных волн эффективно использует наиболее информативные обменные поперечные волны в коде Р-волны [1]. Модификацией метода достигается более корректное выделение приемной функции из трехкомпонентной сейсмограммы [2]. Подбором теоретических SV-функций приемника к наблюдаемым рассчитываются горизонтально-слоистые модели подстанционной скоростной структуры.

В наших расчетах начальным приближением до глубины 80 км послужила функция $V_0(h)$, основанная на результатах работ ГСЗ в Саяно-Байкальской складчатой области [1], а для больших глубин – стандартная модель Земли [6]. По частотному диапазону приемных функций 0.10–1.0 Гц восстановлены скоростные разрезы коры и самой верхней мантии до глубины 70 км (рис. 1). По более низким частотам (0.05–0.25 Гц) получены скоростные разрезы до глубины 260 км. Сравнение результатов этих двух разных подходов в перекрывающемся интервале глубин показывает, что найдены устойчивые характеристики скоростной структуры земной коры под станциями.

Направления секторов исследования (рисунок) обусловлены естественной сейсмичностью планеты. С помощью записанных землетрясений удалось прозондировать структуру и впервые получить представление о деталях распределении сейсмических скоростей непосредственно под озером Байкал. Одним из интересных результатов является приуроченность градиентного

коромантийного перехода к относительно узкой полосе, близкой осям рифтовых впадин (NIZ: 150–186°; MAXI: 40–64° и 247–261°). Это может говорить в пользу потери жесткости нижней части коры под впадинами из-за локального подъема вещества мантии. Локальный подъем может быть вызван снижением плотности мантийного субстрата и частичным плавлением под воздействием глубинного флюидного потока в наиболее деструктивной, в тектоническом смысле, и, следовательно, более проницаемой для флюидов пограничной зоне стабильной Сибирской платформы с Центрально-Азиатским подвижным поясом [7]. В таком случае напряжения могут накапливаться и приводить к упругим деформациям не во всей земной коре, а на ее несколько более высоких уровнях, как оно в действительности и происходит. На это указывает совпадение по глубине высокоскоростных слоев в разрезах коры (рис. 1) с гипоцентрами Байкальских землетрясений [8].

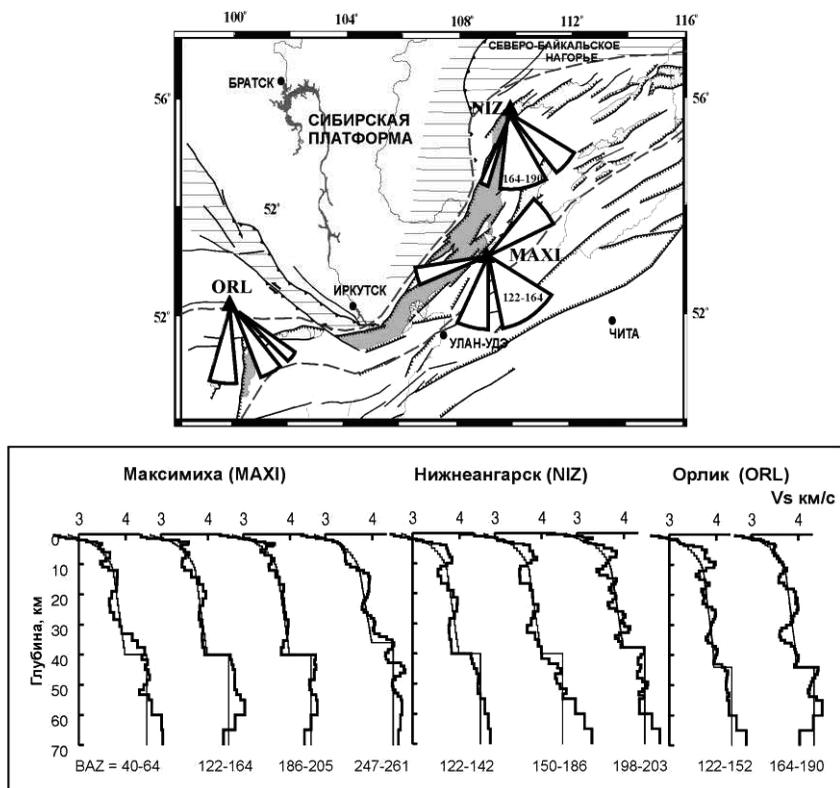


Рис. 1. Скорости поперечных волн в коре и верхах мантии по результатам инверсии приемных функций в районах трех сейсмостанций БРЗ.

Сектора на карте – проекции объемов среды до глубины 260 км, зондируемой сейсмическими лучами в направлениях, соответствующих V_S -моделям (BAZ указаны под скоростными разрезами); тонкими линиями показаны первые приближения $V_0(h)$ для процедуры инверсии, толстыми – результирующие модели $V_S(h)$. интервале глубин 5–25 км и резкие контрасты этих параметров на границах слоев могут в значительной степени объяснить высокую сейсмогенность именно этой толщи.

В заключение выражаем свою признательность Иркутскому и Улан-Удинскому коллективам, осуществляющим столь необходимые сейсмические наблюдения. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (пр. 06-05-64117, 06-05-64148) и Интеграционного проекта СО РАН № 6.17.

Литература

1. Детальные сейсмические исследования литосферы на P- и S-волнах. Редактор: Н.Н. Пузырев. Новосибирск: Наука. 1993. 199 с.
2. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // *Phys. Earth planet. Inter.* 1977. V. 15. P. 39-45.
3. Kind R., Kosarev G.L., Petersen N.V. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN) // *Geophys. J. International.* 1995. V. 121. P. 191-202.
4. Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh. et al. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication. *Tectonophysics*, 2002, V. 359, N 3–4. P. 307–327.
5. Мордвинова В.В., Дешамп А. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // *Физика Земли.* 2007. № 2. С. 11-23.
6. Kennett B.L.N. *IASPEI91 Seismological Tables.* Australian National University, Canberra, 1991. 167 p.
7. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // *Геология и геофизика.* 2006. Т. 47, № 12. С. 1296-1307.
8. Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // *Геология и геофизика.* 2000. Т. 41, № 5. С. 629-636.

Современная геомеханика литосферы Украинского Закарпатья и некоторые характерные сценарии и механизмы местных землетрясений и особенности проявления их геофизических предвестников

А.В. Назаревич

Карпатское отделение института геофизики им. С.И. Субботина НАН Укр., г. Львов, Украина, nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua

Карпатский регион Украины – регион со сложным строением и современной геодинамикой литосферы [1–10]. В структуре и геодинамике литосферы региона наиболее ярко проявились два основных процесса. Один из них – общее сжатие литосферы Карпато-Балкано-Динарского мегарегиона, обусловленное глобальным плитово-тектоническим процессом – надвиганием Африканской (с юга) и Аравийской (с юго-востока) плит на зажатые между ними и южными краями Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ Карпато-Балкано-Динарские структуры [2–7]. Другой (региональный) – это процесс расползания в стороны астенолита из-под Панонской депрессии [8–10]. Результатом взаимодействия в первую очередь этих процессов и является (по нашему мнению) имеющаяся в наличии сейчас Карпато-Динарская кольцевая мегаструктура. Как показывают данные новейших GPS-исследований (К. Третьак и др., 2002–2005), на современном этапе наиболее выраженным здесь является второй (астенолитный) процесс, который предопределяет режим субдиагонального юго-западно – северо-восточного расширения литосферы мегарегиона. Этот процесс ярко проявляется, в частности, в примыкающей к Паннии литосфере западной части Украинского Закарпатья, где нами по геодезическим и деформографическим данным выявлена обстановка растяжения литосферы [11–16], сопровождающегося дифференцированными опусканиями дневной поверхности величиной до 1–3 мм/год (В.И.Сомов, 1994). Такой геомеханический режим литосферы данной зоны отражается в характеристиках местной сейсмичности, в частности, в положительном крипексе местных землетрясений, он коррелирует с пространственным распределением характеристик вариаций геомагнитного поля, генетически связан с зоной высокого ($90\text{--}110\text{ мВт/м}^2$) глубинного теплового потока и областью неогенового вулканизма в Закарпатье [12].

Окружающие эту зону с севера, северо-востока и востока Карпаты, Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда (ее центральная и восточная – Оашская и Гутинская часть) и Солотвинская впадина пребывают уже в режиме сжатия [12–14], сопровождающегося подъемом дневной поверхности величиной порядка 1–2 мм/год (В.И.Сомов, 1994). Соответственно эти зоны

характеризуются снижением теплового потока от характерных для центральной-западной части Закарпатья высоких ($90\text{--}110\text{ мВт/м}^2$) величин к более умеренным ($50\text{--}70\text{ мВт/м}^2$) значениям [7–9], землетрясениями с преобладающим отрицательным крипексом и другими особенностями геодинамики и сейсотектонического процесса [16].

Еще одной важной особенностью литосферы Закарпатского прогиба является ее сильная субгоризонтальная расслоенность с наличием подзон пониженных скоростей в «гранитах» и «базальтах» [6, 7]. Исходя из проведенной нами комплексной интерпретации геофизических данных, эти подзоны являются ослабленными подзонами [12, 13], и по ним происходит проскальзывание нижних слоев литосферы относительно верхних. Этот процесс особенно ярко выражен в переходной от растяжения к сжатию зоне литосферы Закарпатья (в частности, в районе г. Виноградово), он сопровождается местными землетрясениями со специфическими сценариями подготовки и механизмами реализации, которые ярко отражаются в параметрических сейсмогеоакустических, геомагнитных, геоэлектрических, инструментальных сейсмологических и макросейсмических данных. В частности, такие землетрясения характеризуются вырожденными нодальными плоскостями, «грибовидно-усовидной» структурой макросейсмического поля, наличием ощутимых афтершоков с характерным временным запаздыванием и др.

Указанные особенности строения и геомеханического режима литосферы Закарпатья установленным нами закономерным способом коррелируются с характерными особенностями проявления геофизических предвестников местных землетрясений. В частности, в зонах сжатия изменения напряженно-деформированного состояния литосферы распространяются намного дальше и интенсивнее, чем в зонах растяжения, геофизические предвестники более глубинного происхождения имеют большую длительность во времени, чем другие и т.д.

Еще одним важным результатом наших исследований является обнаруженная взаимосвязь геодинамики тектонических структур зоны Закарпатского (Перипьенинского) разлома (в частности, цепочки землетрясений с отрицательным крипексом) со структурой и геомеханикой земной коры этой зоны и с Карпатской аномалией электропроводности.

Литература

1. Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З., Варичев А.С., Тимошук В.Р., Ступка О.О. Тектоно-магматическая эволюция Карпат. Киев: Наук. думка. 1995. 132 с.
2. Csontos L. and Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. V. 210. P. 1-56.
3. Sandulescu M. Genozois Tectonic History of the Carpathians // Amer. Assos. of Petr. Geol. Memoirs. 1988. V. 45. P. 17-25.

4. Крупский Ю.З. Геодинамические условия формирования и нефтегазоносность Карпатского и Вольно-Подольского регионов Украины. Киев: УкрГГРИ. 2001. 144 с. (на укр. языке).
5. Павлюк М.И., Медведев А.П. Панкардия: проблемы эволюции. Львов: Лига-прес. 2004. 93 с. (на укр. языке).
6. Соллогуб В.Б., Гутерх А., Просен Д. и др. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка. 1978. 272 с.
7. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Под ред. А.В.Чекунова. Киев: Наук. думка. 1987-1993. Т. 1-5. 988 с.
8. Чекунов А.В. Эволюция астенолитов и ее геологические следствия // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1988. № 3. С. 30-34.
9. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка. 1971. 112 с.
10. Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука. 1964. 251 с.
11. Nazarevych A.V. and Nazarevych L.Ye. Modern geodynamic of the earth's crust of Transcarpathians and earthquakes scenarios and mechanisms // 21-th General Assembly of the European Geophysical Society. Abstracts. Hague, May 6-9. 1996. – Annales Geophysicae. – 1996. V. 14. P. 96.
12. Назаревич А.В., Назаревич Л.С. Глубинные ловушково-коллекторские тектонические структуры в литосфере Карпатского региона Украины: природа, происхождение и перспективные ресурсы // Науч. вестник ИФНТУНГ. – 2002. – № 3 (4). – С. 10-21 (на укр. языке).
13. Назаревич А.В., Назаревич Л.С., Ковальшын З.И. Природа подзоны пониженных скоростей в гранитах кори Закарпатья и ее перспективные ресурсы // Вестник Львов. ун-та. Сер. геол. 2002. Вып. 15. С. 119-125 (на укр. языке).
14. Назаревич А.В., Ковальшын З.И., Назаревич Л.С. Геодинамика сейсмоактивных районов Закарпатья по комплексу геофизических данных // Вестник КНУ им. Т. Шевченко. Геология. 2002. № 23-24. С. 38-43 (на укр. языке).
15. Nazarevych A., Nazarevych L. Modern and alpine geodynamics of Ukrainian Carpathians (multi-tier “crocodile” or “shaking hand” and “fir-tree” tectonics) // Proceedings XVIII-th congress of the Carpathian-Balkan geological association. September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia. Belgrade. 2006. P. 399-401.
16. Nazarevych L., Nazarevych A. Seismicity and geomechanics of Ukrainian Carpathians region lithosphere // Proceedings XVIII-th congress of the Carpathian-Balkan geological association. September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia, Belgrade. 2006. P. 402-403.

Геоэлектрическое строение тектонических впадин Прибайкалья и Горного Алтая с привлечением геолого-структурных данных

Н.Н. Неведрова¹, О.В. Лунина², А.М. Санчаа¹

¹ – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Иркутск, NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru

² – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, lounina@crust.irk.ru

Строение осадочного чехла и верхней части фундамента межгорных впадин обусловлено разнонаправленными тектоническими движениями. Это было установлено по комплексу геофизических и геолого-структурных данных, причем сведения разных методов достаточно хорошо согласуются, повышая достоверность построения геолого-геофизических моделей объектов исследования.

Для геоэлектрических исследований на территории межгорных впадин Прибайкалья (Тункинская, Баргузинская, Селенгинская, Муйская, Гусино-озерская) и в районе Горного Алтая (Чуйская, Курайская) использованы данные комплекса методов электротомии на постоянном и переменном токе. В комплекс входят вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), зондирования становлением электромагнитного поля (ЗС). Причем для метода ЗС проводятся многокомпонентные измерения с индукционным и гальваническим возбуждением и приемом. Следует отметить, что электромагнитные зондирования с гальваническими установками позволяют исследовать класс анизотропных моделей и использовать при обработке данных параметр электрической анизотропии.

Измерения с целью исследования анизотропных свойств были выполнены в центральной части Чуйской впадины в районе пос. Мухор-Тархата. Все измерительные установки были размещены в двух направлениях от центра генераторной линии: на юго-восток и северо-восток. Интерпретация полевых данных ЗС с гальваническим возбуждением и приемом для анизотропных моделей была выполнена впервые. В результате в северо-восточном направлении был выявлен участок с присутствием выраженной электрической анизотропии горных пород, который приурочен к разломной зоне, ограничивающей глубокий северный грабен Чуйской депрессии. Получены значения коэффициента электрической анизотропии в пределах этой зоны для двух верхних слоев геоэлектрического разреза в интервале глубин от 0 до 470 м. ($\Lambda = 1.37-2.27$). Упомянутый разлом был выделен ранее по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации.

Известно, что картирование разломных структур в приповерхностных осадочных отложениях впадин является непростой задачей, поэтому применение комплексного подхода наиболее эффективно. При этом важны дополнительные критерии, в качестве которых можно использовать коэффициент анизотропии. Это подтверждают результаты, полученные в юго-западном

замыкании Чуйской впадины, где, начиная с 2004 г, выполняются регулярные электромагнитные наблюдения после разрушительного Алтайского землетрясения. По геолого-структурным и тектонофизическим данным были получены характеристики основных и второстепенных разломов в эпицентральной зоне. Это позволило выполнить необходимую ориентировку круговых и крестовых установок ВЭЗ относительно простирания разломных структур, с целью выяснения анизотропных свойств среды в зоне тектонических нарушений. Результаты интерпретации измерений ВЭЗ, выполненных в 2004 г, показали, что имеется значительная электрическая анизотропия осадочных отложений верхней части разреза в зоне трещин в интервале глубин 100–150 м (коэффициент анизотропии $\Lambda = 4.87$). В последующие годы коэффициент анизотропии уменьшился за счет залечивания поверхностных трещин.

Результаты геоэлектрики получены с помощью поэтапной интерпретации. Схема поэтапной интерпретации предложена в лаборатории электромагнитных полей ИНГГ СО РАН и применена для сложных полевых данных, полученных в межгорных впадинах. Основная особенность поэтапного подхода к интерпретации заключается в том, что результат каждого этапа уточняется на последующем. На первом этапе интерпретации геоэлектрические модели построены в первом приближении с использованием 1D программных комплексов моделирования и инверсии (СОНЕТ, IPI). Модель среды в каждом пункте измерения полагается слоисто однородной.

Далее привлечены двумерные программы моделирования и инверсии. 2D моделирование выполнено с помощью программы IE2DPI. Проследить латеральное распределение неоднородностей позволяет программа двумерной инверсии (RES2DINV компания Geotomo), с помощью которой построено двумерное распределение электрического сопротивления среды по профильным данным ВЭЗ. Результаты различных способов инверсии полевых данных неплохо согласуются на этапе визуализации. Здесь следует иметь в виду, что программы СОНЕТ и IE2DPI позволяют получать точные количественные оценки геоэлектрических параметров с заданной погрешностью, а результаты 2D инверсии полуколичественные, но дают возможность наглядно представить распределение удельного сопротивления в двумерной модели и выделить зоны, которые можно отнести к разломным по геоэлектрическим характеристикам. Заключительное трехмерное моделирование позволяет получить наиболее точные геоэлектрические параметры, уменьшить неоднозначность решения обратной задачи, (ограничить области эквивалентных решений) и в результате построить наиболее достоверные модели объектов исследования [1].

Известно, что в зонах тектонических деформаций разломы являются основным фактором, усложняющим геоэлектрические модели, поэтому важно получить их количественные характеристики. Было выполнено 3D моделиро-

вание для теоретических моделей разломных структур. В тектонофизике существует термин – зона динамического влияния разлома, которую можно охарактеризовать протяженностью и некоторой шириной. Были проведены расчеты для нескольких моделей с разломной зоной, находящейся в слоисто однородной среде. Изменялась ширина разломной зоны, наклон сместителя и геоэлектрические характеристики вмещающей среды (меняли мощность первого слоя). Рассмотрение результатов моделирования позволило сделать следующие методические выводы. Изменение ширины разломной зоны можно зафиксировать в среднем диапазоне разносов от 40 до 750 м. Мощность верхнего слоя существенно влияет на измерения, начиная с разносов сопоставимых с этой мощностью. Угол наклона влияет во всем диапазоне разносов.

На всех этапах интерпретация полевых данных геоэлектрики для тектонических впадин Прибайкалья и Горного Алтая выполнялась с учетом материалов разломно-блокового строения, собранных и обобщенных сотрудниками лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН [2 и др.]. Комплексный подход к анализу результатов позволил обосновать строение отдельных структурных элементов этих впадин, а также выяснить, что разломам, выделенным на поверхности, соответствуют области аномального поведения геоэлектрических характеристик. Зоны разломов приурочены чаще всего к границам геоэлектрических блоков, где резко изменяется общая мощность осадков и обычно наблюдается понижение удельного электрического сопротивления фундамента.

Литература

1. Неведрова Н.Н., Сурудина И.В., Санчаа А.М. «Трехмерное моделирование сложных геоэлектрических структур» [Текст] / Н.Н. Неведрова, И.В. Сурудина, А.М. Санчаа // Геофизика. 2007. № 1. С. 36-41. ISSN 1681-4568.
2. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и поля напряжений земной коры Баргузинского рифта в позднем кайнозое (Байкальский регион) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 773-787.

О дальнедействии предвестниковых явлений деформационного типа при сильных коровых, $M \geq 7.5$, землетрясениях

А.А. Никонов

Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия, nikonov@ifz.ru

В проблеме выделения сейсмических предвестников одной из наиболее существенных составляющих является выяснение дальности их действия (при существующих методах регистрации). Предвестники деформационного типа можно разделить на две большие группы – первичные (прямые) и косвенные (вторичные). Прямые измерения деформаций в горных породах земной коры наиболее значимы, но они немногочисленны и локальны. Наблюдения и измерения косвенных признаков, таких как изменения уровня подземных вод, уровня водных бассейнов, скоростных характеристик среды, наклонов земной поверхности, непрививных изменений силы тяжести, разности геомагнитных полей, выделения гелия, в том числе на 1–2 порядка превышающих нормальные изменения, несравненно многочисленнее [1]. Аномалии в ходе таких параметров были выявлены на эпицентральных расстояниях 100–200 (370) км при землетрясениях с $M = 5 \div 6$ и 200–560 км при землетрясениях с $M = 7.0 \div 7.8$. Это еще в 80–90-х годах 20-го века дало понимание возможности удаленных эффектов, в том числе предвестниковых [1, 2, 3]. По гидрогеологическим предвестникам сведения обобщены в табл. 1.

Таблица 1. Фиксированное дальнедействие (км) гидрогеологических предвестников при землетрясениях с $M = 6–7.5$

Регион	Максимальные эпицентральные расстояния (Δ, км)
Кавказ	50–100
Китай	200–370; 500–700
Средняя Азия	230–270; 500–700
Курильские острова	500–1100

Для выявления тонких геодинамических процессов, характера и изменений напряженно-деформированного состояния участков земной коры (и отдельных структур), а также неявных соотношений (связей) с сейсмическими явлениями в научных и прикладных целях особое значение имеет мониторинг деформаций и смещений с помощью таких чувствительных приборов, как крипометры, тензодатчики, деформометры. Представительный пример дают уникальные деформографические измерения в Ю. Тянь-Шане в период 1965–1978 гг. Уникальность состоит в том, что 1) в подземной штольне Кондара высокоточные измерения велись несколькими разноориентированными

приборами; 2) базы двух приборов (19 и 15.5 м) пересекали зону отчетливо выраженного тектонического разлома в гранитах, субвертикального заложения, шириной свыше 100 м и широтного простирания; 3) древний разлом имеет ясное свидетельство современной активности в виде зияющей трещины шириной 0.2 м [4].

Приборами зарегистрировано общее сжатие массива за 14 лет на величину 3.6×10^{-6} в ЮЮЗ направлении, тогда как в перпендикулярном направлении оно было на порядок меньше. Скорость сжатия, в первые семь лет очень медленная, с 1972 г резко возросла, так что за три года составила по субмеридиональному направлению 25×10^{-6} . То же самое зарегистрировано тремя приборами на станции Рогун в 100 км восточнее, что справедливо рассматривается как признак региональной активизации движений земной коры в этот период, поскольку с середины 1975 г интенсивное сжатие прекратилось [4]. Необычная величина и продолжительность аномалии и ясная субмеридиональная направленность оси сжатия заставляют искать в качестве коррелятных крупные события с эпицентрами к С и Ю. Единственными таковыми служат Газлийские землетрясения 8 апреля и 17 мая 1976 г с $M = 7.0-7.3$ на эпицентральных расстояниях $\Delta = 490-500$ км. С этим согласуется и появление резкого импульса сжатия в начале 1976 г, возникшего ранее и имевшего аномально большую величину (6×10^{-6}) в записи прибора, поставленного как раз на борту молодой трещины. Остается подчеркнуть приуроченность аномалии к активному разлому, перпендикулярному оси регионального горизонтального сжатия в регионе, от Пенджабского выступа (Памирского клина) к ССЗ, т.е. в общем, через пункт измерений на эпицентральных областях Газлийских землетрясений, гипоцентры которых, кстати, определяются на глубине 20–25 км.

Другой, более представительный цикл измерений осуществлен разных странах Европы с помощью приборов ТМ71 одновременно по трем взаимоперпендикулярным осям в 1980–2000 гг [5, 6]. Обнаружились единичные точки, чутко (и одновременно!) реагирующие на изменения панрегиональных напряжений в земной коре именно в активных разломах. В случае Измитского землетрясения 17 августа 1999 г с $M = 7.8$ аномалии фиксировались за четыре года – три месяца на С–З и за пять месяцев на В на эпицентральных расстояниях 570 км и 1400 км, и 1380 км соответственно [6, 7]. Речь идет о динамической реакции среды перед, во время и после сейсмических событий.

В Фенноскандинавско-Балтийском регионе косвенные деформационные признаки также на эпицентральных расстояниях $\Delta = 600-1300$ км обнаруживают корреляцию во времени с крупными землетрясениями и периодами усиления сейсмической активности (другой доклад автора на данной Конференции).

Дальнейшее прямых деформационных предвестников ныне, надо принимать достигающим при сильных землетрясениях $\Delta \geq 1000-1400$ км, наиболее отчетливо они проявляются в чувствительных пунктах (зонах), которые локализируются или динамически связаны с зонами активных разломов [3, 8]. При сильнейших землетрясениях с $M \geq 7.7$ по косвенным признакам они могут фиксироваться и на гораздо большем удалении (Табл. 2).

Таблица. 2. Единичные экстремальные случаи

год	M	Место возникновения	Место фиксации аномалии	Δ , км
1957	8.3	Алеутские острова	г. Алтанта, США	6450
1964	8.5	Аляска	г. Виннипег, Канада	3500
1964	8.5	Аляска	г. Оттава, Канада	4950
1968	8.5	Япония	г. Антверпен, Голландия	9034
1970	7.8	Перу	г. Антверпен, Голландия	10880
1979	7.7	Аляска	штат Айова, США	5000

Литература

1. Каталог предвестников землетрясений. Гидрогеодинамические предвестники. Отв. ред. Зубков С.И. М.: Изд. ИФЗ АН СССР. 1983. 140 с.
2. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.
3. Киссин И.Г. Высокоамплитудные предвестники землетрясений и «чувствительные зоны» земной коры // Физика Земли. 1988. № 6. С. 3-13.
4. Кармалеева Р.М., Латынина Л.А., Ризаева С.Д., Старкова Э.Я. Распределение линейных приливных деформаций в зоне тектонического разлома / Медленные деформации земли и ее вращение. М.: Радио и связь. 1985. С. 98-105.
5. Коштяк Б., Никонов А.А., Энман С.В. Измерение смещений по трещинам и разрывам с помощью деформометра ТМ-71 // Гидротехнич. строит-во. 1993. № 6. С. 24-26.
6. Коштяк Б., Цацонь С., Добрев Н. и др. Наблюдения за тектоническими микросмещениями в Европе в связи с землетрясениями в Иране и Турции в 1997 и 1999 гг. // Физика Земли. 2007. № 6. С. 66-80.
7. Баласанян С.Ю. Высокочувствительные энергоактивные точки Земли (явление ВЭТ): ключ к дальнейшему пониманию физики землетрясений // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 1. С. 83-99.
8. Никонов А.А. Активные разломы – чувствительные зоны – деформационные предвестники землетрясений / Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII междунар. конф. 18-23 сент. 2006 г. Воронеж. 2006. Т. 2. С. 17-20.

Региональные волны деформации и сейсмичность Фенноскандинавско-Балтийского региона

А.А. Никонов

Институт физики Земли РАН, г. Москва, nikonov@ifz.ru

Фенноскандинавско-Балтийский регион (ФБР) включает каледониды Скандинавии на северо-западе, Фенноскандинавский (Балтийский) щит (ФЩ) и часть Восточно-Европейской (Русской) платформы (ВЕП) у его юго-восточных границ. Регион может рассматриваться как единый домен с точки зрения сейсмического поля и регионального поля напряжений. Основные сейсмические события здесь известны за последние 700–500 лет, каталоги умеренных и слабых тектонических землетрясений представительны за последние 300–200 лет, и это позволяет выявить основные черты сейсмичности домена в указанных пространственно-временных рамках [1, 2]. Главными особенностями сейсмичности можно считать следующие: 1) в целом умеренный по выделенной сейсмической энергии уровень сейсмичности в ряду сейсмически активных регионов; 2) общее уменьшение числа и энергии сейсмических событий от континентального склона на северо-западе региона (на границе с бассейном Северного моря) к юго-востоку, вплоть до практически полного сейсмического спокойствия в полосе Северо-Польская равнина – Мазурско-Белорусский пояс – северо-западные районы Европейской России.

Стационарное региональное поле напряжений, определяемое прямыми измерениями в горных выработках в породах фундамента и решениями механизмов очагов коровых землетрясений, характеризуется в целом господством горизонтального сжатия с направлением оси максимальных сжимающих усилий СЗ–ЮВ [3–5]. При сопоставлении во временном аспекте выделенной сейсмической энергии в Серединно-Атлантическом хребте и в Фенноскандии обнаружилась хорошая временная корреляция в период 1917–1987 гг, что интерпретировано как существование геодинамической связи между соседними тектоническими регионами [6]. Как сейсмичность региона, так и действующее поле напряжений большинством авторов считаются обусловленными расширением Серединно-Атлантического хребта.

Если пространственное распределение сейсмичности и векторов поля напряжений в регионе (ФЩ+ВЕП) можно считать в основных чертах выясненным, то закономерности тех же характеристик во времени остаются неразработанными, соответственно на них и сделан основной упор. Наш подход основан на 1) вовлечении не только сейсмических данных, но и независимого деформационного показателя, 2) использовании более длительного, до 200 лет (с 1811/1814 гг), ряда наблюдений, 3) охвате более обширной территории, включающей не только ФЩ, но и прилегающие части ВЕП.

В качестве деформационного показателя использованы ряды равномерных наблюдений на берегах Балтийского моря, которое является не только крупным внутренним бассейном на севере Европы, но, что важно в контексте поставленной задачи, сильно вытянуто по широте и долготе, глубоко проникая заливами в пределы и ФЦ, и ВЕП. Как известно, уровень моря в каждом пункте наблюдений является функцией процессов атмосферных, гидрологических и тектонических, причем последние в среднегодовом исчислении вносят основной вклад, в том числе в связи с подготовкой и реализацией крупных сейсмических событий [7].

Наиболее сильные сейсмические события (серии землетрясений) в регионе за последние 200 лет имели место 31.VIII.1819 г, $M = 6.6 \pm 0.6$; 23.X.1904 г, $M = 6.5 \pm 0.5$; 21.IX.2004 г, $M = 4.9(5.1)$. Суммарная выделенная в каждой группе 1819 г и 1904 г энергия оценена в 1.3×10^{22} эрг [8].

Для начала 19 века имеются наблюдения на трех постах только по южному побережью Балтики, на эпицентральных расстояниях $\Delta = 1500\text{--}1600$ км. На всех этих постах в 1820-1824 гг. отчетливо выделяются резкие межгодовые колебания уровня с максимальной амплитудой в Пиллау (ныне Балтийск в Калининградской области) до 0.5 м. Уникальность столь значимых колебаний, с одной стороны, и сильные различия в амплитуде на разных постах одного побережья, чего не наблюдалось затем 200 лет, не позволяет соотносить аномалию этого краткого периода с гидрометеорологическими факторами. Остается связывать ее с единственным за тот же период сильнейшим землетрясением на севере Норвегии.

Подобные же межгодовые колебания, но в пределах 20–22 см, отмечены в 1897–1907 гг, т. е. в период, включающий землетрясение 23.X.1904 г. Аномалии уровня зафиксированы в пунктах Стокгольм и Ханко, расположенных, как и эпицентральная зона землетрясения, на ФЦ ($\Delta = 600\text{--}700$ км), на эпицентральных расстояниях $\Delta = 400\text{--}700$ км, и синхронно на трех постах южной Балтики ($\Delta = 600\text{--}700$ км), т. е. уже в пределах ВЕП.

Для случая Калининградского землетрясения 21.IX.2004 удалось получить только результаты кратковременных наблюдений во вторую половину сентября 2004 года. Специальная обработка записей на 3-х постах с эпицентральными расстояниями $\Delta = 10\text{--}30$ км обнаружила быстрое погружение земной коры (блока Самбийского полуострова) на 25–35 см, которые начались за 5–6 часов до первого толчка и сохранялись, по крайней мере, до конца месяца [7]. Из решения механизма очага независимо по макросейсмическим и инструментальным данным возникновение землетрясения определяется в условиях регионального сжатия с ССЗ–ЮЮВ направлением главной оси. В докладе приводятся также материалы по корреляции деформационных аномалий и сейсмичности региона в 1876–1887 гг. и в середине 20-го века на эпицентральных расстояниях $\Delta = 700\text{--}800$ км и $\Delta = 800\text{--}1300$ км

соответственно. Пространственно-временная связь импульсов рассмотренных явлений позволяет ставить вопрос и об их генетической взаимосвязи.

Для выявления направленности импульсов сейсмической активизации и волн деформаций представляется показательной миграция очагов умеренных по энергии, землетрясений вслед за сильнейшими в регионе событиями 1819 и 1904 гг. Так, в северной части региона после землетрясения 1819 г на севере Норвегии с СЗ-ЮВ ориентировкой очага [8] очаги следующих событий 1882–1888 гг с $M = 4.6-4.9$, 1896 и 1902 гг с $M = 5.3$ смещались к ЮВ максимально на 600 км. В южной части региона после события 1904 г, также с СЗ–ЮВ вытянутостью очага, очаги следующих землетрясений 1928 г (3 события) с $M = 2.6-3.5$ и 1930 г с $M = 4.1$ с широтной вытянутостью очагов подобным образом сместились к ЮВ и ЮЮВ на 600 и 350 км соответственно. Поскольку в рассмотренных частях региона в указанные периоды близких по энергии сейсмических событий не было, есть основания миграцию очагов с СЗ на ЮВ считать не случайной, но отражающей общую геодинамическую ситуацию и направленность перемещения волн деформации именно в указанном направлении. За несколько сот лет случаи обратной миграции неизвестны.

Все рассмотренные факты вполне укладываются в современную концепцию геодинамического воздействия на весь ФБР расширяющегося трога Срединно-Атлантического хребта.

Литература

1. Gregersen S., Korhonen H., Husebye E.S. Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity // *Tectonophysics*. 1991. V. 189. P. 333-344.
2. Ahjos T., Uski M. Earthquakes in Northern Europe in 1375-1989 // *Tectonophysics*. 1992. V. 207. P. 1-23.
3. Slunga R. Focal mechanisms and crustal stresses in the Baltic shield / *Earthquakes at North Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound*. 1988. P. 261-276.
4. Stephansson O., Ljunggren C., Jing L. Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia // *Tectonophysics*. 1991. 189. P. 317-322.
5. Heidbach O. et al. World stress map // *Episodes*. 2007. V. 30. N 3. P. 197-201.
6. Skordas E.S. et al. Casualty between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // *Tectonophysics*. 1991. V. 185. P. 295-307.
7. Никонов А.А., Энман С.В. Анализ вертикальных движений земной коры в период Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г // *Физика Земли*. 2007. № 6. С. 52-65.
8. Никонов А.А. Фенноскандия – недооцененная сейсмогенерирующая провинция / *Геофизика XXI столетия*. 2002 год: Сб. трудов IV геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2003. С. 207-214.

Тектоника Пьенинского Пояса Утесов (Западные Карпаты): комбинация надвигов мелкого заложения и сдвиговых перемещений по глубинному разлому

Душан Плашенка

Департамент геологии и палеонтологии, Университета им. Коммениуса, г. Братислава, Словакия;
plasienska@fns.uniba.sk

Пьенинский Пояс Утесов (ППУ, Pieniny Klippen Belt) представляет собой узкую (всего несколько километров), но очень длинную (до 600 км) шовную зону, имевшую сдвиговую кинематику в течение позднего олигоцена – миоцена. Она отделяет флишевый пояс Внешних Западных Карпат (ВЗК, External Western Carpathians), Пьенинские комплексы третичного возраста, объединенные в аккреционную призму, которые тектонически перекрывают Северо – Европейскую платформу, СЕП) от Централных Западных Карпат (ЦЗК, Central Western Carpathians) состоящих из австроальпийских комплексов, объединяющих меловой фундамент и пакеты тектонических покровов, а также включающих осадки, по возрасту – от юры до палеогена, с предельно различной литологией и крайне сложной внутренней структурой. В результате более чем столетних детальных исследований в этих комплексах были выделены многочисленные литостратиграфические и тектонические единицы, образовавшиеся на большом удалении друг от друга, и, следовательно, свидетельствующие о чрезвычайно большом укорочении и о последовавшем позднее перераспределении внутри этой узкой зоны [1, 2]. В связи с этим ППУ часто рассматривается как сутура (шовная зона), несмотря на отсутствие офиолитовых комплексов. Во многих местах ППУ сформирован из изолированных блоков – клиппов (жестких известняков возраста от среднеюрского до раннемелового), внедренных в «матрицу покровов» (пластичных глин, аргиллитов, мергелей и флиша, возраст – ранняя юра и от позднего мела до палеогена). Следовательно, ППУ часто характеризуется как мегабрекчия, меланж, или он даже может быть представлен как гигантское тело хаотического комплекса – олистостромы. Однако эта особенность структуры – «блоки в матриксе» – появилась как результат поздней стадии деформационной истории структурных единиц ППУ, характеризуемой движениями вдоль простиранья пояса по типу транспрессии и транстенсии. Эти черты бывшей надвиговой структуры ныне затушеваны, местами – полностью. В докладе представлено как поверхностное строение, так и глубинное геофизическое, равно как и данные бурения, с целью показать структуру и тектоническую эволюцию Пьенинского Пояса Утесов.

В соответствии с позицией ППУ на границе двух главных частей орогенной системы Западных Карпат он включает в себя единицы, ведущие свое происхождение из обеих частей. Тектоническая система ВЗК включает в себя

мегакомплексы Магура и Белые Карпаты, представленные верхнемеловыми и олигоценовыми осадочными формациями, главным образом флишевыми, а также мегакомплексом Орава, объединяющим осадки нижней юры – верхнего мела, разделенные на несколько надвиговых пластин. Из комплексов ВЗК, входящих в структурные единицы ППУ, они являются наиболее характерными и отличительными. Однако ППУ и зоны, прилегающие к его внутренней части, включают в себя также надвиговые пластины, происходящие из надвиговой системы ЦЗК, главным образом из фронтальной части надвигового мегакомплекса Фатрик. В дополнение к указанным различаются четыре набора перекрывающих осадочных комплексов, которые запечатывают подстилающие структуры: сенонский, палеоцен - нижнеэоценовый, верхнеэоценовый – нижнемиоценовый и средне-верхнемиоценовый. На основании структурных соотношений всех этих единиц и перекрывающих осадочных толщ различного возраста был реконструирован следующий сценарий тектонических событий компрессионального типа: 1) надвигообразование внутри чехла (*thin-skinned overthrusting*) и локальное образование лежащих складок (конец мела); 2) непоследовательное надвигообразование и/или постшарьяжное складкообразование (палеоцен); 3) растяжение и погружение; 4) возобновленное сжатие/транспрессия и перемещение по сдвигу (ранний миоцен). Несмотря на такую сложную историю, данные по постседиментационной тепловой истории показывают, что осадки ППУ никогда не были погружены на значительную глубину и все деформации проходили по хрупкому типу. По этой причине предполагается, что имело место поверхностное надвигообразование, не затрагивающее существенные глубины, и что рассматриваемые комплексы ППУ должны были всегда занимать достаточно высокую структурную позицию. Это могло бы указывать на продвижение в основном по подошве надвига, по типу движения в составе уже сформированного пакета пластин (“piggy-back” mode).

Раннемиоценовые транспрессионные события окончательно сформировали структуру ППУ, которая ограничена крупномасштабной положительной дивергентной «цветковой» структурой, фиксируемой по структурным данным на поверхности Земли, так же как и по отраженным волнам и данным бурения [3, 6, 7]. Ось этой цветковой структуры обычно совпадает с центральной частью в целом вертикальной зоны ППУ, внутри которой преобладают перемещения по типу горизонтального сдвига. Сдвиговые перемещения вдоль простирания ППУ ведут к формированию типичного стиля «тектоники утесов» (“klippen” tectonic style), вызванного распространяющимся хрупким разрывообразованием, который разрушает сформированную ранее складчато-надвиговую структуру. В структурном отношении все породы ППУ характеризуются многочисленными зеркалами скольжения с доминированием правостороннего сдвига под острым углом или субпараллельно к простиранию границ всего пояса. Раннемиоценовая правосторонняя транспрессия

предположительно имеет отношение к вращению против часовой стрелки блока ЦЗК по отношению к аккреционному клину ВЗК и подстилающей его СЕП, что сопровождается уменьшением ширины ППУ и его ороклинным поперечным изгибанием.

За многие десятилетия работ было определено, что поверхностное выражение ППУ более или менее следует за зонами аномалий в строении коры, которые фиксируются различными геофизическими наблюдениями (такими как гравитационные минимумы, изменение полярности Wiese-вектора, уступы в поверхности Мохо, локализация гипоцентров землетрясений и т.д.). Эти черты отождествлялись в прошлом с так называемым Перипьенинским линейментом, который рассматривался как долгоживущая глубоко проникающая зона разлома очень древнего происхождения. Современные геофизические исследования (глубокое профилирование отраженными и преломленными волнами, гравитационное моделирование, магнитотеллурическое зондирование и т.д.) подтвердили существование границы в масштабе коры, примерно совпадающей с поверхностным простираем ППУ. Она представляет собой границу между СЕП и так называемым блоком АЛКАПА (ALCAPA, сформированного в третичное время в результате переноса ансамбля Адриатических террейнов, сравните [5]) на более глубоком уровне коры. Результаты сейсмического (скорости сейсмических волн и отражающие горизонты) и гравитационного (плотностного) моделирования показали важные различия между свойствами коры блока АЛКАПА и СЕП [4], что подтвердило тесную связь ППУ как приповерхностного тектонического элемента с глубокой коровой или даже литосферной границей между двумя главными частями Карпатской орогенной системы.

В целом описанный выше тектонический сценарий документирует перемещение комплексов ППУ из подошвы аккреционного клина в его тыловую часть, определяемое стилем последовательного продвижения надвигания вдоль подошвы (*footwall-propagated thrusting style*). В этой позиции первоначальный складчато-надвиговый пояс был последовательно сокращен по ширине, вытянут и дезинтегрирован. Это произошло после уменьшения сближения на уровне коры и роста аккреционного клина путем мягкой коллизии между СЕП и блоком АЛКАПА. В результате ППУ остался зафиксированным в этой глубинной коровой границе и его запутанное строение объединяет как раннюю структуру покровов мелкого заложения, так и более позднее сдвиговое движение параллельно орогену.

Это исследование было поддержано Агентством Исследований и Развития Словакии через контракт № APVV-0465-06.

Литература (см. оригинальный текст ниже)

(перевод – Ф.Л.Яковлев)

Tectonics of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): a combination of shallow thrusting and deep-seated wrench fault movement

Dušan Plašienka

Department of Geology and Palaeontology, Comenius University Bratislava, Slovakia, plasienka@fns.uniba.sk

The Pieniny Klippen Belt (PKB) is a narrow (merely several km), but lengthy (up to 600 km) zone dominated by Late Oligocene – Miocene wrench tectonics. It separates the External Western Carpathians (EWC – “Flysch Belt”, Penninic units, Tertiary accretionary complex overriding the North European Platform – NEP) from the Central Western Carpathians (CWC – Austroalpine units, Cretaceous basement/cover nappe stack), and involves Jurassic to Palaeogene sediments with extremely variable lithology and intricate internal structure. During more than a century of detailed research, these have been subdivided into numerous lithostratigraphic and tectonic units of distant provenances, hence witnessing excessive shortening and subsequent dispersal within this restricted zone [1, 2]). The PKB is therefore often considered as a suture, in spite of lack of ophiolite complexes. In many places, the PKB is formed by isolated blocks of “klippen” (stiff Middle Jurassic to Lower Cretaceous limestones) embedded in the “klippen mantle” (soft Lower Jurassic and Upper Cretaceous to Palaeogene shales, marls and flysch formations). Consequently, the PKB has often been characterized as a tectonic megabreccia, mélange, or even it was speculated to represent a huge chaotic sedimentary body – an olistostrome. However, this peculiar “block-in-matrix” structure of the PKB appears to be result of later stages of the deformation history of the PKB units, governed by along-strike transpressional and transtensional movements. These obliterated, in places completely, former thrusting-related structures. We present both surface structural and subsurface geophysical and drilling data to reveal the structure and tectonic evolution of the PKB.

In accordance with its position at the boundary of two major parts of the WC orogenic system, the PKB involves units derived from both. The EWC tectonic system includes the Magura and Biele Karpaty superunits consisting of the Upper Cretaceous – Oligocene sedimentary formations composed mostly of flysch formations, and the Oravic superunit comprising Lower Jurassic – Upper Cretaceous sediments subdivided into several nappe units, which are the most characteristic and distinctive PKB units of their own. However, the PKB and zones adjacent to its inner side involve also nappe units derived from the CWC Cretaceous nappe systems, dominantly frontal partial nappes of the Fatric superunit. In addition to these, four sets of overstep sedimentary complexes that partly seal the underlying structures have been discerned: Senonian, Palaeocene – Lower Eocene, Upper Eocene – Lower Miocene and Middle – Late Miocene. Based on structural relations

of all these units and overstepping sedimentary covers of various ages, the following scenario for the PKB compressional tectonic evolution is reconstructed: 1) thin-skinned overthrusting and local recumbent folding (latest Cretaceous); 2) out-of-sequence thrusting and/or post-nappe folding (Palaeocene), 3) extension and subsidence (Upper Eocene – Lower Miocene); 4) renewed compression/transpression and wrench faulting (Lower Miocene). In spite of this complicated tectonic history, the data about the post-depositional thermal history indicate that the PKB sediments were never buried to considerable depths, and all the deformation occurred in the brittle field. For this reason it is assumed that shallow thrusting did not generate a significant burial and the PKB units must have always occupied a high structural position. This would indicate a footwall-propagated, “piggy-back” mode of thrusting.

The Lower Miocene transpressional event generated the final form of the PKB that is restricted to a large-scale positive bivergent “flower” structure indicated by the surface structural data, as well as by the seismic reflection profiles and deep drillings [3, 6, 7]. The flower is usually centred by a generally vertical zone of the PKB, in which strike-slipping prevailed. The along-strike wrench movements led to the formation of the typical “klippen” tectonic style caused by pervasive brittle faulting that destructed earlier fold-and-thrust structures. All PKB rocks are structurally characterized by numerous slickensides dominated by dextral oblique- and strike-slips subparallel to the PKB boundaries. The Lower Miocene dextral transpression is presumably related to counter-clockwise rotation of the CWC block with respect to the EWC accretionary wedge and underlying NEP, which was accompanied by narrowing and oroclinal bending of the PKB.

It is known for many decades that the surface trend of the PKB more-or-less follows the trend of crustal-anomaly zones indicated by various geophysical measurements (such as gravity minimum, change in polarity of the Wiese vectors, Moho steps, earthquake foci etc.). These were identified with the so-called “Peripieniny lineament” in the past, which was considered as a long-living, deep-seated fault zone of a very old origin. The modern geophysical investigations (deep seismic reflection and refraction profiling, gravity modelling, magnetotelluric measurements etc) confirmed the presence of a crustal-scale boundary roughly corresponding to the surface trend of the PKB, which represents the boundary between the NEP and the so-called ALCAPA block (Tertiary drifting assembly of Adria-related terranes – cf. [5]) in deeper crustal levels. The results of seismic (seismic waves velocities and reflections) and gravity (density) modelling showed important differences between the ALCAPA and European crust properties [4], which confirms that the PKB as a near-surface tectonic element is closely related to a deep crustal or even lithospheric boundary between two major parts of the Carpathian orogenic system.

In general, the above-described tectonic scenario documents a transfer of the PKB units from an accretionary wedge toe to its rear, governed by the footwall-

propagated thrusting style. In this position, the original fold-and-thrust belt was subsequently narrowed, stretched and disintegrated. This occurred after diminishing of the crustal convergence and growth of the accretionary wedge due to a soft collision between the NEP and the ALCAPA block. As a result, the PKB remained fixed to this deep-seated crustal boundary and its intricate internal edifice combines both the early shallow nappe structures and the late orogen-parallel wrench movements.

This study was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0465-06.

References

1. Andrusov D. The Pieniny Klippen Belt. In M. Mahel' (ed.): Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Inst. D. Štúr. Bratislava: 1974. P. 145-158.
2. Birkenmajer K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Stud. Geol. Pol. V. 88. P. 7-32.
3. Bielik M., Šefara J., Kováč M., Bezák V., Plašienka D. The Western Carpathians – interaction of Hercynian and Alpine processes // Tectonophysics. 2004. V. 393. P. 63-86.
4. Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedús E., Vozár J., Slaczka A., Tiira T. & Yliniemi J. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. Jour. Geophys. Res. 2006. V. 111, B3301, doi:10.1029/2005JB003647
5. Ratschbacher L., Frisch W. & Linzer G. Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: Structural analysis // Tectonics. 1991. N 10. P. 257-271.
6. Tomek Č. Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. Tectonophysics. 1993. V. 226. P. 417-431.
7. Vozár J., Szaláiová V., Šantavý J. Interpretation of the Western Carpathian deep structures on the basis of gravimetric and seismic sections. In: Rakús M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Surv. Slov. Rep., D. Štúr Publ. 1998. P. 241–257.

Вариации магнитных параметров платиноносных дунитов массива Кондер и их связь с локализацией пластической деформации на разных иерархических уровнях

В.А. Пьянков, П.С. Мартышко

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, v_pyankov@mail.ru

Платиноносный дунитовый массив Кондер, сходный по физическим свойствам дунитов с известными массивами Платиноносного пояса Урала, находится в своеобразной геологической обстановке и представляет собой кольцевое образование, по морфологии схожее с импакт-структурой. Считается, что эта куполовидная структура образовалась при диапировом внедрении дунитов. Почти круглое в плане пятикилометровое дунитовое тело окружено кольцевой зоной пироксенитов шириной около 150 метров. С целью изучения особенностей формирования платиноносного массива Кондер, исследованы магнитные свойства дунитов на более чем 150 образцах, отобранных по трем радиальным профилям, расположенных под углами друг к другу примерно 120° . Была предпринята попытка установить статистическую связь между величиной магнитной восприимчивости χ , остаточной намагниченности I_n , железистости F дунитов и удалением точек опробования от контакта с пироксенитовым кольцом. Исследованиями установлено, что зависимость величины магнитной восприимчивости χ от расстояния по всем трем профилям носит многоэкстремальный характер (за ноль принята точка контакта дунитов с пироксенитами) (рис. 1). Причем, наибольшей величины ($\sim 0,01$ ед. СИ) достигает первый от пироксенитового кольца максимум. Далее, с удалением от периферии дунитового массива, амплитуды экстремумов закономерно уменьшаются. Расстояние между экстремумами составляет примерно 150–200 метров. Вариации остаточной намагниченности I_n находятся в противофазе с пространственными изменениями магнитной восприимчивости χ , то есть максимумам магнитной восприимчивости χ соответствуют минимумы остаточной намагниченности I_n . Величина железистости F коррелирует с величиной магнитной восприимчивости χ . Возникает естественный интерес к вероятной природе чередующихся кольцевых аномалий дунитового массива Кондер. Через центр массива пройден субмеридиональный профиль длиной около 10 км [1], на котором с интервалом 50–200 км выполнены гравиметровые и магнитные наблюдения. Над массивом обнаружена интенсивная положительная аномалия силы тяжести. Магнитное поле над пироксенит-дунитовой зоной характеризуется резко переменным характером. Наблюдаемое гравитационное поле удовлетворительно совпадает с модельным полем, рассчитанным для вертикального цилиндра, радиус которого по геологическим и магнитометрическим данным

принят равным 2.7 км. Расчет выполнен для цилиндров с нижним основанием на глубинах 10 км и более [1]. Наилучшее совпадение измеренного и расчетного полей получено для плотности дунитов 3.3 г/см^3 .

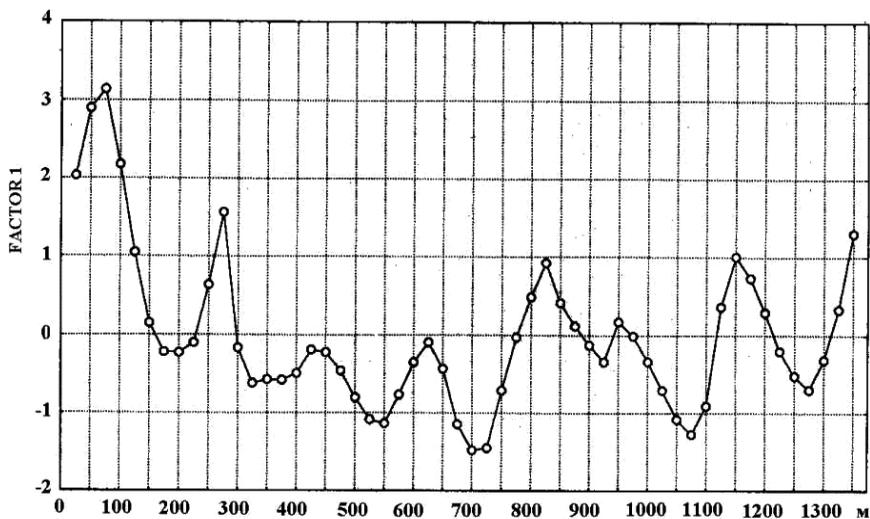


Рис. 1. Пространственные вариации нормированной магнитной восприимчивости

Поскольку в основу динамической модели образования массива Кондер заложена его диапировая природа, то деформации подвергалось твердое тело цилиндрической формы, которое под действием вертикальных подъемных сил проталкивалось сквозь матрицу вмещающих пород. Такой процесс можно представить как комбинацию прокатки и экструзии. В этом случае должна возникать самоорганизующаяся система accommodationных локальных полос сдвиговой деформации (макроаналог полос Людерса – Чернова). Такого рода локальные полосы сдвига возникают на поверхности деформируемого тела и распространяются по всему объему, представляя собой зоны-демпферы, препятствующие разрушению деформируемого объекта [2]. Полосы локализованной деформации в условиях стеснения могут проявляться на поверхности в виде гофра. Реликты гофрирования (повышенный гипсометрический уровень земной поверхности, коррелированный с магнитным полем) наблюдаются лишь на отдельных участках массива. С точки зрения синергетики в процессе взаимодействия матрицы вмещающих пород и деформируемого дунитового тела должны возникать самоорганизующиеся «вторичные структуры», являющиеся экраном, защищающим движущийся объект. Это сформулировано в универсальном принципе «структурно-энергетической приспособляемости» материалов при трении, то есть с процессами самоорганизации в трибосистеме. В нашем случае, вероятно, та-

кой вторичной структурой является кольцо пироксенитов шириной 150 метров. Это соизмеримо с расстоянием между экстремумами зон локализации деформаций и является еще одним подтверждением деформационной природы аномалий магнитных свойств. Вероятнее всего, мы наблюдаем иерархическую систему зон локализации пластических деформаций, возникших в результате одномоментного продавливания твердого тела в условиях стеснения. Так, в зонах минимумов магнитной восприимчивости χ наблюдается и более тонкая структура сопряженных полос сдвиговой деформации. Это так называемые полосы «массивных» дунитов на фоне вмещающих «полосчатых». «Массивные» дуниты менее подвержены процессам выветривания и отличаются от «полосчатых» существенно более высокими значениями остаточной намагниченности I_n . Кроме того, при их перемагничивании наблюдается магнитоакустическая эмиссия Баргаузена. Таким образом, по магнитным и магнитоакустическим данным установлена иерархия тонкой структуры магнитной зональности, сформированная в результате локализации сдвиговых деформаций в аккомодационные полосы. Пространственные размеры полос первого иерархического уровня соизмеримы с шириной кольца пироксенитов («вторичной защитной структуры») и составляют 150–200 метров.

Литература

1. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // ДАН. 1978. Т. 243, № 4. С. 991-994.
2. Панин В.Е., Гриняев Ю.В. Физическая мезомеханика: Новая парадигма на стыке физики и механики деформируемого твердого тела // Физическая мезомеханика. 2003. Т. 6, № 4. С. 9-36.

Пространственно-временные особенности вековых вариаций геомагнитного поля как инструмент сейсмического районирования

В.А. Пьянков, П.С. Мартышко

Институт геофизики УрО РАН, г. Екатеринбург, v_pyankov@mail.ru

Изучение аномальных вековых вариаций геомагнитного поля позволяет определить природу генерирующих их тектонических процессов и дает возможность ответить на вопрос о динамике тектонических сил, приводящих в движение блоки земной коры. Наиболее актуальной задачей является исследование пространственно-временных особенностей аномального векового хода, связанных с фоновой тектонической активностью. Изучение регионов с фоновой тектонической активностью интересно следующим: отсутствием соблазна увязать наблюдаемые тектономагнитные эффекты с необозримым множеством сейсмических событий и возможностью изучения всех фаз развития деформационного процесса. Этими фазами, предшествующими разрушению массива горных пород, являются образование деформационных доменов, последующая фрагментация и формирование полос локализации деформаций, представляющих собой зоны диссипации энергии тектонических напряжений. [1, 2]. Наиболее интенсивно диссипация тектонической энергии происходит на участках дизъюнктивных нарушений, представляющих собой высокопроницаемые блоки земной коры, в которых может наблюдаться активная миграция разного рода флюидов и газов. Исследование взаимосвязи аномальных вековых вариаций с фоновыми тектоническими процессами, протекающими в земной коре, позволяет решить вопрос о возможности применения магнитометрии в комплексе с другими геолого-геофизическими методами для изучения динамики тектонических напряжений и связанных с ней диссипативных явлений. Познание закономерностей тектонического развития изучаемого региона имеет принципиальное значение для сейсмического районирования. В результате многолетних исследований на территории Среднего и Южного Урала выделены субмеридиональные протяженные аномалии векового хода геомагнитного поля Т. Это Буткинская АВХ, пространственно совпадающая с Зауральским поднятием, и Башкирская АВХ, совпадающая со структурами Предуралья Краевого прогиба [3]. Отличительная особенность этих протяженных субмеридиональных зон – изменение знака приращений аномального векового геомагнитного поля во времени $\delta(\Delta T)$ в течение периода наблюдений. Наибольшей интенсивности аномальные изменения $\delta(\Delta T)$ – 10-15 нТл/год для Башкирской аномальной зоны достигают на северных субширотных профилях (район г. Уфа). Эти изменения происходят на фоне нормального поля с

амплитудами ± 2 нТл/год. Анализ статического магнитного поля показал отсутствие в земной коре в зонах аномального векового хода (АВХ) блоков горных пород с аномально высокими магнитными свойствами. Это позволило исключить из рассмотрения пьезомагнитную гипотезу происхождения аномальных вариаций. Остается альтернатива – гипотеза о связи аномальных вековых вариаций Т с внутриземными токами электрокинетической природы. Известно, что появление на земной поверхности АВХ электрокинетической природы возможно только при наличии в земной коре горизонтальных геоэлектрических неоднородностей или границ со скачком коэффициента потенциала течения. В результате экспериментальных исследований установлено, что выделенные зоны АВХ пространственно совпадают с участками повышенной электропроводности земной коры, которые в свою очередь приурочены к серии полос локализации сдвиговых деформаций [3]. Эти полосы проявляются как высокопроницаемые дизъюнктивные нарушения. В рамках гипотезы электрокинетической природы Башкирской и Буткинской АВХ была получена структурно-динамическая модель строения и развития как Предурального краевого прогиба, так и Зауральского поднятия. Модель представляет собой проницаемый влагонасыщенный протяженный блок земной коры, оканчивающийся высокопроницаемым дилатирующим включением. Вся система помещается в слабопроницаемой матрице и подвергнута воздействию переменных тектонических напряжений. В этом случае дилатирующее включение развивается при недренажных условиях деформирования. Т.е. скорость развития аномальных деформаций дилатирующего включения существенно выше скорости фильтрации порового флюида. В этом случае на начальном этапе деформационного процесса в зоне дилатирующего включения возникает участок земной коры с аномально низким давлением поровых вод. Это способствует движению порового флюида, возникновению электрокинетических токов и, следовательно, аномальных геомагнитных вариаций. Динамика аномального магнитного поля в зонах АВХ в рамках рассматриваемой модели отражает закономерности развития дилатирующих включений, проявляющиеся при стабилизирующем действии поровых вод и проходящие в виде эпизодического крипа. Тогда в зонах аномалий электрокинетической природы на Урале диссипация энергии тектонических напряжений должна происходить в основном путем асейсмического крипа. Это следует из сути тектонического процесса и поэтому вряд ли является особенностью только слабосейсмичного Уральского региона. Этот фундаментальный вывод нашел свое экспериментальное подтверждение только в настоящее время, когда за период с 2000 по 2007 гг было зарегистрировано более 2000 землетрясений. Причем, все они как правило располагаются внутри Уральской структуры, ограниченной с запада и востока зонами АВХ – участками интенсивной диссипации энергии тектонических напряжений. Отметим, что при изучении АВХ электрокинетической природы на Тянь-

Шане [4], получена зависимость между сейсмической активностью A_{10} и квадратом амплитуды аномальных вековых вариаций $\delta(\Delta T)^2$. Анализ эмпирической зависимости, замеченной для высокосейсмичного региона:

$$A_{10} = [-0,075(\delta\Delta T)^2 + 35 \pm 4] 10^{-2}$$

подтверждает наши выводы об универсальности особенностей диссипации энергии тектонических напряжений в зонах АВХ электрокинетической природы. В таких аномальных зонах диссипация энергии тектонических напряжений больше, чем на окружающей территории, следовательно, суммарная энергия, выделившаяся в виде землетрясений, меньше. Таким образом, подтвержденная для слабосейсмичного Урала закономерность является общей и для высокосейсмичных регионов.

Литература

1. Панин В.Е., Панин С.В., Мамаев А.И. Деформационные домены на мезоуровне в деформируемом твердом теле // Доклады РАН. 1996. Т. 350. № 1. С. 35-38.
2. Гриняев Ю.В., Панин В.Е. Полевая теория дефектов на мезоуровне // Доклады РАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 37-39.
3. Пьянков В.А., Шапиро В.А. Связь пространственно-временных характеристик аномального магнитного поля со структурно-динамическими особенностями строения и развития земной коры Урала // Прогноз землетрясений. № 7. Предвестники землетрясений магнитной, электромагнитной и электрической природы. Душанбе-Москва: Дониш. 1986. С. 234-248.
4. Поляков А.В. Анализ связи отклонений вековой вариации геомагнитного поля с сейсмичностью и другими геолого-геофизическими параметрами (на примере Северного Тянь-Шаня). Автореферат кандидаткой диссертации. М.: 1976. 21 с.

Пример активизации поперечной структуры при землетрясении с $M_w = 5.8$ в Байкальской рифтовой зоне

Н.А. Радзиминович

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, nradzim@crust.irk.ru

При относительно сильных землетрясениях ($M \sim 5-6$) в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) отмечаются случаи активизации разломов различной ориентации. Как правило, это проявляется в пространственном распределении афтершоков, но иногда можно наблюдать активизацию «независимых» структур в результате триггерного эффекта или обусловленную структурной обстановкой.

Одним из таких примеров служит землетрясение 13 ноября 1995 г с $M = 5.8$, произошедшее на северо-восточном фланге БРЗ. Его эпицентр располагался на северном отроге Южно-Муйского хребта, в борту Муйской впадины. Землетрясение сопровождалось афтершоками, эпицентрального поля которых вытянуто в направлении СВ-ЮЗ (рис. 1). Главный толчок расположен на северо-восточном замыкании афтершокового поля, откуда и началось разрывообразование (отметим, что землетрясение не предварялось форшоками).

Через двое суток после главного толчка к юго-востоку от него образовалась полоса эпицентров слабых ($M < 3.3$) событий СЗ простирания (азимут 326°). На то, что эта полоса трассирует активизированную структуру, указывают несколько фактов: временная приуроченность (обычно в БРЗ, пока идет основная фаза активности в афтершоковых последовательностях сильных землетрясений, то близлежащий район «молчит») и пространственная приуроченность – эта полоса ограничивает облако афтершоков с запада. В то же время события из данной полосы не являются афтершоками рассматриваемого землетрясения.

Изучаемый район находится под влиянием регионального поля напряжений «рифтового» типа, характеризующегося горизонтальным положением оси минимального сжатия σ_3 , ориентированной в СЗ румбах, и близвертикальным положением максимального сжатия σ_1 . Землетрясение 13 ноября «вписалось» в поле напряжений и, как видно из таблицы, не привело к его значимым пертурбациям. Механизм очага главного толчка показал на сбросообразование по СВ плоскости (рисунок), что совпадает с простиранием облака афтершоков и основных геологических структур в данном районе. Фокальные решения для большей части афтершоков соответствовали механизму главного события и геометрии эпицентрального поля, т.е. являлись следствием продолжающегося процесса разрывообразования в очаге главного толчка, «прорабатыванием» его основной плоскости.

Таблица. Характеристики стресс тензора

выборка	σ_1		σ_2		σ_3		R	SD	N	режим
	Az	pl	Az	pl	Az	pl				
1	359	76	243	6	152	13	0,14	11,8	15	радиальное растяжение
2	281	83	51	4	141	6	0,3	10,9	14	чистое растяжение

1 – выборка по фокальным решениям района исследований до землетрясения 1995 г; 2 – выборка для главного толчка и его афтершоков.

Az, pl – азимут и угол для осей главных напряжений; R – коэффициент, определяемый как $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$; SD – угол отклонения между наблюдаемыми и рассчитанными подвижками при соответствующем стресс тензоре; N – количество решений в выборке. Классификация режима дана по [1]. Расчет выполнен по программе Tensor [2]

В исходном поле напряжений, при вертикальном положении оси σ_1 , разрыв СЗ простирания был бы неактивен, т. к. он фактически параллелен оси растяжения, разница между ними составляет около 10° , что находится в пределах ошибки определения стресс тензора. Главный толчок и его афтершоки не изменили поле таким образом, чтобы разрыв СЗ направления стал благоприятно ориентированным для подвижки по нему. Однако, смещения по основному разлому (при его падении на ЮВ) заставили блок сдвигаться по этому структурному ограничению по правилу правого сдвига, т.е. они сработали как кинематическая пара. В пользу этого говорят и механизмы очагов нескольких землетрясений из афтершоковой последовательности, где есть плоскости СЗ простирания, по которым осуществлялось взбросо-сдвиговое (правостороннее) движение.

Такой тип «вспомогательных» разломов, необходимых для перемещения материала при достаточно больших подвижках по главным разломам, хорошо известен в тектонофизике, и в работе [3], например, носит название «трансформационных».

Для БРЗ такая активизация СЗ разломов в местах их пересечения с рифто-контролирующими разломами СВ простирания отмечалась и ранее, причем это явление наиболее часто встречается именно на северо-восточном фланге [2, 3].

Таким образом, в рассматриваемой последовательности проявилось два направления разрывов: инициирующее северо-восточное, следующее простиранию основных структур района, и активизированное поперечное северо-западное. Несмотря на то, что активизация проявилась в виде слабых по энергии землетрясениях, представленное здесь наблюдение свидетельствует о потенциальной опасности поперечных структур, иногда даже скрытых (невывявленных), особенно после смещений по разломам основного направления.

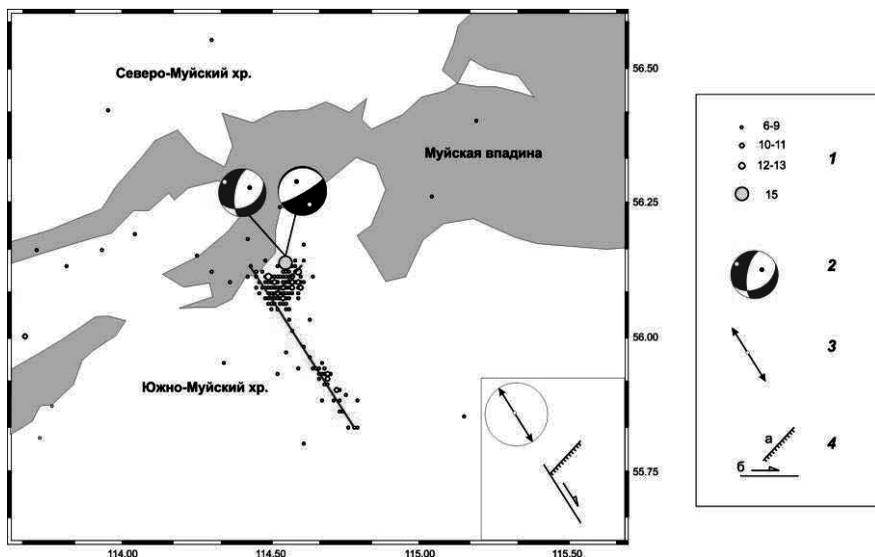


Рис. 1 . Эпицентры землетрясений района землетрясения 13.11.1995 г за период 1 ноября – 31 декабря 1995 г. На врезке показана кинематическая схема для описанной ситуации.

1 – эпицентры землетрясений соответствующего энергетического класса; 2 – фокальное решение для главного толчка в проекции нижней полусферы: серого цвета – решение центроида (Harvard CMT), черного - региональное решение по знакам первых вступлений Р волн; 3 – ориентация региональной оси растяжения; 4 – тип смещений по разломам: а – сброс, б – сдвиг

Работа выполнена при поддержке «Фонда содействия отечественной науке».

Литература

1. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., et al., Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1-38.
2. Delvaux D. The TENSOR program for reconstruction: examples from the East African and the Baikal rift systems. Terra Nova. 1993. V. 5. P. 216.
3. Семинский К.Ж.. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН. Филиал Гео. 2003. 244 с.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Т. Неотектоника / Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В. и др. Новосибирск: Наука. 1984. 205 с.
5. Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н. и др. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск: Наука. 1991. 111 с.

О процессах разупрочнения в окрестности сильных землетрясений и в зонах фазовых превращений в верхней мантии

М.В. Родкин

Геофизический центр РАН, г. Москва, rodkin@wccb.ru

Природа процессов, предшествующих реализации сильных землетрясений, несмотря на интенсивные исследования по проблеме прогноза землетрясений, остается неясной. Известно, что некоторые (называемые обычно предвестниками) особенности сейсмического режима могут наблюдаться за довольно значительное время (за несколько лет) до момента сильного землетрясения. Однако при этом обычно не вполне ясно, как ведут себя эти предвестники после реализации землетрясения, в постсейсмический период. Недостаточная изученность этого вопроса имеет ряд причин. Во-первых, период времени после сильного землетрясения обычно привлекает меньшее внимание исследователей, нацеленных на поиск предвестников сильных землетрясений. Во-вторых, возможные постсейсмические аномалии маскируются намного более сильным афтершоковым процессом.

Возможны два основных варианта постсейсмического режима. Предвестниковые особенности режима могут действительно отвечать процессам подготовки сильного землетрясения. В этом случае следует ожидать, что после реализации такого события относительно быстро восстанавливается исходный фоновый сейсмический режим. Но можно также предположить, что некоторые предвестниками аномалии отвечают не собственно процессу подготовки данного сильного землетрясения, но отражают некий процесс сейсмической активизации, отвечающий повышению вероятности реализации сильных землетрясений. В этом случае такие (как бы предвестниковые) особенности сейсмического режима могут сохраняться также и некоторое время после сильного землетрясения. Легко видеть, что этим двум сценариям отвечают весьма различные перспективы в вопросе прогноза землетрясений.

В связи с поставленной проблемой обсуждаются 1) комплекс особенностей сейсмического режима, выявляемый в окрестности неглубоких сильных землетрясений и 2) сравнительные отличия сейсмического режима в более и менее сейсмически активных областях, в частности в интервалах глубин повышенной и пониженной сейсмичности в верхней мантии. То есть, исследуется вопрос, какие статистические особенности сейсмического режима (кроме очевидного увеличения числа землетрясений) присущи наиболее сейсмоактивным пространственно-временным областям.

По данным мировых каталогов была построена обобщенная пространственно-временная окрестность сильного неглубокого землетрясения и исследован

режим сейсмичности в этой области. Были выделены и исследованы характер обратного каскада (нарастания форшоковой сейсмической активности к моменту главного события) и афтершокового процесса, но также и более слабая сейсмическая активизация, свойственная более широкой пространственно-временной окрестности сильного события. Было показано, что наравне с вполне ожидаемым развитием фор- и афтершокового каскада наблюдается ряд аномалий, отражающих специфический характер сейсмической активности в более широкой пространственно-временной окрестности сильных событий. Для фор- и афтершоковых каскадов характерно явственное нарастание величины аномалий к моменту главного события. Число фор- и афтершоков нарастает к моменту главного события по степенному закону. В целом картина развития форшокового каскада может быть проинтерпретирована как потеря устойчивости геофизической среды, описываемая методами теории катастроф. Величины аномалий, выделяемых в более широкой пространственно-временной области, не характеризуются столь же явным ростом к моменту главного события и представления теории катастроф здесь не представляются адекватными. Эти аномалии выявляются за довольно значительный (2–3 года) срок до сильного землетрясения, и продолжают примерно столько же после этого события.

Качественно особенности сейсмического режима в период развития фор- и афтершокового каскада, и в более широкой пространственно-временной области вокруг главного события довольно сходны. В обоих случаях фиксируются признаки развития некоего процесса разупрочнения, выражающегося в уменьшении величин кажущихся напряжений, в увеличении относительного вклада в излучении очага низкочастотных колебаний, в некотором росте коррелированности (однородности) напряженно-деформированного состояния. Отметим, что перечисленные особенности указывают на развитие некоего процесса разупрочнения горных пород, но не указывают на конкретный физический механизм развития процесса разупрочнения. Определенные указания на возможный характер этого процесса дает выявленный эффект преимущественного развития очагов землетрясений в этой области в направлении к поверхности Земли. Такой эффект может быть связан с ростом активности флюидной фазы и объясняться тенденцией прорыва легкой флюидной фазы в направлении меньших всесторонних давлений.

Близкий подход был уже использован автором ранее для сравнения пространственных зон повышенной и пониженной сейсмической активности, в частности характера глубокофокусной сейсмичности в интервалах глубины большей и меньшей плотности числа землетрясений. В результате таких сравнений было выявлено, что области повышенной плотности очагов землетрясений характеризуются относительно пониженными величинами кажущихся напряжений. Аналогично исследовались изменения характера глубокофокусной сейсмичности с глубиной. Отметим, что ранее уже было

показано соответствие средних по планете интервалов глубины повышенной сейсмичности с предполагаемыми зонами превращения вещества погружающейся плиты. Для интервалов глубин повышенной плотности числа землетрясений (предположительно глубин твердотельных превращений) были выявлены, в основном, те же особенности режима, что присущи обобщенной пространственно-временной окрестности сильных землетрясений. А именно, для происходящих здесь землетрясений оказываются характерны относительно низкочастотные по характеру излучения и медленнее развивающиеся очаги землетрясений, а также пониженные значения кажущихся напряжений.

Проведенное сопоставление свидетельствует о значительной аналогии процессов, протекающих в областях твердотельных превращений в верхней мантии и в окрестности сильных землетрясений. Такая аналогия может рассматриваться как косвенное указание в пользу предложенной ранее автором флюидометаморфогенной ФМ и фазовой модели сейсмогенеза.

Отметим также, что в окрестности сильных землетрясений предположительно выявляются два процесса дестабилизации (разупрочнения) геофизической среды. Один – захватывающий большую пространственно-временную окрестность сильного землетрясения может отвечать некоторой общей сеймотектонической активизации данной области, выражающейся также в росте вероятности реализации сильных землетрясений. Второй – связан непосредственно с данным очагом сильного землетрясения и соответствует развитию степенных фор- и афтершокового каскада. Этот второй процесс разупрочнения проявляет черты делающие перспективным его описанием в рамках представлений теории катастроф.

О сейсмическом режиме Тянь-Шаня

А.Б. Садыкова

Институт сейсмологии МОН РК, г.Алматы, Казахстан, aluadin@mail.ru

Тянь-Шаньская горная система простирается от западных границ Китая (СУАР КНР) через территории Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана и Таджикистана и является одной из наиболее высокосейсмичных в мире. Сейсмичность этого региона стала изучаться лишь с конца XIX века. В ее пределах известны крупные сейсмические события с $M \geq 8$. Сейсмичность в регионе остается высокой и в настоящее время. Силами ученых-сейсмологов России, Центральной Азии и КНР на этой территории с 90-х годов прошлого века проводятся комплексные научные исследования с целью оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений [1, 2, 3]. В результате совместных работ разработан единый, унифицированный каталог землетрясений Тянь-Шаня. На его основе построены карты эпицентров землетрясений, составившие базу для изучения особенностей распределения сейсмичности по площади. Очаги землетрясений распределены неравномерно, наблюдается чередование участков с пониженными и повышенными значениями сейсмической активности.

Для количественной оценки сейсмичности и сейсмической опасности составлены карты параметров сейсмического режима, совместный анализ которых, позволил выделить основные сейсмоактивные зоны, в целом соответствующие главным сейсмогенерирующим структурам. В их пределах подавляющее большинство слабых и сильных землетрясений, приурочено к линейным структурам в основном близширотного простирания. Это, прежде всего, Северо-Тянь-Шаньская и Южно-Тянь-Шаньская зоны (структуры первой категории), которые с запада на восток протягиваются на 2000–2500 км и являются границами, отделяющими Тянь-Шаньскую горную систему с севера и юга от сопредельных структур Таримской, Туранской плит и Казахского щита. Достаточно четко выделяются также линеаменты северо-западного и близмеридионального простирания, пересекающие или соединяющие указанные выше сейсмоактивные зоны Северного и Южного Тянь-Шаня. Наиболее значительными из них являются Таласо-Ферганская и Восточно-Иссык-Кульская зоны (рис. 1). Такие же линеаментные зоны отмечаются и на территории Восточного Тянь-Шаня в пределах СУАР (КНР).

Согласно результатам экспериментальных исследований в пространственно-временном распределении сейсмичности присутствуют достаточно ярко выраженные элементы организации [4, 5]. Сильные землетрясения, как правило, приурочены к границам блоков разного ранга и образуют линейно

вытянутые зоны разного направления (рис. 1), причем, чем больше их размеры, тем выше магнитуда происходящих в них землетрясений.

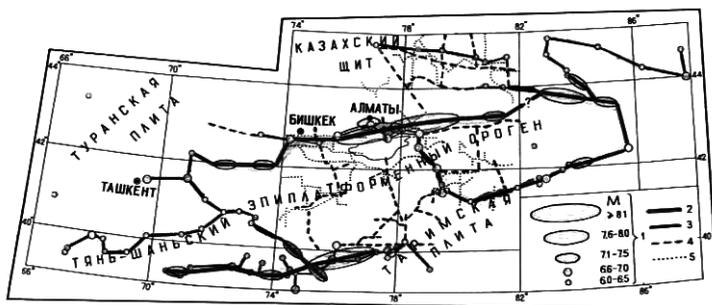


Рис. 1. Пространственная структура сейсмичности по землетрясениям с очагами разной энергии:

1 – магнитудная классификация землетрясений; 2-4 – линейные зоны сейсмичности, образованные землетрясениями с $M = 7,1-8,3$ (2); с $M = 6,0-7,0$ (3); с $M = 4,7-5,9$ (4); 5 – ЛМПЭ по слабым землетрясениям ($K \geq 7,0-8,6$)

Развитие сейсмического процесса во времени есть закономерное чередование периодов накопления и высвобождения условных деформаций. Построены графики Беньоффа для различных сейсмоактивных зон Тянь-Шаня, на которых период отсутствия землетрясений, близких по энергии максимальному, характеризуется монотонным нарастанием накопленных деформаций. Во втором периоде происходит интенсивное высвобождение деформаций, когда в течение определенного интервала времени возникает группа сильных землетрясений [6]. Анализ приведенных графиков позволил сделать вывод о квазициклическом характере изменения сейсмического режима во времени в пределах крупных сейсмоактивных зон, под которым понимается закономерное чередование периодов активизации и затишья сейсмического процесса в целом.

Таким образом, развитие сейсмического процесса во времени в энергетическом плане представлено закономерной сменой периодов накопления и разрядки упругих деформаций, что может быть использовано для грубого долгосрочного прогноза сильных землетрясений.

Исследование зависимости времени возникновения землетрясений от долготы эпицентра позволило сделать вывод о наличии волн миграции эпицентров землетрясений. Причиной их могут быть сверхдлиннопериодные деформационные возмущения, которые обеспечивают подкачку энергии в сейсмоактивные объемы земной коры для восполнения ее дефицита в результате фоновой сейсмичности и, возможно, оказывают триггерное воздействие в отношении сильных землетрясений. Количественные расчеты, проведенные для ряда сейсмоактивных зон, показали, что величина энергии, переносимой

деформационными волнами, оказалась сопоставимой с оценками потока сейсмической энергии, выделяющейся в очагах сравнительно слабых землетрясений, возникающих вдоль линии простирания сейсмогенных зон [7]. Уверенно выделяются волны, распространяющиеся с запада на восток, менее уверенно – в обратном направлении. Основные параметры волн, идущих с запада на восток, следующие: длительность активной фазы – 10–15 лет, пассивной – 30–40 лет, полного цикла – 45–50 лет, скорость миграции – 7–8 км/год и длина волны – 350–400 км [8].

Указанные волны, обладая солитоновой природой, по-видимому, играют важную роль в направленности пространственно-временного развития сейсмического процесса [9; 10]. Они стабильно выдерживают свои динамические и кинематические параметры в течение длительного периода времени. Наиболее важным следствием, вытекающим из полученных данных, является повторяемость волн тектонических деформаций, чем и объясняется наблюдаемый циклический характер сейсмического процесса. Причем, параметры сейсмического цикла (периоды, размеры блоков) зависят от величины землетрясения. Таким образом, процесс выделения сейсмической энергии может быть описан широким спектром, каждая гармоника которого характеризует цикличность определенного порядка с соответствующим периодом. Это может быть связано с наличием определенной иерархии в блоковой структуре, каждый из блоков которой характеризуется определенными размерами и некоторым преимущественным периодом колебаний. Полученные результаты позволяют сделать вывод о блочно-циклической модели развития сейсмического процесса [11].

Литература

1. Сыдыков А. Сейсмический режим территории Казахстана. Алматы: Ғылым. 2004. 270 с.
2. Explanation of Tianshan seismic intensity zoning map (scale 1:2 000 000). 1996. 15 p.
3. Джанузаков К.Д., и др. Каталог землетрясений Тянь-Шаня // Inland earthquake. 1997. V. 11. 183 p.
4. Сейсмичность территории Узбекистана / Уломов В.И. и др. Ташкент: Фан. 1990. 343 с.
5. Сыдыков А., Садыкова А.Б. Сейсмический режим и вопросы долгосрочного прогноза // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. Алматы: 1997. С. 152-160.
6. Сыдыков А. Закономерности накопления и высвобождения сейсмической энергии на примере некоторых сейсмоактивных зон // Докл. МН-АН РК. 1996. № 5. С. 56-60.
7. Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на границе литосферных плит // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 40-55.
8. Sydykov A. Regularities of seismic manifestation and long-time prediction of strong earthquakes in the North Tien-Shan. // Proceedings of the 3-rd Intern. Simposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk. Liblice Castle, Czechoslovakia. 1985. P. 100-104.
9. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе. 1989. 140с.

10. Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43-53.
11. Сыдыков А., Садыкова А.Б. Блочно-циклическая модель сейсмического режима // 2-й междунар. геол. конгресс Казахстана. 1998 г. Алматы: 1998. С. 184.

Исследование свойств длиннопериодного сейсмического шума на станциях «Пулково» и «Тарту» («Васула»)

К.Ю. Санников, Е.Л. Лыскова

Кафедра физики Земли Санкт-Петербургского Государственного Университета,
г. Санкт-Петербург, lyskova@paloma.spbu.ru

Сейсмическая станция «Пулково» с самого момента своего основания характеризовалась высоким уровнем длиннопериодного шума, который заметил еще Б.Б. Голицин [1] и связал с силой местных ветров. С середины 60-х гг исследования шума в микросейсмической области проводились Е.М. Линьковым [2]. В результате были определены области генерации микросейсм, установлено преобладание волн Релея и небольшая доля волн Лява в микросейсмических колебаниях, соответствующих периодам 3–18 с. Свойства длиннопериодного сейсмического шума с периодами колебаний 18–100 с до настоящего времени не исследовались.

Зависимость уровня длиннопериодного шума от метеорологических факторов для станции «Пулково» была исследована авторами в 2004–2005 гг [3, 4]. В результате был выявлен высокий уровень шума для колебаний с периодами выше 20 с как во время штиля, так и в ветреные дни. Кроме того, была установлена сильная зависимость уровня шума от скорости ветра для горизонтальных компонент. При этом на компоненте E-W уровень шума был выше в 1.5–1.7 раза по сравнению с компонентой N-S. Подобное явление не наблюдалось в периоды штиля, в течении которых шум на горизонтальных компонентах в среднем был одного уровня.

В данном исследовании реализован подход Дж. Петерсона [5, 6], основанный на усреднении станционных спектров мощности как по ансамблю, так и по времени. Однако подход Дж. Петерсона не позволяет исследовать поведение различных частотных составляющих сейсмического шума с течением времени.

В 2007 г для станций «Пулково» [7], «Тарту-Васула», расположенных на южном берегу Финского залива, а также для станции «Ловозеро», расположенной на Балтийском щите, и станции «Обнинск» — в центральной районе Русской плиты, был проведен спектрально-временной анализ сейсмических записей за период 1999–2007 гг. Исследования выявили нестабильность уровня шума на вертикальной компоненте для станций «Пулково» и «Тарту-Васула». Аномально высокий шум на станции «Пулково» держался на протяжении 1999–2001 гг, затем упал до уровня станции с невысоким уровнем шума («Обнинск», «Ловозеро»), начал подниматься в 2003 г, опять упал в 2005 г и вернулся на высокий уровень в 2006 г. Для станции «Тарту-Васула» аномально высокий шум наблюдался в течение 1999–2003 гг, затем упал в 2003 г и в 2006 г поднялся до прежнего уровня. Описанные процессы показыва-

ны на рис. 1 для усредненного по ансамблю спектру мощности шума, соответствующего колебаниям с периодом 50 с. Подобное поведение характерно для весьма широкой полосы длиннопериодного шума от 20 до 100 с.

Возможное влияние строения земной коры в районе расположения станций «Пулково» и «Тарту–Васула» исследовалась с помощью метода матричного прапогатора Томсона-Хаскелла на моделях, содержащих тонкие ослабленные горизонтальные слои и слои с нежестким контактом. Моделирование показало, что подобные модели способны объяснить изменения уровня шума только в пределах 5–10 дБ, в то время как реальные изменения мощности шума покрывают диапазон до 40 дБ.

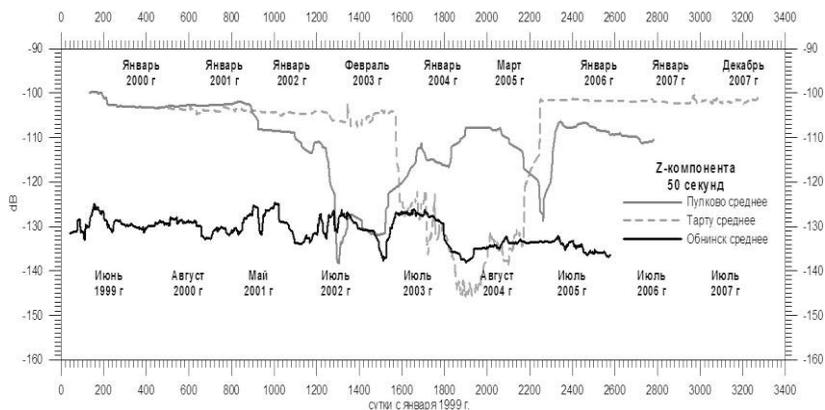


Рис. 1

Литература

1. Голицын Б.Б. Лекции по сейсмометрии. СПб.: Типография Императорской Академии наук. 1912.
2. Линьков Е.М., Трипольников В.П. Сведения о движениях при микросейсмических волнах // Сейсмические исследования. М.: Наука. № 6. 1965.
3. Sannikov K.Yu., Karpinsky V.V., Lyskova E.L. Long-Period Seismic Noise at Seismic station PUL (GEOFON Network) // Proceedings of the International Conference Problems of Geocosmos. St. Peterburg, 2004. P. 236-239.
4. Санников К.Ю., Лыскова Е.Л. Вариации длиннопериодного шума на сейсмической станции Пулково в полосе частот от 0.5 до 0.008 Гц в 1999-2003 гг // Вопросы геофизики, Ученые записки СПбГУ. 2005. Вып. 38, № 438. С. 56-62.
5. Peterson J. Observations and modeling of seismic background noise // Open-File Report 93-322, Albuquerque. New Mexico: 1993.
6. Peterson J. Preliminary observations of noise spectra at the SRO and ASRO stations // U.S. Geological Survey Open-File Report 80-992. 1980. P. 25.

7. Лыскова Е.Л., Санников К.Ю. Мониторинг длиннопериодного шума на станции Пулково // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Казань: Изд. КГУ. 2007. Т. 2. С. 88-89.

Моделирование переходных режимов сейсмического процесса

В.Б. Смирнов^{1,2}, А.В. Пономарев¹, П. Бернар³

¹ – Институт Физики Земли РАН, г. Москва

² – Физический факультет МГУ, г. Москва, vs60@phys.msu.ru

³ – Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

На основе серии лабораторных экспериментов выявлены закономерности возбуждения и релаксации процесса разрушения в горных породах; аналогичные закономерности выявлены в натуральных условиях; предложена физическая идея и ее математическая иллюстрация, объясняющие полученные экспериментальные результаты.

Целью экспериментов было выявление характера возбуждения процесса разрушения, инициированного внешним воздействием, и его релаксации при прекращении воздействия в зависимости от уровня действующих напряжений. При различной скорости нарастания «ступеньки» инициирующей деформации акустический отклик, отражающий процесс развития разрушения, проявляется по-разному. При больших скоростях деформации наблюдался процесс, схожий с афтершоковыми последовательностями, при меньших – с сейсмическими роями. Характер и параметры акустической активности закономерно изменяются с увеличением действующих напряжений. В случае «роеподобной» активности (при относительно малых скоростях нарастания «ступеньки» деформации) время максимума активности (и, соответственно, момент начала спада активности) увеличивается с увеличением действующих напряжений. В случае «афтершокоподобной» активности (при относительно больших скоростях нарастания «ступеньки» деформации) от уровня приложенных напряжений зависят параметры обобщенного закона Омори. Величина, характеризующая длительность задержки начала степенного спада активности увеличивается с ростом уровня нагрузки (подобно увеличению времени до начала спада «роеподобной» активности). Аналогичные закономерности выявлены в натуральных условиях по данным эксперимента по разрушению среды, вызванному закачкой воды в скважину (Сультц-су-Форе, Франция). Для объяснения полученных экспериментальных результатов выдвинута гипотеза о конкуренции процессов возбуждения и релаксации. Соответствующее математическое моделирование подтвердило действенность этой гипотезы.

Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS

Г.М. Стеблов¹, Т.А. Грекова¹, Н.Ф. Василенко², А.С. Прытков²,
Д.И. Фролов³

¹ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, steblov@ifz.ru

² – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

³ – Физико-технический институт РАН, г. Санкт-Петербург

Курило-Камчатская зона субдукции является наиболее подвижным и сейсмоактивным регионом в северо-восточной части Евразии, где скорость сближения океанической и континентальной литосферных плит достигает 82 мм/год. Здесь происходят как наиболее крупные (с магнитудой $M > 8$), так и самые глубокие (более 600 км) землетрясения. Этот тектонически активный регион является одним из немногих, где до недавнего времени не проводились исследования современными методами космической геодезии. В 1997 г на Камчатке были установлены первые станции GPS, ставшие основой для развития современной постоянной сети этого региона. С 2006 г на островах Курильской гряды от Камчатки до Хоккайдо также развернута сеть станций GPS, которая вместе с уже существующей Камчатской сетью GPS даёт обширный экспериментальный материал для геодинамического анализа всего региона. Первоначальной целью развёртывания Курильской сети было изучение медленных межсейсмических деформаций и распределения тектонических напряжений вдоль островной дуги, подобно тому, как это было сделано по Камчатской сети. Однако через полгода после установки Курильских станций произошли известные Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г с $M = 8.3$ и 13 января 2007 г с $M = 8.1$ (Каталог СМТ), которые прервали достаточно длительное сейсмическое затишье в данном регионе. Землетрясения с сопоставимой магнитудой в центральной части Курильской островной дуги не регистрировались почти 100 лет (с 1915 г). В то же время, в Южных и Северных Курилах крупные события происходят значительно чаще. В результате Симуширских событий на всех установленных станциях Курильской сети были зафиксированы значительные сейсмические подвижки, а на ближайших станциях отмечены также и заметные постсейсмические движения в течение многих месяцев [1]. Аналогичная сейсмическая и постсейсмическая активность отмечалась и во время Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г на станциях Камчатской сети [2]. Суммарная величина постсейсмических смещений для этого события оказалась сопоставимой с величиной сейсмической подвижки так же, как и для первого из Симуширских (15.11.2006) событий, что является, по-видимому, общим свойством таких крупных субдукционных землетрясений, происходящих в разных частях Курило-Камчатской островной дуги. Возможно, это

также характерно и для событий в других аналогичных по строению регионах, как, например, Суматринское землетрясение 26.12.2004 с $M = 9$ в районе Андаманских островов [3]. Геодезическое исследование пресейсмической, сейсмической и постсейсмической активности изучаемого региона основано на анализе временных рядов положений наблюдательных пунктов. Ежесуточные оценки этих положений были получены с помощью программного пакета GAMIT/GLOBK, широко применяемого в мировых научных центрах для обработки измерений GPS. Для привязки измерений на островных станциях к геоцентрической системе координат, изначально, в совместную систему уравнений наблюдений были включены измерения на 12 ближайших опорных станций глобальной сети IGS, а также использованы высокоточные параметры орбит спутников GPS и параметры вращения Земли из глобальных центров данных GPS. Полученные таким образом ежесуточные решения затем были объединены с аналогичными ежесуточными решениями по 190 опорным станциям глобальной сети путём совместного взвешенного осреднения. Окончательно, в исходную систему координат было введено вращение, фиксирующее Североамериканскую плиту, так, чтобы результирующие временные ряды смещений станций в преобразованной системе координат отражали процесс деформирования этой плиты. Горизонтальные смещения для обоих Симуширских землетрясений варьируют от 400–450 мм на ближайших станциях до 5–10 мм на удалении, примерно, 500 км от гипоцентров. Так как среднеквадратический разброс ежесуточных оценок координат станций составляет 2–3 мм по каждой из горизонтальных компонент, то расстояние, на котором возможно выделение сейсмических скачков от данных событий, не превосходит, примерно, 1000 км. Данные о полных статических смещениях на земной поверхности во время землетрясений широко используются для моделирования подвижки по разрыву в очаге и последующей оценки скалярного сейсмического момента, выделившегося в ходе события. При этом обычно применяется сравнительно простая модель смещений в однородном упругом полупространстве с плоской равномерной дислокацией в очаговой зоне [4]. Такой подход был использован при анализе Кроноцкого землетрясения [2]. Однако при моделировании очагов Симуширских землетрясений, в связи с достаточно большими расстояниями станций от гипоцентров и большой протяжённостью очагов была применена значительно более сложная модель, учитывающая сферичность и слоистость упругой среды [5], а также неравномерность подвижки и изгиб самой зоны разрыва [1]. Такое усложнение позволило избежать существенных ошибок в оценке подвижек по разрыву, которые в данном случае составили бы 30–50 % для более простой модели. Получившиеся оценки скалярного сейсмического момента превосходят, примерно, в 2 раза сейсмические оценки (СМТ) для обоих Симуширских землетрясений, что является, по-видимому, следствием упрощённости модели точечного источника, заложенной в СМТ.

Другой отличительной особенностью данной пары событий является расположение максимума распределённой подвижки в южной части зоны афтершоков, что практически совпадает с гипоцентром, хотя обычно крупные мелкофокусные землетрясения начинаются с небольшой подвижки вблизи гипоцентра. Таким образом, к настоящему времени на основании собранных геодезических данных (с 1997 г по Камчатке и с 2006 г по Курилам) удалось оценить параметры очагов и их особенности для ряда крупных землетрясений в районе Курило-Камчатской дуги, а также выявить геометрию межплитового каплинга вдоль Камчатки [6], и, частично, для Курил. В целом, глубина сейсмогенной зоны характеризуется монотонным увеличением в направлении от стыка Курило-Камчатской дуги с Алеутской к югу Камчатки и северным Курилам, сопоставимой глубиной в южных и северных Курилах и предположительным убыванием в средней части Курил. Возможно, этим объясняется значительно больший интервал между крупными землетрясениями в средней части, по сравнению с северной и южной частями Курил. В дальнейшем, по прошествии достаточного времени после Симуширских событий 2006–2007 гг и по мере накопления новых данных предполагается уточнить данную гипотезу относительно средней части Курильской гряды.

Литература

1. Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I. Coseismic and Postseismic Deformations From Great 2006-2007 Kuril Earthquakes Revealed by Regional GPS Observations // *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, 2007. V. 88, N. 52. Abstract G13A-0916.
2. Bürgmann R., Kogan M.G., Levin V.E., Scholz C.H., King R.W., Steblov G.M. Rapid aseismic moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28, N. 7. P. 1331-1334.
3. Рогожин Е.А., Захарова А.И. Сейсмотектоника очаговых зон цунамигенных землетрясений // *Геофизические исследования*. 2006. Вып. 6. С. 3-12.
4. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // *Bull. of Seism. Soc. Amer.* 1985. V. 75, N. 4. P. 1135-1154.
5. Pollitz F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth. // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125, N. 1. P. 1-14.
6. Bürgmann R., Kogan M.G., Steblov G.M., Hilley G., Levin V.E., Apel E. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110, N. B7. P. B07405(1-17).

Анализ кинематических типов смещений в очагах землетрясений Земли

В.В. Степанов

ОАО «Инженерный Центр ЕЭС» – филиал «Центр службь геодинамических наблюдений в энергетической отрасли», г. Москва, stepanov-vv@yandex.ru

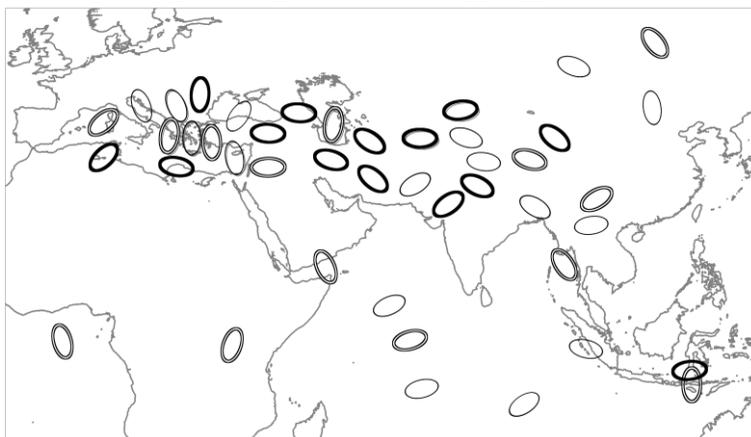
Предлагается кинематическая классификация механизмов очагов землетрясений с целью анализа закономерностей их распределения в пределах глобальных и региональных геоструктур, выполненная на примере каталога Гарвардского Университета (США) за 1977–2007 гг.

Таблица 1. Классификация кинематических типов смещений в очагах землетрясений по данным о механизмах очагов землетрясений (HARVARD, 1977–2001)

Условия сортировки	N	Тип преобладающего смещения	№ группы
$D_3 < D_1$; $D_3 \leq 30$; $D_1 > 50 \leq 60$;	132 0	взбросы	1
$D_3 < D_1$; $D_3 \leq 30$; $D_1 > 60$;	541 3	взбросы	1
$D_3 < D_1$; $D_3 \leq 30$; $D_1 > 40 \leq 50$;	546	сдвиго-взбросы	2
$D_3 < D_1$; $D_3 > 30 \leq 40$; $D_1 > 50 \leq 70$;	878	сдвиго-взбросы	2
$D_1 = D_3$; $D_1 \leq 30$; $D_3 \leq 30$;	596	сдвиги	3
$D_1 < D_3$; ($D_1 \leq 30$); ($D_3 \leq 30$);	167 3	сдвиги	3
$D_1 < D_3$; ($D_1 \leq 30$); ($D_3 > 30 \leq 40$);	451	сдвиги	3
$D_1 < D_3$; ($D_1 > 30 \leq 40$); ($D_3 > 30 \leq 40$)	59	сдвиги	3
$D_3 < D_1$; $D_3 \leq 30$; $D_1 \leq 30$;	153 8	сдвиги	3
$D_3 < D_1$; ($D_3 \leq 30$); ($D_1 > 30 \leq 40$);	448	сдвиги	3
$D_3 < D_1$; $D_3 > 30 \leq 40$; $D_1 > 30 \leq 40$;	90	сдвиги	3
$D_1 < D_3$; ($D_1 \leq 30$); ($D_3 > 40 \leq 50$);	419	сбросо-сдвиги	4
$D_1 < D_3$; ($D_1 > 30 \leq 40$); ($D_3 > 50 \leq 60$);	364	сбросо-сдвиги	4
$D_1 < D_3$; ($D_1 \leq 30$); ($D_3 > 50 \leq 60$);	772	сбросы	5
$D_1 < D_3$; ($D_1 \leq 30$); ($D_3 > 60$);	268 7	сбросы	5
$D_1 = D_3$; $D_1 > 30 \leq 45$; $D_3 > 30 \leq 45$;	60	взрезы	6
$D_1 < D_3$; ($D_1 > 30 \leq 40$); ($D_3 > 40 \leq 50$);	303	взрезы	6
$D_1 < D_3$; ($D_1 > 40 \leq 50$); ($D_3 > 40 \leq 50$);	152	взрезы	6
$D_3 < D_1$; $D_3 > 30 \leq 40$; $D_1 > 40 \leq 50$;	379	взрезы	6
$D_3 < D_1$; ($D_3 > 40 \leq 50$); ($D_1 > 40 \leq 50$);	164	взрезы	6

Примечание: N – количество событий в исходном каталоге (удалены выборки с нулевым количеством событий).

На основе предложенной классификации получено распределение кинематических типов смещений в очагах землетрясений Земли в плане и по глубине, соответствующее модели новой глобальной тектоники. Выделяются зоны преобладающих типов смещений: 1) взбросов – в пределах земной коры в зонах альпийской складчатости, островных дуг и др., 2) сбросов – в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, в рифтовых зонах Африки, Байкала, в области Эгейского моря, в зоне Срединного Каспия, в зонах субдукции – от глубоководных желобов океана на поверхности до глубин 650 км и др.; 3) сдвигов – в океанических зонах трансформных разломов, калифорнийского побережья Северной Америки, в зонах континентальной альпийской складчатости в сочетании с другими типами смещений и др. В результате анализа планового распределения типов смещений по площади, выделены однородно-напряженные объемы земной коры, для которых по методике [2] построены поля региональных напряжений для Евразийского континента, представленные на рис. 1. Отмечается устойчивая тенденция в ориентации осей относительного сжатия (короткие оси эллипсов) и растяжения (длинные оси эллипсов) в пределах регионов и резкая смена в ориентации осей на границах региональных структур.



Эллипсоиды напряжений и положение в них осей главных напряжений: 1 - растяжения, 2 - промежуточного, 3 - сжатия; а) сбросовое поле; б) сдвиговое поле; в) взбросовое поле

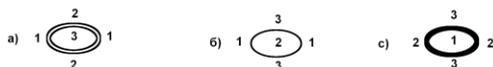


Рис. 1.

Литература

1. Каталоги механизмов очагов землетрясений с 1977 по 2007 г. HARVARD – <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
2. Гущенко О.И., Степанов В.В., Сим Л.А. Направления действия современных мега-региональных полей напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии // ДАН СССР. 1977.

Направления и величины смещений в очагах землетрясений

В.В. Степанов

ОАО «Центр службы геодинамических наблюдений в энергетической отрасли» – филиал ОАО; «Инженерный Центр ЕЭС», г. Москва, stepanov-vv@yandex.ru

На основе данных [1] и по методике изложенной в работах [2, 3] автором проведены определения реализованных плоскостей, векторов, кинематических типов смещений в очагах сильных землетрясений Кавказа, Каспия, Копет Дага, Алтая, Байкала и некоторых других районов. Для более полной характеристики очагов землетрясений проведены сравнительные оценки средних амплитуд смещений (D м) и протяженности (L км) реализованных плоскостей на основе эмпирических сейсмологических соотношений (L/M ; L/M_0 ; D/M_0 , где M – магнитуа землетрясения; M_0 – сейсмический момент), из работ [4, 5], и эмпирических геологических соотношений (D : r : $R = 1$: 20 : 60 , где R – малый и большой радиусы эллиптической плоскости разлома, с реализацией смещения по r) из работы [6]. Геологическое соотношение получено на основе обширного фактического материала по результатам прямых измерений плоскостей сместителей и амплитуд смещений разломов в шахтных выработках на угольных и рудных месторождениях СССР. Рассматривая геологические разломы как палеоземлетрясения геологического прошлого, используя данное соотношение и уравнение сейсмического момента ($M_0 = DS\mu$), автором получено выражение $M_0 = 0.02325 R^3\mu$, [3], позволяющее использовать геологические соотношения для оценки параметров реализованных смещений в очагах современных землетрясений. Геологический разлом обычно рассматриваются, как результат многократных подвижек, в отличие от одноактного смещения по разлому в очаге современного землетрясения. В общем виде, суммирование подвижек по одной плоскости, выражается в увеличении M_0 геологического разлома [3]. В табл. 1 приведены сравнительные оценки параметров смещений сильных землетрясений по указанным выше соотношениям. Сейсмологические оценки длин разломов (L) в очагах землетрясений по [4, 5] отличаются друг от друга в 1.5-2 раза, и от 3-х до 10 раз превышают оценки (L) по геологическим данным [6], тогда как, амплитуды смещений по геологическим данным от 15 до 65 раз выше, в сравнении с сейсмологическими оценками. Сопоставление оценок приводит к парадоксальному выводу – длина сопоставимых одноактных разломов в очагах землетрясений, значительно больше длины многоактных геологических разломов. Отличия в сейсмологических оценках могут объясняться различными исходными данными, использованными для полученных соотношений в работах [4, 5].

Таблица 1. Параметры смещений в очагах землетрясений из работ [3, 4, 5, 6]

M_s	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5	9.0
$\log M_0$ ср	24.1	24.5	25.0	25.6	26.1	27.0	27.8	28.89	29.64
L км [6]	1	1.5	2	3.5	5	10	20	45	80
$\lg L_{км=0.6 M} - 2.5$ [4]	3	6	12	25	50	100	200	400	800
$\lg L_{км=0.3 \lg M_0 - 7.2}$ [5]	6.8	9.2	13.5	21.5	31.6	63	116	269	478
$\lg D_{м=0.6 M} - 3.8$ [4]	0.15	0.3	0.6	1.2	2.5	5	10	20	40
$D_{м=0.3 \lg M_0 - 6.75}$ [5]	0.19	0.26	0.38	0.60	0.89	1.78	3.28	7.64	10.71
$D_{м}$ [6]	9.41	12.80	18.79	29.78	43.71	87.21	161.16	372.05	661.62

Таблица 2. Определения реализованных плоскостей и векторов смещений в очагах землетрясений Кавказа по данным [1, 2, 3], и их геометрических параметров по [6]

Дата			Положение очага			Тип	Реализ плоск.		Вектор		Параметры очага			
год	мес	чис	сш	вд	гл		аз пад	уг пад	аз	уг	M_s	$D_{м}$	г м	$R_{м}$
1978	5	26	41.96	46.55	38.05	1	28	74	190	74	5.2	12.22	244	733
1978	9	3	44.4	38.05	33.05	1	27	78	216	78	5.4	14.25	285	855
1981	2	23	41.79	45.98	33.05	1	243	35	3	19	4.7	8.32	166	462
1981	10	18	43.26	45.31	33.04	2	173	63	34	56	5.7	18.08	361	1084
1985	7	4	42.29	45.94	33.05	2	102	15	358	4	5.1	11.32	226	679
1988	5	3	42.4	47.54	33.05	1	218	74	36	74	5	10.48	209	628
1989	8	3	43.59	45.36	17.05	1	20	49	188	48	4.9	9.71	194	582
1991	4	29	42.49	43.65	10.06	1	198	39	357	37	7	66.16	1323	3969
1991	4	29	42.45	43.88	10.06	1	332	50	171	49	6.1	25.74	388	1165
1991	5	3	42.59	43.2	33.05	2	225	47	357	35	5.3	13.20	151	792
1991	6	15	42.44	43.99	10.06	2	286	58	48	41	6.1	25.74	514	1544
1991	7	4	42.33	44.12	20.05	1	274	57	64	53	4.7	8.32	166	499
1992	10	23	42.5	45.07	33.06	2	212	13	337	7	6.5	37.78	755	2266
1999	1	31	43.16	46.84	33.05	1	21	33	229	30	5.4	14.25	285	855
1999	6	4	40.8	47.45	33.05	1	103	40	310	37	5	10.48	209	628
1997	11	27	41.85	45.33	37.55	2	154	58	13	50	5.2	12.22	244	733

Прим. Тип: 1 – взброс, 2 – взбросо-сдвиг.

Выполненные автором сопоставления показали, что оценки (L) по соотношению из [4] согласуются с протяженностью афтершоковых областей землетрясений, что вероятно и объясняет их относительно максимальные значения.

Оценки L и D по соотношению из [5] согласуются с параметрами сейсморазрывов по [7], образовавшихся на поверхности в очаговых зонах землетрясений. В тоже время, параметры сейсморазрывов нельзя отнести к прямым данным о параметрах реализованной в очаге плоскости и подвижки. Так как, очаг землетрясения расположен на глубине, даже максимальные первичные, установленные на поверхности длины и амплитуды смещений сейсморазрывов, всегда должны быть меньше реализованных в очаге. Помимо этого, в настоящее время остается множество неопределенностей во взаимоотношениях параметров поверхностных сейсморазрывов – сейсмодислокаций и дислокаций в очаге. Так, для сейсморазрывов наибольшая горизонтальная протяженность соответствует сдвигам, тогда как по геологическим данным, смещения происходят по кроткой оси эллиптической плоскости разлома и, соответственно, длина сейсмосдвига на поверхности должна быть минимальной в сравнении с сеймосбросами и сеймовзбросами. В решении отмеченных неопределенностей были-бы полезны реконструкции реализованной в очаге плоскости и смещений в очаге по методике [1]. Таким образом, геологические соотношения параметров разломов на сегодня являются наиболее обоснованными прямыми первичными данными, и на этом основании предлагается их использовать для оценки параметров смещений в очагах землетрясений (табл. 2). Параметры смещений по сейсмологическим соотношениям (табл. 1), в соответствии с выше изложенным, позволяют оценить параметры афтершоковых областей, и максимальных сейсмодислокаций на поверхности в очаговых зонах землетрясений.

Литература

1. Каталоги механизмов очагов землетрясений с 1977 по 2007 г. HARVARD – <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
2. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений // ДАН СССР. 1975. Т. 225, № 3.
3. Степанов В.В., Геодинамическая опасность промышленных объектов. 2001.
4. Уломов В.И., Шумилиа Л.С. Проблемы сейсмического районирования территории России. М.: Изд. ВНИИГПИ. 1999.
5. Штейнберг и др., Методы оценки сейсмических воздействий (пособие) // Вопросы инженерной сейсмологии. 1993. Вып. 34.
6. Мишин Н.И. Геометризация дизъюнктивов с целью определения их параметров и прогнозирования нарушенности угольных пластов. Автореферат диссертации к.т.н. 1974.
5. Стром А.Л. Количественная характеристика сейсмогенных разрывов и их использование в палеосейсмологии и инженерной геологии. Автореферат диссертации геол.-мин.н. 1998.

Фазы синхронизации в модели разломной зоны

С.М. Строганова¹, А.В. Пономарев¹, В.Б. Смирнов^{1,2}

¹ — Институт физики Земли РАН, г. Москва, avp46@mail.ru

² — Физический факультет МГУ

Исследованы особенности генерации акустической эмиссии (АЭ) в образцах горных пород в условиях всестороннего сжатия 160—МПа, деформируемых с постоянной скоростью 10^{-7} л/с одноосной нагрузкой, которая модулируется синусоидальными колебаниями. Диаметр образцов 76-мм, высота 190-мм. Используются образцы с предварительно сформированной поверхностью внутреннего разрушения (разломная зона), на которой реализуются явления неустойчивого скольжения (stick-slip). Показано, что формирование разломной зоны в модели при управлении скоростью деформирования в зависимости от акустической активности можно рассматривать как введение в систему пресс-образец эквивалентной вязкости, что значительно улучшает выполнение в экспериментах критерия подобия по соотношению скорости деформирования и времени релаксации напряжений.

Исследованная модель рассматривается как модель изменения сейсмического режима при воздействии на среду природных периодических процессов.

Для анализа временных особенностей акустической эмиссии использованы алгоритмы поиска скрытых периодичностей, развитые А.А. Любушиным. Обнаружено, что эффекты синхронизации активности АЭ и переменного внешнего силового воздействия почти исчезают (при неизменном пороге обнаружения АЭ в период непосредственно после явлений stick-slip и постепенно восстанавливаются по мере дальнейшего нагружения. В то же время, сильная корреляция наблюдается после относительно крупных акустических событий, в течение периода затухающей активности, моделирующей афтершоковые последовательности землетрясений.

Предполагается, что последний эффект может быть обусловлен повышенной тензочувствительностью среды на афтершоковой стадии (в переходном режиме), когда среда находится в неустойчивом, — метастабильном состоянии.

Сейсмическая структура, вещественный состав и напряженно-деформированное состояние земной коры Байкальской рифтовой зоны

В.Д. Суворов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, SuvorovVD@ipgg.nsc.ru

Рассматриваются результаты численного двумерного моделирования напряженно-деформированного состояния предварительно недеформированной, но напряженной под действием силы тяжести литосферы в упруго-хрупкопластическом приближении [1, 2]. Используются согласованные сейсмические и плотностные разрезы литосферы до глубины 80 км по профилям ГСЗ вкост Байкальской рифтовой зоны (п. Усть-Уда – п. Оймур – п. Хилок) и вдоль ее северо-восточного фланга (п. Усть-Кут – г. Нижнеангарск – п. Чара) [3, 4]. Источником гравитационной неустойчивости является область аномальной мантии с пониженной скоростью продольных волн и плотностью и глубокая (до 10-12 км) впадина Байкальского рифта, заполненная осадочными породами с пониженными упругими модулями и плотностью.

На профиле вкост Байкальского рифта показано, что только при значительном понижении в нижней коре (по сравнению с верхней) коэффициента внутреннего трения (в 10–50 раз) и сдвиговой прочности (в 2–3 раза) удается получить деформации соответствующие наблюдаемым приповерхностным геологическим и структурно-тектоническим особенностям кайнозойского возраста (сводное поднятие дневной поверхности, разломы, ограничивающие Байкальский рифт, горные хребты и ограничивающие их прогибы) и астеносферной линзе с пониженной плотностью. Наиболее контрастными являются аномалии по горизонтальной компоненте напряжений достигающие 0.15 ГПа при интенсивности деформаций до 10–15% (в том числе и вдоль Мохо), локализующиеся в зонах наибольших изменений плотности.

На северо-восточном фланге рифтовой зоны при тех же реологических параметрах ситуация существенно иная. Максимальная деформация наблюдается лишь в нижней части земной коры в области наибольшего изменения мощности аномального слоя верхней мантии. В верхнюю кору узкая зона повышенной деформации протягивается под углом около 40° в область сочленения Северо-Муйского хребта и Муйской впадины. Других зон локализации деформаций в верхней коре не наблюдается. Можно предполагать, что мощность слоя аномальной мантии в 20 км при малой глубине фундамента в суходольных рифтовых впадинах оказывается недостаточной (или нужно допустить другую реологию в коре), чтобы обеспечить формиро-

вание зон повышенной деформации, соответствующих приповерхностным рифтовым структурам.

Рассматривается также вероятная природа уменьшения коэффициента внутреннего трения в земной коре в зависимости от скорости продольных волн. Выявлена его корреляция с показателем петрофизической (химической по К. Буллену и В.А. Магницкому [5–7]) неоднородности

$$\eta = dK/d\rho - (1/g) d\Phi/dz, \quad (1)$$

где K – модуль сжатия, $p = \rho g z$ – литостатическое давление, g – ускорение силы тяжести, $\Phi = K/\rho = V_p^2 - (4/3)V_s^2$, ρ – плотность, z – глубина, V_p , V_s – скорости продольных и поперечных волн. Теоретически величина η равна единице для однородных областей и отличается от нее при отклонениях от неоднородности и при фазовых переходах.

По данным о распределении скорости продольных, поперечных волн и плотности определено изменение η в земной коре сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоны [8]. Величина η уменьшается в верхней части коры от 40–50 до 1–3 на глубине 10–20 км и стабилизируется на этом уровне в нижней коре. Коэффициент Пуассона при этом возрастает от 0.22 до 0.28 [3]. Сопоставление этих данных с аналогичными определениями показателя η и коэффициента Пуассона по измерениям на образцах различных типов горных пород под всесторонним сжатием показывает, что такие изменения не могут быть обусловлены вещественным составом. Можно предполагать его связь с состоянием вещества, хотя изучение природы его изменений требует дальнейших исследований. Существенно, что область стабилизации петрофизической неоднородности соответствует сейсмоактивному слою, характеризующемуся наибольшей частотой землетрясений. Дополнительно отметим, что коэффициент Пуассона (~ 0.25) и $\eta = 2-3$ в земной коре стабильной архейской земной коры Якутской кимберлитовой провинции практически не изменяются с глубиной [8, 9].

Литература

1. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. Мезомеханика. 2005. № 3. С. 129-142.
2. Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика. Т. 47, № 10. 2006. С. 1094-1105.
3. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р и S-волнах. Отв. ред. Н.Н. Пузырев. ВО Наука. Новосибирск: 1993. 199 с.
4. Сонг Юнгшен, Крылов С.В., Яанг Баоджин и др. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал-Северный Китай // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 2. С. 1-15.

5. Bullen, K.E., An Earth model based on a compressibility-pressure hypothesis, Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Supple. 1950. V. 50, No 6.
6. Магницкий В.А. О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара. М.: Изд. АН СССР. Тр. Геоф. Ин-та. 1955. № 26 (153). С. 61-85.
7. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир.1966. 460 с.
8. О петрофизической неоднородности земной коры и верхов мантии в двух районах Сибири по сейсмогравитационным данным и измерениям на образцах горных пород // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 101-108.
9. Суворов В.Д., Мельник Е.А., Манаков А.В. Глубинное строение Далдыно-Алакитского кимберлитового района по данным ГСЗ и гравитационного моделирования (Западная Якутия) // Физика Земли. 2005. № 5. С. 35-47.

Область подготовки парных землетрясений Курильской дуги

Н.Г. Томилин

Физико-Технический институт РАН, г. Санкт-Петербург, nikita.tomilin@mail.ioffe.ru

В сейсмологии для описания пространственно-временной кластеризации землетрясений со сравнимыми магнитудами используется термин “рой”. Если же в такой последовательности имеется событие с существенно большей магнитудой, то его признают основным событием, предшествующие сейсмические явления называют форшоками, а последующие – афтершоками. Для их выделения используют формальные статистические критерии. Если же в рассматриваемой последовательности таких событий с большой магнитудой оказывается два, то вводится еще один термин – парные (doublet) землетрясения [1, 2]. На практике, если рассматривать весь диапазон магнитуд, а не только максимальные, то эта ситуация не является редкой. Встречаются тройные и т.д. сейсмические события (табл. № 1). Но именно парные события составляют предмет самостоятельных исследований, а для объяснения их возникновения привлекаются дополнительные модели. Так в [1] на примере Симуширских землетрясений рассматривается триггерная модель возникновения парных землетрясений, в которой важную роль играет разделяющий их тектонический разлом.

Используя кинетические представления о прочности твердых тел [2], и сформулированную на их основе иерархическую модель разрушения горных пород [4], предложена методика пространственно-временного выделения области подготовки землетрясений (ОПЗ). Эволюция ОПЗ проходит несколько этапов: дисперсное некоррелированное зарождение дефектов, формирование собственно ОПЗ, стадия постшокового коррелированного разрушения (ПКР) и стадия релаксации ОПЗ.

Для выделения ОПЗ парных землетрясений Курильской дуги в работе использовался каталог землетрясений NEIC за период 1975–2007 гг. Автору неизвестны точные критерии выделения парных сейсмических событий в пространстве, во времени и по энергии. Поэтому из базы данных (БД) были выбраны близкие во времени события, различие по магнитуде которых не превышало бы 0.5, а по координатам 1° . Дополнительным условием является их непринадлежность фор- афтершоковым последовательностям. Энергетический диапазон, $M > 7$, выбираемых пар ограничивался условием $M = M_* + 3$, где M_* – достоверный уровень регистрации в этом районе, не превышающий 4. В результате выполнения вышеперечисленных условий были выбраны три пары землетрясений, параметры которых представлены в табл. № 2, 3, 4.

Таблица. Параметры анализируемых событий.

№	Дата	LONE	LATN	Н км	М
		градусы			
1	10.06.1975	147.73	43.02	-15	7
	13.06.1975	147.71	43.49	-19	6.6
	15.06.1975	147.8	43.67	-38	6.5
2	23.03.1978	148.97	44.21	-46	6.8
	23.03.1978	148.44	44.93	-33	7.5
	24.03.1978	148.86	44.24	-33	7.6
3	28.11.2004	145.12	43.01	-39	7.0
	06.12.2004	145.23	42.9	-35	6.8
4	15.11.2006	153.27	46.59	-10	8.3
	13.01.2007	154.52	46.24	-10	8.2

Парных землетрясений 1978 года характеризуются наименьшим временным интервалом следования из выбранных. Особенностью рассматриваемого примера, является то обстоятельство, что потеря устойчивости ОПЗ во времени связана с появлением события с $M = 6.8$, которое менее чем на 3 часа предваряет событие с $M = 7.5$. А оба парных сейсмических явления происходят уже на стадии ПКР, длительность которой составляет 6 суток. Поэтому, строго говоря, в данном случае надо считать события не парными, а тройными, где основным толчком является землетрясение с $M = 6.8$. Пространственное распределение эпицентров демонстрирует: зона событий, относящихся к очаговой стадии, вытянута вдоль разлома, а первое из парных от них удалено. События стадии ПКР расположены более компактно, в ту же зону попадают землетрясения с $M = 6.8$ и $M = 7.6$. Таким образом, все три рассмотренные события объединены единой пространственно-временной зоной ПКР.

Особенность парных землетрясений 2004 года заключается в том, что их эпицентры расположены в зоне сочленения Курило-Камчатского и Японского разломов, а расстояние между ними минимальное из выбранных пар. Анализ показал, что первое событие с $M = 7$ является основным толчком, а второе попадает во временной интервал КПП длительностью 43 дня. Специфика “узлового” местоположения ОПЗ отражается в том, что события как очаговой, так и стадии ПКР, смещены в область, параллельную Японскому разлому. При этом их пространственные зоны практически накладываются.

Особый интерес представляют Симуширские землетрясения (табл. 1, № 4) не только большим значением магнитуд, но и фактом их пространственного разделения сейсмофокальной зоной. Основной толчок ($M = 8.3$) произошел в

зоне субдукции, а второй с магнитудой 8.2 определен как внутриплитовый [1]. Длительность очаговой стадии составила 46 суток, а интервала ПКР, куда попадает второе парное событие, 79 суток. Пространственное распределение событий очаговой стадии, в отличие от распределения эпицентров событий ПКР свидетельствует, что они относятся только к зоне субдукции. Потеря устойчивости ОПЗ по механизму stick-slip привела к перераспределению упругих напряжений и трансляции их в зону будущего второго толчка с околосвуковой скоростью, о чем свидетельствует появление там первого постшокового события из рассматриваемого диапазона $M \geq 5.2$ менее чем через 9 минут. Это позволяет говорить, что сейсмофокальная зона и внутриплитовая область второго толчка составляют единую пространственную зону ПКР.

Анализ пространственно-временной кинетики пространственных зон подготовки парных землетрясений показал, что в рассмотренных примерах, отличающихся энергетическим диапазоном событий, пространственно-временным интервалом следования, разделенных или неразделенных зоной субдукции, парные землетрясения объединены единой ОПЗ и являются одним из возможных способов ее релаксации. С позиций физики разрушения горных пород подготовка одиночных, парных, тройных и т.д. событий не имеет принципиальных особенностей, а их реализация определяется локальными, и в этом смысле случайными, значениями физико-механических параметров горных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00542).

Литература

1. Charles J. Ammon, Hiroo Kanamori, Thorne Lay. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands // *Nature*. V. 451. P. 561-565.
2. Zhengyu Xu, Susan Y. Schwartz. Large earthquake doublets and fault plane heterogeneity in the northern Solomon Islands subduction zone // *Pure and Applied Geophysics*, 1993. V. 140, No. 2. P. 365-390.
3. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // *Вест. АН СССР*. 1968. № 3. С. 42-46.
4. Томилин Н.Г., Куксенко В.С. Статистическая кинетика разрушения горных пород: энергетическая иерархия процесса // *Физика Земли*. 2004. № 10. С. 16-25.

Особенности сейсмического режима на стыке тектонических разломов Тихоокеанской плиты

Н.Г. Томилин, Е.Е. Дамаскинская

Физико-Технический институт РАН, г. Санкт-Петербург, nikita.tomilin@mail.ioffe.ru

На основе кинетических представлений о разрушении твердых тел [1] сформулирована иерархическая модель разрушения горных пород [2] и предложены статистические критерии перехода от дисперсного накопления дефектов на очаговую (II stage) стадию разрушения и начала последующей после основного толчка фазы релаксации (relaxation) [3]. Имеющийся алгоритм позволяет, используя предложенные критерии, как целевую функцию, выделять область подготовки землетрясений (ОПЗ), магнитуда которых превышает порог достоверной регистрации на ΔM . Для анализа сейсмичности границ Тихоокеанской плиты использовались каталоги землетрясений NEIC и КФ ГС РАН. Вероятность выделения ОПЗ Камчатской дуги (1962–2006 гг, 37 событий) с $\lg E \geq 14$ равна 0.89 [4]; Курильской дуги (1977–2007 гг, 11 событий) с $M \geq 7.5 - 1$; Алеутской дуги (1977–2007 гг, 51 событие) с $M \geq 6.6 - 0.9$. Для всех регионов значение $\Delta M \approx 3$.

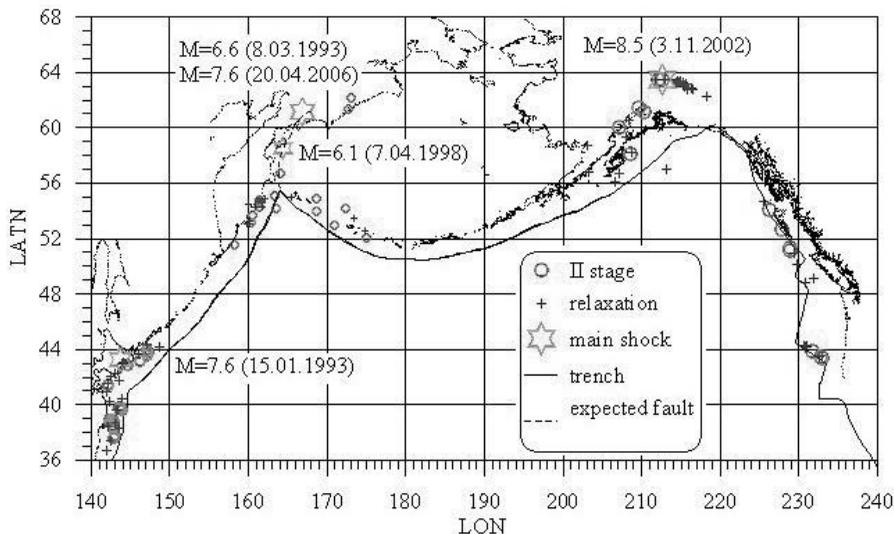


Рис. 1. Области подготовки землетрясений в зоне сочленения тектонических разломов

Большинство областей подготовки сильных землетрясений представляют собой пространственные зоны, вытянутые вдоль разломов на сотни километров. Для структуры сейсмичности в ОПЗ Алеутской дуги характерна

пространственная дискретность и воспроизводимость во времени. Особый интерес представляют ОПЗ сейсмических событий в области сочленения тектонических разломов. На рисунке представлены области подготовки землетрясения с $M=8.5$ (3.11.2002) в области сочленения разломов Алеутского и Королевы Шарлотты, Denali; события с $M=6.1$ (7.04.1998) в области сочленения Алеутского и Курило-Камчатского; а также события с $M=7.6$ (15.01.1993) в области сочленения Курило-Камчатского и Японского разломов. Несмотря на различия в магнитудах рассматриваемых событий, механизмах реализации (внутриплитовые, в зоне субдукции) общим для этих ОПЗ является их расщепление вдоль стыкующихся разломов.

Другим неожиданным результатом является значительное удаление от ОПЗ основного толчка $M=6.1$ (7.04.1998). Еще более удаленными (> 500 км) от своих ОПЗ, также расположенных в зоне сочленения, являются практически совпадающие эпицентры Хаилинского и Олюторского землетрясений. С целью качественного объяснения уникальной удаленности основных толчков от своих ОПЗ, в работе методом конечных элементов моделировалось механическое нагружение системы, имеющей конфигурацию Тихоокеанской плиты. Показано, что в случае введения в систему предполагаемого разлома (рис. 1) происходит трансляция локальных перенапряжений в зону эпицентра Олюторского землетрясения.

Полученные в работе данные по форме и размерам (для события $M=8.5$ (3.11.2002) более 2000 км) областей подготовки землетрясений в зоне сочленения тектонических разломов имеют практическое значение: повышают эффективность прогностических методов.

Авторы благодарят КФ ГС РАН за предоставленные исходные материалы по сейсмичности Камчатки. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00542).

Литература

1. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вест. АН СССР. 1968. № 3. С. 42-46.
2. Томилин Н.Г., Куксенко В.С. Статистическая кинетика разрушения горных пород: энергетическая иерархия процесса // Физика Земли, 2004. № 10. С. 16-25.
3. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Павлов П.И. Статистическая кинетика разрушения горных пород и прогноз сейсмических явлений // ФТТ. 2005. Т. 47, № 5. С. 955-959.
4. Tomilin N.G.. Prediction of Kamchatka earthquakes // Abst. Int. Scien. Symp. "Problems of seismic safety of the Far East and East Siberia", Yuzhno-Sakhalinsk: Russia. 2007. P. 102.

Динамика сейсмического режима Олекмо – Становой сейсмической зоны (ОСЗ)

С.В. Трофименко, Н.Н. Гриб, В.М. Никитин

Технический институт (филиал) ГОУ ВПО «Якутский государственный университет»,
г. Нерюнгри, urovsky@yandex.ru

Изучение динамики распределений энергии землетрясений по годам, в период, предшествующий Южно – Якутскому землетрясению 1989 г с энергией в очаге в $10^{16.6}$ Дж показало, что не существует прямой связи между суммарной, ежегодно выделяемой энергией по всей ОСЗ и количеством землетрясений. Среднегодовая величина высвобождаемой энергии за 1970–1989 гг по всей площади оставалась примерно постоянной на уровне 10^{12} Дж. Количество событий с энергией $E > 10^7$ Дж менялось с периодом около 2.5 лет. Анализ сейсмологических данных за 1970–2004 гг, привел к следующим результатам: среднегодовая энергия, рассчитанная по событиям начиная с $E = 10^8$ Дж, снизилась с $10^{12.3}$ Дж в 1999 г до $10^{10.9}$ Дж в 2003 г; количество ежегодно происходящих событий с энергией больше 10^8 Дж в 1999 г вышло на уровень событий в 1980–1989 годов; за пять лет не произошло ни одного события с $E > 10^{12}$ Дж; землетрясение 1989 г произошло на относительном минимуме высвобождаемой энергии. Было предположено, что на изучаемой территории происходит интенсивный процесс накопления энергии упругих деформаций и, что при сохранении данных тенденций, вероятность сильного землетрясения с энергией $E > 10^{16}$ будет увеличиваться ближайшие 8 лет. Местом землетрясения было указано одна из вершин выделенных ромбических структур [1]. Землетрясение произошло 11 ноября 2005 г с энергией $E = 10^{15.6}$ Дж, через пол года после опубликованного прогноза. Данные результаты дали основание предположить, что методика анализа, основанная на энергетическом подходе «работает» в пределах ОСЗ и требует дальнейшей проработки. Для усовершенствования методики динамические характеристики сейсмичности были сопоставлены с пространственным положением активных тектонических структур ОСЗ. Это позволило выявить ряд закономерностей.

Если принять независимость распределения очагов землетрясений, то логично было бы предположить, что за длительный период наблюдений средняя величина энергии и количества землетрясений в течение суток должны стремиться к равномерному распределению, как равновероятные события. Построенный график распределения количества событий по часам показал наличие статистически значимых максимумов, что может означать наличие общего возмущающего фактора.

Построенный график распределения количества событий от времени суток для афтершоков Южно-Якутского землетрясения также выявил неоднород-

ность их распределения. Сравнение результатов моделирования для всей ОСЗ и отдельных ее частей выявило идентичность формы кривых, которые не изменились за 30 лет инструментальных наблюдений. Один из максимумов событий приходится на 13–16 часов UT и предварительно сдвинулся на один час вправо после землетрясения 1989 г. Крупнейшие сейсмические события ОСЗ с энергией от 10^{15} до 10^{17} произошли в минимумах суточной сейсмической активности.

Для центрального участка ОСЗ, с известным пространственным положением активных разломов [2], было выделено 3 максимума суточной сейсмической активности. Землетрясения, локализованные вблизи каждого максимума, укладываются в выделенные активные структуры. Это дало основание полагать, что активные разломы не только формируют поле сейсмичности, но и определяют время происхождения (в статистическом смысле) землетрясений.

Литература

1. Трофименко С.В., Гриб Н.Н. Временные макропроявления сейсмичности Олекмо-Становой сейсмической зоны (ОССЗ) // Материалы международной конференции 12–16 сентября 2005 г, Академгородок, Новосибирск. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2005. С. 381-385.
2. Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А., Трофименко С.В., Никитин В.М. Зоны возможных очагов землетрясений и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона / Материалы международной научно-практической конференции 24–26 октября 2007 г. «Южная Якутия – новый этап индустриального развития». Нерюнгри: Изд. Технического института. 2007. в 2-томах.-Т.2.-С.46-58.

Тектонические землетрясения и солнечно-земные связи

В.И. Уткин, А.К. Юрков

Институт геофизики Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург, voutkin@mail.ru.

Основным источником энергии, поступающей на Землю, несомненно, является Солнце. Поэтому очевидно, что вариации энергетического излучения Солнца должны влиять практически на все процессы, происходящие на планете. Однако солнечно-земные связи, которые кажутся очевидными на первый взгляд, фактически являются многопараметровыми и взаимозависимыми, которые очень часто не подчиняются простому корреляционному анализу. На примере исследований проблемы прогноза тектонических землетрясений показана сложность этих связей и возможность их использования при изучении процессов подготовки и возникновения сейсмических событий. Проблема прогноза тектонических землетрясений в общем виде включает большой комплекс задач – это исследования внутреннего строения Земли, физики очага землетрясения, общих проблем сейсмичности, сейсмостроения, физических условий процесса подготовки и возникновения землетрясения. Наиболее полно общая проблема прогноза землетрясений была рассмотрена в прошлом веке академиком Г.А. Гамбургцевым, который рассматривал землетрясения как одно из проявлений тектонической жизни земной коры, возникновения ее блочной структуры и ослабленных зон между отдельными блоками, которые представляет собой систему глубинных разрывов, частично залеченных. Они подвергаются последующим разрушениям легче, чем блоки, и в них, как правило, располагаются очаги землетрясений. При медленных смещениях блоков относительно друг – друга происходит медленное и неравномерное для разных участков шва накопление сдвиговых напряжений, ограничиваемое течением вещества в силу его пластичности, а затем быстрое разрешение напряжений в том месте шва, где напряжения превысили предел прочности. Энергия землетрясения в основном определяется не напряжением, а размерами очага: крупные землетрясения имеют очаги большого объема, а слабые – малого. С небольшими изменениями эти основные теоретические положения, высказанные Г.А. Гамбургцевым, существуют до сегодняшнего времени. В соответствии с предложенной парадигмой были детально изучены практически все сейсмоактивные зоны на планете и проведено детальное сейсмостроение, или другими словами, оценка вероятности возникновения сильных землетрясений в каждом отдельно взятом регионе. Стало ясно, что весь земной шар «опутан» сейсмическими поясами, которые по современным понятиям связаны с двумя процессами эволюции земной коры: спредингом и субдукцией. Самые разрушительные землетрясения, как правило, связаны с зонами субдукции. Проведенные сейсмологические исследования позволили сделать заключение, что в бли-

жайшие 100–200 лет можно ожидать разрушительных землетрясений только в уже известных сейсмогенных регионах. Тем самым на ближайшее время практически решена проблема долговременного прогноза тектонических землетрясений. Остается проблема среднесрочного и краткосрочного прогнозов. Геофизиками мира изучалось множество предвестников тектонических землетрясений. Это и форшоковые явления (землетрясения малых энергий, предшествующие главному удару), уровень деформации земной коры, изменение скоростей сейсмических волн на разных глубинах; аномальные изменения электрических, гравитационных и магнитных полей, наблюдаемых на поверхности Земли; изменение уровня подземных вод и их состава, аномальное выделение газов (радона, Водорода и других) в поверхностных слоях и т.п. Таких предвестников более тысячи и непонятно, какой будет основным для данного события, поскольку до сих пор не существует общей теории подготовки сейсмического события и. соответственно, считается, что природа каждого землетрясения сугубо индивидуальна. В последнее время в связи с развитием космических и дистанционных методов исследований для решения задачи достоверного прогноза привлекаются методы изучения особенностей околоземного и межпланетного пространства, магнитосферы, радиационных поясов Земли и земной ионосферы. При этом одновременно изучается влияние таких космофизических факторов как движение Земли в околосолнечном пространстве, вспышечная активность Солнца и связанные с этим магнитные бури, изменение скорости вращения Земли, колебания оси вращения Земли и т.п. Активно изучается влияние на сейсмичность Земли особенностей атмосферной циркуляции. Результаты этих исследований оказались достаточно противоречивы, хотя во многих случаях наблюдались аномальные явления, предшествующие тектоническим землетрясениям. Это дало повод утверждать, что космофизические факторы являются основными при процессах подготовки и возникновения тектонических землетрясений. Другими словами неоднократно утверждалось, что космофизические факторы являются главными факторами, действующими на процесс подготовки тектонического землетрясения, на процесс накопления упругой энергии, которая при разрядке приводит к землетрясению. При этом были разработаны два различных подхода, объясняющих аномальные космофизические эффекты. С одной стороны это теория, объясняющая возникновение сильного электромагнитного возмущения, связанного с интенсификацией процессов разрушения и образования новых трещин в очаге готовящегося землетрясения. Основная идея теории состоит в том, что акустические волны, излучаемые ансамблем растущих трещин, приводят к генерации токов в проводящих слоях земли, которые возмущают геомагнитное поле таким образом, что эффективные магнитные моменты всех трещин направлены противоположно вектору индукции магнитного поля Земли. При этом возникает своеобразный эффект когерентного усиления электромагнитного поля, генерируемого системой трещин (В. Сурков 2001-

2003). Все эти эффекты и вызывают в ионосфере и радиационных поясах аномальные изменения, фиксируемые на космических аппаратах. С другой стороны, существует другое мнение, что главной действующей фигурой в этом сложном процессе является Солнце и его корпускулярное излучение, которое приводит в действие всю сложную систему ионосфера-атмосфера-литосфера, что вызывает накопление упругой энергии с последующим ее сбросом в виде тектонического землетрясения (Л. Дода, 2002). Несмотря на кажущуюся обоснованность обеих предпосылок имеются факты, не вписывающиеся ни в одну из изложенных теоретических концепций. Во-первых, все процессы в литосфере происходят исключительно медленно, и накопление упругой энергии в масштабах 10^{18} – 10^{20} джоулей практически не может произойти за время порядка 15–30 часов (типичное время космофизического предвестника). Во-вторых, исходя из геологических представлений, при подготовке землетрясения не возникает крупных разрывов и трещин, а происходит перестройка трещиновато-пористой среды в масштабах отдельных блоков или системы блоков. Следовательно, в принципе при подготовке землетрясения не может происходить генерация мощных импульсов электромагнитного излучения. В-третьих, неясно, как с указанных позиций рассматривать землетрясения, эпицентр которых расположен под дном океана, и 3–4-х километровая толща соленой воды является непреодолимым барьером для всех электромагнитных волн. Даже этот краткий перечень противоречий убеждает в том, что процессы проходящие в такой неоднородной среде как литосфера (вместе с гидросферой) атмосфера-ионосфера значительно сложнее многих предлагаемых моделей подготовки и возникновения тектонических землетрясений. На первый поставленный вопрос – имеет ли какое-либо отношение к накоплению упругой энергии и землетрясению то, что происходит в околоземном космическом пространстве или это сугубо внутреннее дело Земли. Как это не покажется странным, ответ двоякий – и да и нет. Как уже было отмечено, энергия, выделяющаяся в период землетрясения, особенно крупного, с магнитудой 8–9, чрезвычайно велика, порядка 10^{18} – 10^{20} джоулей. Такой величины энергия, в принципе, может переноситься в околоземном космическом пространстве потоком солнечного вещества, выброшенного во время мощной солнечной вспышки (так называемые корональные выбросы). Однако, известные механизмы передачи энергии, будь то гравитационное или электромагнитное взаимодействия, не могут обеспечить быструю трансформацию этой энергии в энергию механического напряжения земных пород. Следовательно, накопление столь большой энергии должно происходить длительное время и сугубо по земным причинам. Поэтому быть или не быть землетрясению, подготовка условий (накопление упругой энергии) в очаге землетрясения – зависит только от земных условий. Высказывалось предположение (В. Кужевский, 2005), что внешние, космофизические причины выполняют триггерную роль (роль спускового механизма) в

процессе разрядки упругих напряжений. Исследования последних лет показали, что существует достаточно мощное взаимодействие между верхними слоями атмосферы и ионосферой. Причем временные изменения этих возмущений достаточно быстрые. Напрашивается вывод, что процессы на Солнце, в ионосфере и атмосфере – это процессы, объединенные между собой сложной причинно-следственной связью. Главным энергетическим фактором в этой цепочке несомненно являются атмосферные процессы, энергетика которых достаточна для триггирования землетрясений. В настоящее время многие сейсмологи согласны с тем, что резкие изменения атмосферного давления, изменения скорости вращения Земли, атмосферные фронты, лунные приливы могут инициировать воздействие на возникновение землетрясений (А.В. Николаев, Г.А. Соболев). Работами А.Д. Сыгинского было установлено, что через 2-3 дня после усиления солнечной активности (увеличение концентрации плазмы солнечного ветра) на Земле происходят крупномасштабные возмущения барических полей атмосферы, что приводит к вариациям изменения скорости вращения Земли. Требование сохранения момента импульса вращения Земли приводит к кратковременному дополнительному усилению тектонических напряжений на разломах. В этот период при определенных атмосферных преобразованиях (для каждого сейсмически опасного региона они индивидуальны) возникают землетрясения, то есть, барическое поле атмосферы является инициатором потенциально возможных сильных землетрясений в известных сейсмоопасных районах. Выявленные закономерности позволили предложить метод прогнозирования сильных землетрясений, названный сейсмо-синоптическим [В. Боков]. Использование термина синоптический обусловлено тем, что изменчивость атмосферной циркуляции в синоптическом диапазоне частот (2–4 суток) является основным инициатором и, соответственно, своеобразным предвестником предполагаемого землетрясения. Предложенная концепция сейсмо-синоптического метода, основанного на физических законах и связях в системе «солнце – атмосфера – сейсмичность – атмосфера», с высокой степенью вероятности достоверна при инициализации поверхностных (на глубинах до 25–30 км) землетрясений с магнитудой более $M > 5$ баллов по шкале Рихтера. С наивысшей вероятностью (до 90 %) данная концепция может быть реализована при наличии в сейсмоопасных регионах «подготовленных» блоков земной коры, то есть блоков, в которых накоплена достаточно высокая упругая энергия, для сброса которой достаточно воздействие изменчивости атмосферного давления. Из сказанного ясно, что достижение высокой оправдываемости краткосрочных прогнозов возможно только при совместном участии специалистов различных направлений в геофизике – метеорологов и сейсмологов, при наличии оперативных (on line) данных о сейсмических событиях в сейсмоопасных регионах и параметров, характеризующих изменения напряженно-деформированного состояния среды, наблюдений за

форшоковой активизацией (появление серии событий малых энергий после «сейсмического затишья»), изменением вариаций выделения радона в пределах сейсмоопасных блоков, изменением перетока подземных вод и др.

Метаалгоритмический подход к геодинамическому мониторингу геоэлектрического разреза

Е.Б. Чирков

Институт физики Земли РАН, г. Москва, ye_chirkov@list.ru, yeugeny@gmail.com

В сложившейся области исследования часто следуют установленным канонам, не задумываясь о степени адекватности конкретной ситуации моделей, лежащих в их основании. В частности, при использовании методов электроразведки постоянным током мы редко задумываемся над тем, какую малую часть информации о геоэлектрическом разрезе используем и насколько надежны результаты наших измерений. Мы находимся как бы в плену представлений об однородных, горизонтально-слоистых средах в случаях зондирования, или вертикально-слоистых в случае профилирования. Между тем, реальный разрез далеко не всегда может быть описан этими моделями. Для того, чтобы более-менее надежно интерпретировать результаты съемки или мониторинга необходим некоторый информационный запас в виде результатов дополнительных измерений. Приведем простой пример, для оценки сопротивления однородного полупространства нужно только одно измерение электросопротивления с помощью произвольной установки, если же присутствуют мелкомасштабные поверхностные неоднородности, то вопрос о количестве необходимых измерений сразу становится нетривиальным. В случае, если необходимо производить интерпретацию в терминах другой предметной области, например геодинамики, информационный запас должен быть намного больше. Данная работа иллюстрирует это утверждение на примере результатов геодинамического мониторинга геоэлектрического разреза проведенного во время афтершоковой последовательности Рача-Джавского землетрясения произошедшего в 1991 году в Грузии [1, 2]. Сначала немного терминологии. Понятие метаалгоритма введено нами, чтобы естественным образом объединить методику измерений и методику обработки под эгидой методики обработки. Это представляется целесообразным, во-первых, потому, что на этапе измерений мы получаем информацию, которую затем используем для решения задач обработки и если информации недостаточно самая изощренная обработка не даст нужного результата. Под метаалгоритмом мы понимаем естественное расширение понятия алгоритма обработки включающее описание методики измерений и допускающее последовательное или параллельное использование нескольких алгоритмов обработки с целью оценки величин информационных параметров. Под информационным параметром авторами понимается характеристика или взаимосвязанный набор характеристик исследуемого геофизического объекта, полученный для определенного пространственно-временного интервала в качестве оконча-

тельного результата обработки экспериментальных данных и используемый в дальнейшем для визуализации и интерпретации. В частности, информационными параметрами является всем известное кажущееся сопротивление. Основной целью проводимого мониторинга геоэлектрического разреза был контроль динамики напряженно-деформированного состояния на основе наблюдений электротеллурических сигналов с крутыми фронтами в УНЧ диапазоне для обеспечения некоторого информационного запаса, регистрация производилось параллельно в двух близко расположенных точках при этом в каждой точке измерялись две ортогональные компоненты электрического поля, раз в сутки производилось измерение электросопротивления на все измерительные диполи от пары ортогональных генераторных диполей, расположенных в одной точке [1]. Описание метаалгоритма выделения источников слабых сигналов с крутыми фронтами дано в работе [3]. Обработка данных электротеллурического поля позволила выделить кластеры источников, оценить тип источников, выявить связь количества сигналов кластеров источников с рассчитанной на основе теории Добровольского динамикой напряженно-деформированного состояния [1, 2]. В процессе мониторинга пришлось перенести один из пунктов регистрации электрического поля в другую точку. На основе новой геометрии были вновь выделены некоторые из кластеров, выделенных при предыдущем положении пунктов измерения, что является дополнительным подтверждением надежности полученных результатов. Использование двух ортогональных питающих диполей дало возможность проводить обработку данных мониторинга электросопротивления с использованием моделей однородного полупространства, анизотропного полупространства, полупространства с вертикальным градиентом электросопротивления и полупространством с вертикальным контактом. Результаты обработки оказались неожиданными. Среда качественно похожая на анизотропную (большое различие кажущихся сопротивлений осевой и экваториальной дипольных установок), не смогла быть описана анизотропной моделью количественно. Модель среды с вертикальным градиентом, показала нулевой вертикальный градиент. После перенесения пункта регистрации электрического поля на другую точку неожиданно была получена очень хорошая аппроксимация результатов измерений с помощью вертикального контакта, при этом, благодаря измерению дополнительных компонент поля удалось оценить положение контакта и электросопротивления контактирующих сред. При мониторинге этой структуры качество аппроксимации оставалось неизменно высоким, а динамика изменений носила ясный физический характер – плоскость разлома была практически неподвижна, а наблюдались синхронные колебания электросопротивления по обе стороны разлома, вероятно отражающие динамику напряженно-деформированного состояния. Результаты мониторинга свидетельствуют о том, что даже четырех-кратное превышение объема измерений

стандартной технологии контроля электросопротивления участка разреза, оказалось недостаточным для определения модели разреза и только вынужденный перенос точки измерения со случайным попаданием в непосредственную окрестность разлома показал работоспособность используемой методики для картирования и мониторинга разрывных нарушений. Этот факт подтверждает целесообразность введения понятия метаалгоритма, другими словами необходимость разработки методики измерения совместно с методикой обработки и обеспечения еще на этапе измерения информационного запаса и приемлемой точности оценки величин информационных параметров в реальных условиях.

Литература

- 1 Чирков Е.Б. Исследование ультранизкочастотных электротеллурических сигналов с крутыми фронтами. Диссертация на соискание ученой степени канд. физ.-мат.наук. М.: 2003. 173 с.
2. Chirkov Ye. B. The study of local sources of ULF geoelectric signals with steep fronts *Annales of Geophysics*. February 2004. V. 47, No 1. P. 213-227.
3. Чирков Е.Б. Метаалгоритм для выделения слабых сигналов неподвижных источников электротеллурического поля в УНЧ диапазоне. Секция 8. Прикладные проблемы информационных технологий 61 Научная сессия РНТОРЭС посвященная Дню радио, 17-18 мая 2006 года. М.: С. 204-207.

Метаалгоритмический аспект параметризации кинематики процесса в очаге землетрясения

Е.Б. Чирков, Н.А. Лагова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, ye_chirkov@list.ru, yeugeny@gmail.com, lagova@ifz.ru

Изучение кинематики процесса в очаге землетрясения является одной из ключевых задач сейсмологии. Если будут известны закономерности кинематики очагового процесса, на их основе можно будет судить о закономерностях его динамики и по-настоящему понять природу процессов в очаге землетрясения, что является важным для тектонофизики и прогноза землетрясений на научной основе. Кроме того, адекватные представления о кинематике очагового процесса позволят лучше описать источник сигнала и, следовательно, получить более точные оценки среды (строения отдельных регионов и Земли в целом). Таким образом, важность актуальность этой задачи не вызывает сомнения, что же нужно для ее решения? Уже несколько десятков лет каждое крупное землетрясение регистрируется сотнями высококачественных сейсмостанций, получаемые при этом данные хранятся в общедоступных электронных базах данных. Значительный прогресс в технических и программных средствах, позволяет посчитать, в частности, с помощью метода конечных элементов, практически любую задачу. Множество высококвалифицированных сейсмологов по всему миру с той или с другой стороны занимаются изучением процессов в очаге землетрясения, геологи уже многие десятки лет изучают вышедшие на земную поверхность разломы, ведутся многолетние лабораторные исследования процессов разрушения. Вроде бы все необходимое для решения этой задачи имеется в наличии, почему же она до сих пор не решена? Почему при современном развитии вычислительной техники и всеобщей компьютерной грамотности мы продолжаем пользоваться магнитудными оценками, созданными нашими отцами и дедами? Ответ на этот вопрос затрагивает самое существо геофизики в целом. Сейчас действительно можно посчитать что угодно, проблема в том, что неизвестно что считать. Дело, во-первых в том, что геофизические объекты, будь то нефтяная залежь или очаг землетрясения уникальны и имеют сложную неизвестную нам заранее форму, не описываемую простыми геометрическими фигурами. Во-вторых, эти объекты расположены в неоднородной, на любом пространственном масштабе, среде. В-третьих, данные результатов наших измерений недостаточны для постановки и решения обратной задачи и подвержены влиянию различного рода помех, в том числе геологических. Поэтому для решения данной задачи нужно сначала выделить объект исследования на фоне помех, а затем определить его параметры. В результатах наших наблюдений мы имеем смесь полезного сигнала от неиз-

вестной модели с большим числом помех различной природы, включающей специфические особенности исследуемого объекта. Получить представление о том, что является общим, а что является специфичным, можно только обработав с помощью формализованной методики большой объем данных. В результате такой обработки мы должны получить набор характеристик (информационных параметров [2, 3]), описывающих кинематику очагового процесса. Метаалгоритм предложенный нами для решения данной задачи описан в работе [3]. Под метаалгоритмом мы понимаем естественное расширение понятия алгоритма обработки включающее описание методики измерений и допускающее последовательное или параллельное использование нескольких алгоритмов обработки с целью оценки величин информационных параметров. Такая формализованная методика должна базироваться на достаточно универсальной модели очагового процесса привносящей минимальный модельный шум на всем множестве исследуемых типов очагов землетрясения.

Данная работа посвящена описанию Универсальной Кинематической Модели (УКМ) [1, 2], позволяющей формализовать процедуру оценки параметров модели и минимизировать шум модели при определении с ее помощью параметров одиночной подвижки произвольного типа. То есть предполагается, что произведена независимая оценка передаточной функции среды и выделение субочагов [2, 3] В рамках тематики конференции УКМ представляет собой параметризованное описание подвижки по разрыву достаточно произвольной формы. То есть, не имея пока точных представлений о кинематике очагового процесса мы создаем гибкий инструмент для ее изучения. С целью минимизации одновременно шума модели и числа ее параметров применена трехуровневая параметризация, то есть имеется описание подвижки на небольшой площадке прямоугольной или треугольной формы, несколько алгоритмов сборки моделей разлома с разным типом вспарывания и алгоритм расчета суперпозиции сигналов площадок. Все модели имеют одинаковое число параметров, то есть примерно одинаковые аппроксимационные возможности. Это позволяет избежать субъективного выбора типа модели путем описания произвольной подвижки в фиксированном базисе моделей вспарывания, оценить какой тип вспарывания описывает ее лучше всего и использовать набор погрешностей описания в этом базисе моделей для классификации подвижек. На этом участке метаалгоритма сначала используется несколько параллельных алгоритмов для определения параметров конкурирующих моделей, затем проводится операция классификации по величине погрешности каждой модели и по значениям их параметров. В набор параметров модели входит номер типа модели вспарывания и параметры, описывающие подвижку для данной модели вспарывания. Представлены модели вспарывания в одном в двух, четырех и 16 направлениях. Во всех моделях описание вариаций скорости вспарывания и скорости подвижки

производится независимо. Подвижка описывается в виде произведения двух функций, одна из которых является линейной функцией двух пространственных координат в плоскости разлома, а вторая нелинейной функцией времени и пространственных координат. Модель предназначена для описания сейсмических волн в дальней и ближней зоне, поэтому предусмотрен механизм снижения погрешности аппроксимации не влияющий на значение параметров модели. Трехуровневая параметризация и возможность независимого изменения профилей скорости вспарывания, скорости подвижки и погрешности аппроксимации позволяет с помощью небольшого числа параметров описывать подвижки с разным типом вспарывания, разной формы с независимыми вариациями скоростей вспарывания и подвижки в ближней и дальней зоне для разных типов волн. УКМ может достаточно просто развиваться в соответствии ростом наших знаний о закономерностях кинематики очагового процесса, в частности, можно усовершенствовать базис моделей, в которых рассматривается отдельная подвижка, не затрагивая аналитического описания сигнала подвижки от элементарной площадки и алгоритма расчета сигнала от всех площадок модели.

Литература

1. Чирков Е.Б., Кондорская Н.В., Лагова Н.А. Методология параметризации кинематики процессов в очаге землетрясения // Доклады РАН 2002. Т. 382, № 2. С. 256-260.
2. Чирков Е.Б., Кондорская Н.В., Лагова Н.А. О параметризации кинематики процессов в очаге землетрясения // Физика Земли. 2003. № 5. С. 47-59.
3. Чирков Е.Б., Кондорская Н.В., Лагова Н.А., Чубунова Е.В., Рыкунова Е.Л. Использование металгоритмического подход для изучения кинематики процесса в очаге землетрясения Труды Российского научно-технического общества радиотехники. Электроники и связи имени А.С. Попова 61 Научная сессия посвященная Дню радио, 17-18 мая 2006 года, Москва. М.: С. 201-203.

Геофизические данные о строении кристаллической коры в свете новых перспективных задач тектонофизики

Н.В. Шаров

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, sharov@krc.karelia.ru

Земная кора щитов северного полушария Земли характеризуется близкими скоростными параметрами [1]. Скорости распространения сейсмических волн в кристаллических породах щитов возрастают с глубиной от 5.4–6.4 (преимущественно 5.7–6.1) км/с у дневной поверхности до 6.6–7.2 км/с, а в утолщенных зонах – до 7.4–7.8 км/с в низах коры. Скорости в блоках с утолщенной корой в среднем на 0.05–0.10 км/с выше, чем в областях с нормальной корой. Для зон с утолщенной корой характерна повышенная расслоенность средней части коры. Областям с нормальной корой свойственна повышенная расслоенность верхней коры и переходной зоны кора – мантия. В результате анализа и обобщения данных региональных сейсмических исследований методом ГСЗ предложена одномерная сейсмическая модель земной коры, представленная в форме графика скорость – глубина.

Во многих районах щитов преимущественно в верхней коре в интервале глубин 4–17 км регистрируются слои с пониженной скоростью (волновод). В большинстве случаев волновод прослежен в области регистрации эпицентров верхнекоровых землетрясений. Средняя глубина залегания волновода (6–12 км) не зависит от мощности земной коры.

Сейсмическая расслоенность кристаллической коры щитов неоднородна и подвержена значительным изменениям, как по латерали, так и по вертикали. Волны от промежуточных границ в коре регистрируются в общем фрагментарно. Сейсмические границы, которые можно было бы идентифицировать и проследивать от региона к региону, за исключением поверхности докембрийского фундамента и поверхности М, в земной коре щитов не прослеживаются. Следует отметить, что поверхность М временами не прослеживается, а часто по данным ГСЗ имеет вид не сплошной и непрерывной поверхности, а представлена отдельными фрагментами разнообразных размеров и конфигурации.

Составлена двумерная сейсмическая модель, отражающая неоднородно-слоистую, мозаично-гетерогенную структуру земной коры докембрийских щитов. В основу модели положены установленные нами основные закономерности прослеживания раздела М, волноводов, переходной зоны кора – мантия, областей повышенной и пониженной сейсмической расслоенности, глубинных разломов и т. д. на многочисленных разрезах ГСЗ.

Глубинные сейсмические разрезы МОВ – ОГТ объединяются рядом характерных черт, которые в равной мере свойственны как отдельно взятому

разрезу, так и их совокупности. К таким чертам относятся: дискретность прослеживания отражающих элементов (отражателей); гетерогенное строение среды, что проявляется в ярко выраженной неравномерности их размещения; широкое распространение наклонных отражателей, которые временами группируются в упорядоченно расположенные серии, прослеживающиеся через всю кору или ее часть; диффузно-рассеянный характер почти всех выделенных типов отражательности. В результате анализа и сопоставления большого объема данных континентальных исследований МОВ – ОГТ, разработана обобщенная двумерная сейсмогеологическая модель земной коры щитов. Выделены и охарактеризованы различные типы отражателей, формирующих архитектуру коры, освещаемой субвертикально распространяющимися сейсмическими волнами.

В будущем по мере совершенствования методики исследования и получения новых результатов, обобщенные двумерные модели, предложенные по данным ГСЗ, с одной стороны, и по данным МОВ – ОГТ, с другой стороны, будут, по-видимому, сближаться между собой по некоторым позициям. К ним относятся, прежде всего, тонкослоистая структура сейсмических горизонтов, отражения от наклонных разломов, отражательная нижняя кора, переходная зона кора – мантия. Иными словами, перечисленные геологические объекты займут свое место в той и другой моделях. Предложенные модели расширяют наши представления об основных закономерностях строения земной коры докембрийских щитов.

Докембрийские щиты относятся к регионам со слабой сейсмической активностью, малыми скоростями сейсмоструктурных деформаций, рассеянными по площади землетрясениями различной энергии, вплоть до наиболее сильных. Сейсмичность щитов и континентальных платформ представляет наибольший интерес в связи с обширностью занимаемых ими площадей, заселенностью и освоенностью этих равнинных территорий. Сейсмичность является одним из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности. Общеизвестно, что существует генетическая корреляционная связь между сейсмичностью и теми геологическими и геофизическими характеристиками, которые также можно считать показателями современной активности недр. Несомненно, что подобной характеристикой являются данные о глубинных геодинамических процессах в толще земной коры и в подкорковых горизонтах мантии, положение и уровень активности зон и участков контрастных движений, глубинное геологическое строение и многое другое. Однако широкое использование методов сейсмологии для выявления и изучения зон контрастных движений в спокойных и слабоактивных районах встречает серьезные трудности, главным образом, экономического порядка. Естественно, что при постановке сейсмологических исследований приоритет отдается изучению районов с высокой сейсмической активностью.

Полученные результаты указывают на глубинное заложение приповерхностных структур и свидетельствуют о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на развитие земной коры. Однако связь между структурами земной коры и особенностями строения верхней мантии носит сложный характер. Выяснение закономерностей таких связей позволит понять причины и механизм тектонических процессов, происходящих в литосфере.

Новые сейсмические данные о глубинном строении докембрийских щитов подтвердили правомерность реконструкций глубинного строения, в которых основной объем литосферы представляется сформированным в архее, а структурно-формационным комплексам протерозоя отводится подчиненная роль. Структура крупных блоков земной коры докембрийского возраста в основном сохранилась до настоящего времени, подвергшись модификации лишь в ограниченных по размерам зонах тектономагматической активизации.

Литература

1. Трипольский А.А., Шаров Н.В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН. 2004. 159 с.

Сильные землетрясения Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектонических поясов и извержения вулканов: влияние солнечной активности и земных приливов, прогноз событий до 2030 г

В.А. Широков¹, Ю.К. Серафимова²

¹ – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, shirokov@kscnet.ru

² – Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, yulka@emsd.ru

Исследования последних десятилетий показывают, что изучение современных геодинамических процессов в различных оболочках Земли и выяснение их причинной обусловленности невозможно без учёта роли космических факторов. Основываясь на литературных данных, в [3] в схематическом виде представлен механизм влияния космических воздействий на возникновение землетрясений и извержений вулканов и сделан вывод, что в геотектонике для характерного времени менее нескольких десятилетий главными космическими факторами являются гравитационные поля в системе Солнце-Земля-Луна и солнечная активность.

Спектры космических факторов представлены широким набором периодических и квазипериодических компонент. С точки зрения долгосрочного прогноза наибольший интерес представляют 11-, 22-летний и вековой ритмы солнечной активности, а также земной прилив с периодом 18.6 г, вызванный вращением узлов орбиты Луны и изменением её склонения от 18° до 28°. В работах [4, 5] впервые для различных регионов Тихоокеанского тектонического пояса изучено совместное влияние 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного ритмов на возникновение сильных землетрясений 18–21 веков, разработана новая методика долгосрочного прогноза, сделаны оценки её эффективности по ретроспективным данным и дан долгосрочный прогноз сильных событий на ближайшие 20 лет. За прошедшие полтора года в Тихоокеанском поясе в соответствии с этим прогнозом произошло 8 землетрясений с $M \geq 7.7$, в том числе 6 событий с $M \geq 8.0$.

В настоящей работе этот подход реализован для землетрясений Альпийско-Гималайского пояса и для вулканических извержений отдельных регионов Тихоокеанского пояса. На двумерной фазовой плоскости (Φ_1 , Φ_2) с использованием метода наложения эпох проведён анализ распределения сильных сейсмических и вулканических событий, где Φ_1 и Φ_2 соответственно фазы лунного цикла $T_1 = 18.613$ г и цикла Хейла изменения полярности ведущих групп солнечных пятен с $T_2 = 22$ г. За нулевые фазы циклов приняты эпохи максимального склонения Луны и минимумов чётных 11-летних солнечных циклов согласно общепринятой цюрихской классификации [1].

Методика прогноза заключается, во-первых, в статистически значимом выделении на фазовой плоскости «опасных» прямоугольных «окон» (кластеров), в которых плотность событий в среднем примерно на порядок больше, чем вне «окон». Во-вторых, на фазовой плоскости проводится фазовая траектория и рассчитываются временные интервалы, в которых эта траектория пересекает выделенные «опасные окна» в ближайшие 20 лет. Таким способом легко определяются сроки возникновения будущих событий. В качестве исходных данных для извержений взяты каталоги [2, 6] для интервала 1800-1994 гг.

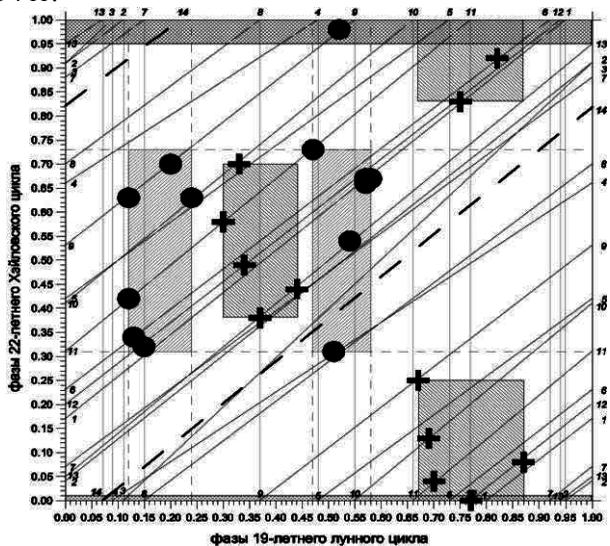


Рис. 1. Распределение землетрясений с $M \geq 7.6$ за период 1737–1997 гг (черные кружки) и вулканических извержений Камчатки за период 1854–1996 гг (крестики) по фазам лунного и хейловского циклов. Объем изверженного материала $V \geq 0.3 \text{ км}^3$. Наклонными линиями показаны фазовые траектории с 1723.5 г. Нумерация циклов Хэйла с 1723.5 года

На рисунке этот подход реализован для землетрясений и извержений Камчатского региона. «Опасные окна» обозначены штриховкой. Видно, что фазовая траектория № 14, начавшаяся в VIII.2007 г (штриховые отрезки двух прямых), в течение текущего цикла до 2030 г «опасные окна» для извержений не пересекает. Для землетрясений траектория пересекает только одно «опасное окно», поэтому в ближайшие 20 лет землетрясения Камчатки с $M_w \geq 7.6$ ожидаются только в период XI.2014–VII.2017 гг. Оценим эффективность I этих прогнозов, под которой понимается отношение интенсивности потока событий в «опасных окнах» к средней интенсивности для всего каталога. Ве-

личины I для извержений и землетрясений соответственно равны 6.6 и 5.9.

Поясним, что величина $I = 1$ соответствует случайному прогнозу, а $I = 2$ и 3 указывают на то, что гипотеза о неравномерном распределении событий верна с уровнем доверия 0.95 и 0.99 соответственно. В таблице указаны эффективности прогнозов извержений для 9 регионов Тихоокеанского пояса. Величина I меняется от 2.6 до 6.6.

Таблица. Оценка эффективности I прогнозов извержений вулканов Тихоокеанского пояса.

Регион	Координаты	VEI или V , км ³	N	N_1	Эффективность $I = (N_1/N)/S_{\text{опас}}$
П-в Камчатка	51°-57°N, 156°-162°E	$\geq 0.3 \text{ км}^3$	12	12	6.6
Курильские острова	43°-51°N, 145°-157°E	≥ 3	24	23	2.6
Алеутские острова	52°-54°N, 177°E-168°W	≥ 3	19	18	3.0
Филиппины	9°-20°N, 120°-125°E	≥ 3	20	17	2.69
Южная Америка I	5°N-46°S, 79°-67°W	≥ 4	9	8	5.05
Южная Америка II	15°-46°S, 72°-67°W	≥ 3	27	25	2.93
Район Новой Зеландии	12°-40°S, 175°E-173°W	≥ 3	19	18	2.87
О-ва Новая Британия	3°-6°S, 144°-152°E	≥ 3	17	15	2.94
О-ва Новые Гебриды	10°-17°S, 165°-170°E	≥ 3	19	17	5.14

Примечание: N – количество извержений, N_1 – количество извержений в "опасных окнах", VEI (Volcanic Explosivity Index) – масштаб извержений по [8], $S_{\text{опас}}$ – суммарная площадь "опасных окон" относительно площади фазового квадрата, принятой за 1

Для Альпийско-Гималайского пояса эффективности для землетрясений варьируют от $I = 3.1$ (Кавказ) до $I = 5.4$ (Средняя Азия), а для 7 регионов Тихоокеанского пояса – от 2.0 до 5.9 [5].

Литература

1. Витинский Ю.И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. Л.: 1973. 257 с.
2. Гушенко И.И. Извержения вулканов мира. М.: Наука. 1973. 475 с.
3. Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и её долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны. Вулканизм и геодинамика. М.: Наука. 1977. С. 103-115.
4. Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2, Вып. 8. С. 120-133.
5. Широков В.А., Серафимова Ю.К. Методика прогноза сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 7.6$ и оценка ее эффективности для различных регионов Земли // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: IV междунар. конф.,

с. Паратунка Камч. обл., 14-17 авг. 2007 г. Сборник докладов. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН. 2007. С. 482-489.

6. Simkin Tom and Siebert Lee. Volcanoes of the World. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. Geoscience Press. Tucson. Arizona. 1994. 349 p.

Геодинамика, среда и сейсмичность

Ю.К. Щукин

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, schuk@idg.chph.ras.ru

Современный период ознаменован динамическим развитием региональных геолого-геофизических работ в нашей стране и за рубежом, существованием альтернативных геодинамических концепций, фактом усиленного внимания к использованию геофизической информации о крупномасштабных неоднородностях земной коры и верхней мантии, о процессах на глубинах в первые десятки – сотни километров, с которыми в разной степени связаны очаги сильных и разрушительных землетрясений;

В настоящее время остаются нерешенными или не полностью решенными важные задачи в области сейсотектоники и сейсмической опасности:

Сейсмологические задачи массового надежного определения глубин очагов землетрясений; массового определения размеров очагов и параметров процесса их вспарывания; адекватного им описания ансамблей землетрясений;

Геологические задачи различия полностью залеченных, проницаемых подвижных и сейсмоактивных разломов; оценки свойств глубинных частей разломов по свойствам наблюдаемых приповерхностных частей; оценки и картирования кинематики подвижек по зонам разломов;

Комплексные (сейсотектонические) задачи создания и картирования регионального поля напряжений; нахождения оптимального метода перехода от исходных данных к зонам возникновения очагов землетрясений; оценки приуроченности больших и малых очагов к разломам (блокам, другим неоднородностям); оценки раздельного вклада крипа и сейсмогенерирующих подвижек в суммарные амплитуды; связи состояния и внутренних свойств разломов, блоков, других неоднородностей с параметрами генерируемых ими землетрясений; выявление областей преимущественного приповерхностного сейсотектогенеза.

Загадки и парадоксы сейсмичности, условия возникновения очагов сильнейших (с магнитудой 7 и выше) в областях, считавшихся ранее асейсмичными или слабосейсмичными (например, Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг в пределах Туранской плиты, Нефтегорского землетрясения 1994 г. на Сахалине, на Алтае в 2003 г, в районе Калининграда, в 2004 г и др.), поставили перед естествоиспытателями новую проблему сейсотектоники и сейсмичности областей со слабой и умеренной тектонической активностью.

Анализ современных геодинамических процессов, чувствительным индикатором которых служит сейсмичность, в условиях слабоконтрастных проявлений этих процессов требует новых и более тонких решений, нежели

те, которые рождались и обрабатывались в условиях активных горных регионов высокой сейсмической опасности.

Наши предложения следует рассматривать на данном этапе как постановку задач и методов изучения глубинных условий происхождения землетрясений. Впереди развитие исследований глубинных сейсмических процессов в очаговых зонах сильнейших землетрясений; прогноза сеймотектонических явлений в пределах платформенных регионов; детального изучения сеймотектоники районов строительства ответственных сооружений (типа АЭС), протяженных линейных объектов (типа Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, наземных и подводных газопроводов и нефтепроводов, энергетических межконтинентальных коммуникаций и др.).

Сегодня важнейшей задачей является обеспечение достоверной глубинной сеймотектонической основы долговременного прогнозирования сейсмической опасности при сейсмическом районировании разной детальности, прежде всего, при общем сейсмическом районировании (ОСР), детальном сейсмическом районировании (ДСР), а также при сейсмическом микрорайонировании. Практические аспекты проблем очевидны и требуют незамедлительных действий.

Особенности современных тектонических проявлений таковы, что они, по сравнению с подобными проявлениями геологического прошлого, могут быть изучены полнее и точнее на всей планете и во всем объеме литосферы. Это позволяет создать модель современного тектонического развития литосферы, которая должна служить теоретической основой сеймотектонических работ. Уже выявлены многие черты такой модели: структурно-динамическая расслоенность литосферы, существенная деформируемость не только глубинных, но и верхнекоровых литопластин в активных областях, полигенность, разноранговость и разноглубинность современных структур, одной из причин развития которых, прямой или опосредованной, являются латеральные перемещения горных масс при большем или меньшем участии других факторов. Задачами дальнейших исследований по-прежнему являются систематизация и анализ данных о разнообразных проявлениях современной тектонической активности, выявление связи между разными проявлениями, их геодинамическая интерпретация с использованием адекватных моделей геологической среды.

В теории и практике сеймотектонических исследований одним из важных элементов должен стать учет физико-механических и реологических параметров среды возникновения землетрясений, выяснение влияния её прочностных свойств на сейсмичность. При этом под термином «среда возникновения очагов землетрясений» понимается не просто определенная деформируемая горная порода, а совокупность геологических тел с их различными структурно-вещественными характеристиками и деформационными свойствами. Строение и состав среды устанавливаются на основе геолого-

геофизических данных. Очаг возникает вследствие деформации современными тектоническими напряжениями именно такой гетерогенной среды. Понятие среды нельзя сводить только к учету числа «переработок» земной коры в процессе истории геологического развития, наличие только каких-то разломов (разлом разлому рознь), только «блоков», «узлов», «доменов» или геофизических аномалий. Среда – комплекс разных по своим деформационным свойствам тел, находящихся в разных структурных взаимоотношениях и поэтому по-разному реагирующих на современные тектонические напряжения. В разных средах формируется разный сейсмический режим даже при одинаковых параметрах современной тектоники.

Важнейшей методической задачей является поиск путей перехода от качественных характеристик (анизотропное, изотропное состояние среды, степень консолидации горных пород, характер дискретности, делимости и т.д.) к количественным оценкам структурно-вещественных параметров среды возникновения землетрясений.

Совершенствование теории и практики сеймотектонических исследований эпицентральных областей известных сильных землетрясений (в том числе, палеоземлетрясений), результатов экспериментов по разрушению горных пород в условиях, приближенных к природным, и всего набора геофизических и сейсмологических параметров очаговых зон сильных землетрясений. Необходимо сконцентрировать усилия на создании общепринятой физической модели очагов сильного землетрясения, неотектонических и сеймотектонических основ прогнозирования места и силы землетрясений в связи с конкретными сейсмогенными структурами. Должны быть выявлены и определены наиболее информативные геолого-геофизические (сеймотектонические) критерии сейсмичности в регионах с разными геодинамическими режимами.

Необходимо провести изучение строения зон тектонически активных разломов на разных глубинных уровнях (обнаженных денудацией и вскрытых горными выработками) для познания процессов хрупкого и вязкого разрушения, а также залечивания тектонических нарушений при вариациях РТ-условий, что позволит более определенно и обоснованно проводить выделение зон возможного возникновения землетрясений. Применение методов прямого геологического изучения зон многократно активизированных разломов позволит более оперативно создавать новые рабочие сеймотектонические модели очагов землетрясений, максимально приближенные к природным геологическим условиям.

Сейсмичность и разломная тектоника Юго-Запада Корякского нагорья

Г.П. Яроцкий

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский,
ecology@ksc net.ru

Сейсмичность юго-запада нагорья определяется положением в Чукотском поясе, который рассматривается [1], как северное обрамление Берингийской литосферной плиты. Редкая сеть наблюдений в нагорье не давала достаточной уверенности в трассировании пояса к юго-западу, где он мог бы аргументировано слиться с поясом, обрамляющим Берингию на юге. Поэтому три события в нагорье возбудили интерес к проблеме северного обрамления: Корякское (13.10.88), Хаилинское (8.04.91), Олюторское (20.04.06). Первое – одиночное, находится в 248 км к СВ от с/с Тиличики. Два других образуют облако многочисленных форшоков и афтершоков размером 182×68 км, непосредственно от с/с к СВ (рис. 1).

В облаке отчётливо выделяются пять равновеликих площадей группирования эпицентров форшоков и афтершоков, простирающихся вкрест облака на СЗ. Площади выделены нами по насыщенности эпицентрами, интенсивности и принадлежности к Хаилинскому или Олюторскому землетрясению. Ветвейская площадь представлена исключительно эпицентрами Олюторского. Хаилинская площадь насыщена эпицентрами обоих землетрясений; далее к СВ на Увальной площади – исключительно эпицентры Олюторского, ещё далее на Иночвиваямской – площади эпицентры Олюторского события. Для всех площадей присуще разделение облака по продольной СВ оси симметрии: каждое делится на две равные части.

Облако приурочено к нескольким структурам окраины верхнемелового континента и приразломных впадин приращённого палеогенового континента Морской транзитали литосферы [2]. Облако проецируется на высокоградиентный перегиб подошвы литосферы; к СЗ глубина трога 80–81 км, к югу – 59–64 км! На поверхности перегиб отражён Вывенско-Ватынской шовной зоной с интрузиями гипербазитов и Вывенским глубинным разломом, Ильпинско-Тылговаямским синклиноморием с прогибом фундамента более 10 км [3]. К перегибу приурочена подавляющая часть площади облака. Его продольная ось отражена клином долины р. Вывенки шириной на СЗ от 20 км, до 2 – на СВ. Эта тенденция проявлена и в сужении ширины облака в СВ направлении.

За пределами отложенной долины к СЗ в образованиях фундамента и Ильпинско-Тылговаямского синклиномория на ЮВ картируется система СЗ нарушений протяжённостью несколько десятков км. Именно они объясняют наличие в облаке пяти площадей СЗ простирания. Совместно с СВ разломами

шовной зоны и глубинным разломом они «нарезают» блоки коры, с включением на севере окраины верхнемелового фундамента, а на юге – слабо консолидированных осадочных комплексов палеогена. Именно эти блоки локализуют группирующиеся эпицентры.

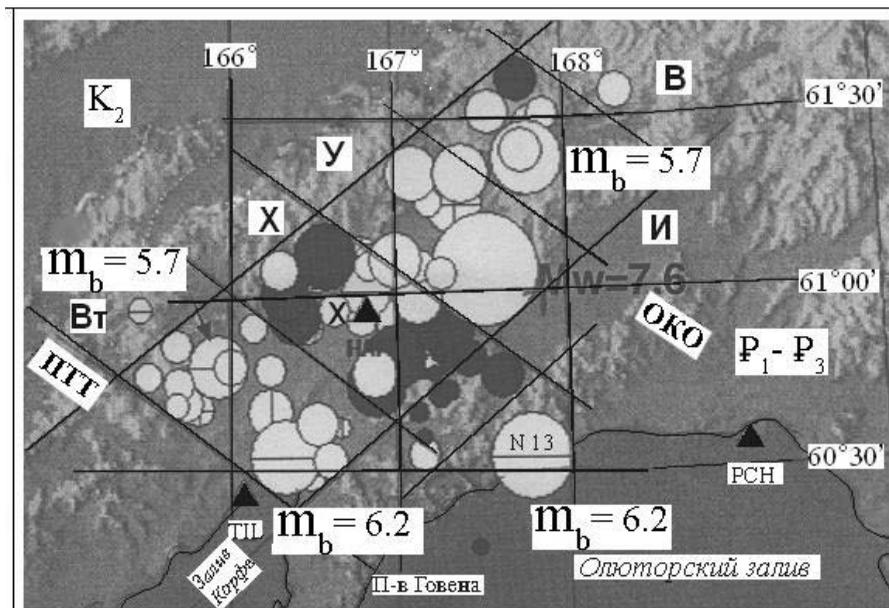


Рис. 1. Облако Хаилинского и Олюторского землетрясений на Юго-Западе Корякского нагорья (кружки).

Землетрясения Хаилинское (тёмные), Олюторское (светлые), (по разным источникам с дополнениями автора). Площади облака: Вт – Ветвейская, Х – Хаилинская, У – Уваллистая, И – Иночвиваямская, В – Вылвыякульская. Разломы межглыбовые: ПТТ – Парень-Таловско-Тиличикский, ОКО – Омолон-Каменско-Олюторский. Треугольники – сейсмостанции: ТП – Тиличикская, Х – Хаилинская, РСН – Пахачинская

Тектоническая позиция трёх землетрясений объясняется концепцией глыбово-клавишного строения коры окраин континентов [4]. Кора разбита трансрегиональными поперечными межглыбовыми разломами от океана до древнего континента, где они переходят в продольные. Расстояния между разломами определяются мощностью твёрдой коры, составляют от 50 до 160 км и выражают симметрию подобия, возникающую в условиях растяжения. Глыбы – разноамплитудные, что отражено в конфигурации побережий: воздымающаяся – полуостровами, опускающиеся (запаздывающие в поднятии) – заливами. Первые на поверхности первые – характеризуются подавляюще основным магматизмом, вторые – кислым. В условиях геодинамических растяжений разломная сеть разного порядка закладывается во всех

слоях твёрдой коры, что отражено на территории облака Хаилинского и Олюторского землетрясений сетью СВ и СЗ нарушений, «нарезавших» блоки площадей группирования эпицентров [событий].

В схеме глыбово-клавишной структуры коры территория Хаилинского и Олюторского событий приурочена к опускающейся глыбе Олюторского залива. Она на западе ограничена Парень-Таловско-Гиличикским, на востоке – Омолон-Каменско-Олюторским северо-западными трансрегиональными межглыбовыми разломами. Первый разлом ограничивает распространение облака к западу, второй – проходит по восточной границе Увальной площади. Две следующих площади на востоке облака уже приурочены к воздымающейся глыбе Олюторского п-ова. Самой напряжённой является Хаилинская площадь в центре глыбы, блок которой расположен над максимальными глубинами впадин по кровле мела (K_2) и кристаллического фундаментов, вероятно, растягиваемый на глубинах.

Главными направлениями развития [сейсмических] событий являются СВ и СЗ тектонические планы. Первый – отражает процесс наращивания коры на окраине континента, второй – поперечные дислокации в ней и сформированные ими блоки-клавиши в нарастившихся слабо дислоцированных молодых (P_1 - P_3) комплексах. Положение блоков-клавиш над перегибом подошвы литосферы приводит их, вероятно, к движениям в сторону моря. Т.е. предполагается сползание окончания всей глыбы Олюторского залива. Оценки глубинности Хаилинского землетрясения говорят о плоскости скольжения блоков-клавиш в коре (17 км), либо о плоскости скольжения глыбы-клавиши коры (25-50 км). Олюторское землетрясение (4 км) очевидно лежит на кровле блоков-клавиш площади облака.

Схема возникновения землетрясений с блоками-клавишами окраины континента предложена в [5]. Она дополняется нашей концепцией о глыбах-клавишах, содержащих внутрикоровые и сквозькоровые блоки. Дальнейшее развитие сейсмичности территории прогнозируется в СВ направлении к Корякскому событию, продолжение – в облаке. Направление обусловлено перегибом подошвы литосферы, отражённым на поверхности синклинорием. Синклинорий, расширяясь к ЮЗ, простирается на перегиб и вместе с ним – на запад до п. Оссоры. Но развитие событий здесь, ограничивает межглыбовый ПТТ разлом, за которым находится воздымающаяся глыба полуостровов Говена, Ильпинского и Ильпырского без эпицентров обоих землетрясений. При развитии процесса откалывания блоков-клавишей вероятны внутриглыбовые события, во всей глыбе и подкоровые.

Литература:

1. Ландер А.В. и др. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991г.: существует ли плита Берингия // Геодин.

- и прогноз землетрясений. Выч. техника и сейсмология. Наука. 1994. Вып. 26. С. 103-122.
2. Геологический Атлас России. Раздел: Геол. строение и геофиз. характ. недр. Карта рельефа подошвы литосферы России. М.: СПб: 1966. С. 185-194.
- 23 Мороз Ю Ф.Строение осадочного вулканогенного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеан. геол.1991. № 1. С. 59-67.
3. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. Наука. М.: 1988. С. 154-164.
4. Яроцкий Г.П. Геолого-геофизическая модель Японо-Камчатской окраины Азиатского континент // Геол. служба и мин.-сырьевая база России на карте XXI века. СПб: 2000.

Указатель авторов

- Авагимов А.А., II – 99
Авгулевич Д.Л., II – 43
Агафонов Ю.А., II – 40
Айтматов И.Т., I – 11
Акманова Д.Р., II – 205
Алексеев В.А., II – 208
Алексеева Н.Г., II – 208
Алехин В.И., I – 197
Ананьин Л.В., II – 290
Анжелъе Ж., I – 200, 203, II – 5, 9
Анохина К.М., I – 330
Антонов Е.Ю., II – 40
Ардюков Д.Г., I – 180, 315
Арефьев С.С., II – 211
Астафуров С.В., I – 192
Астафьев Д.А., I – 14
Ашмарина Ю.Б., II – 214
Ашурков С.В., I – 284
Бабаджанов Т.Л., I – 206
Баженова Г.Н., II – 24
Баранов А.А., II – 217
Барулева О.А., I – 209
Барыкина О.С., II – 12, 34
Баталев, В.Ю., II – 15
Баталева Е.А., II – 15
Батугин А.С., II – 102, 221
Белоусова О.Е., II – 193
Бержерат Ф., I – 200, 203, II – 5, 9
Бернар П., II – 330
Беспалько А.А., II – 105
Благовещенская Е.Э., II – 223
Бобров А.А., II – 18, 43, 78
Бобров Б.А., I – 97
Богомоллов Л.М., I – 309, II – 21
Бойко Е.В., I – 180, 315
Бокун А.Н., I – 135
Болтышев Г.Ю., I – 17
Борисова Л.Е., II – 280
Бормотов В.А., II – 225
Борняков С.А., I – 138
Бримих Л., II – 276
Бубняк А.Н., I – 212
Бубняк И.Н., I – 212
Бугаев Е.Г., II – 228
Бушенкова Н.А., II – 231, 270
Быкова В.В., II – 211
Василенко Н.Ф., II – 331
Васильев Н.Ю., I – 290
Вахнин М.Г., II – 108
Вержицкий В.Е., I – 233
Веселов А.И., II – 110
Веттегрень В.И., II – 157
Виитман В.А., II – 105
Викулин А.В., I – 19, II – 205
Виноградов А.М., II – 111
Виноградов Ю.К., II – 72
Войтенко В.Н., I – 22, 82
Вострецов А.Г., II – 114
Гаврилов В.А., II – 235, 243
Генштафт Ю.С., II – 24
Герасименко В.И., II – 146
Гилева Н.А., II – 287
Гинтов О.Б., I – 26
Гиоргобиани Т.В., I – 214
Гладков А.С., I – 261, II – 117
Глазнев В.Н., II – 237
Гогоненков Г.Н., II – 120
Гончар В.В., I – 29, 217
Гончаров М.А., I – 32
Горбацевич Ф.Ф., I – 35
Горбунова Е.А., II – 240
Гоць М.Ф., II – 290
Гранин Н.Г., I – 192
Грекова Т.А., II – 331
Гриб Н.Н., II – 349
Грохольский А.Л., I – 140
Грошев М.Е., I – 103
Гусева Т.В., II – 26, 273

- Гуфельд И.Л., II – 29, 243
Дамаскинская Е.Е., I – 143, II – 246, 347
Даниялов М.Г., II – 208
Девершер Ж., I – 264
Деев Е.В., I – 101, II – 231
Демьянович Н.И., I – 220
Джунь Т.М., II – 110
Димаки А.В., I – 192
Добровольский И.П., I – 115
Добрынина А.А., II – 249
Довбнич М.М., I – 38
Дубинин Е.П., I – 140
Дулабова Н.Ю., I – 183, 223
Дядьков П.Г., I – 41, II – 252
Еманов А.Ф., II – 165
Жиан-Ченг Ли, I – 200, 203
Жигалин А.Д., II – 208
Жиров Д.В., II – 46, 124
Жирова А.М., II – 237
Задорожный Д.Н., II – 128
Заманская М.Ю., II – 60
Зверев С.М., II – 32
Зейгарник В.А., II – 99
Злобин Т.К., II – 255
Злогодухова О.Г., II – 258
Игонина Е.А., II – 196
Ильченко В.Л., I – 44
Имаев В.С., I – 227
Имаева Л.П., I – 227
Ирисова Е.Л., II – 280
Казакбаева Г.О., I – 11
Казанкова Э.Р., II – 131
Кале Э, I – 264
Калинин Э.В., II – 34
Кармалеева Р.М., I – 230
Каспарьян Э.В., II – 46
Кашубин С.Н., I – 47
Кирееенкова С.М., II – 157
Киссин И.Г., II – 37
Коврижных А.М., II – 134
Кожевников Н.О., II – 40, 43, 78
Козлова Н.Е., II – 87
Козырев А.А., II – 46, 154, 165
Козырев А.А., I – 50
Козьмин Б.М., I – 227
Колесниченко А.А., I – 233
Колтышева Е.С., II – 261
Конешов, В.Н., I – 163
Копп М.Л., I – 233, 237
Копылова Г.Н., II – 263
Корнилова Н.В., II – 131
Корольков А.В., II – 243
Корчемагин В.А., I – 197, 240, 280
Костюк А.Д., II – 21
Кочарян Г.Г., I – 53
Красновский А.А., II – 137
Краснораменная Т.Г., II – 267
Кузиков С.И., I – 243, II – 21
Кузин А.М., I – 56, II – 49
Кузнецов Н.Б., I – 246
Кузнецова Ю.М., II – 252
Кузьмин Ю.О., I – 230, 249, II – 140
Кулаков Г.И., I – 59
Кулик В.Б., II – 157
Куо-Жен Чанг, I – 200, 203
Курдин Н.Н., I – 312
Курскеев А.К., II – 276
Кустов Ю.И., I – 252
Кучай О.А., I – 255, II – 270
Лавриков С.В., I – 97
Лагова Н.А., II – 359
Ладыгин В.М., II – 72
Латынина Л.А., II – 273, 276
Лебедев Е.Б., II – 52
Лебедева М.А., I – 258
Леви К.Г., I – 61
Левин Б.В., II – 53, 279
Лементуева Р.А., II – 280
Леонов М.Г., I – 64
Леонтьев А.В., II – 165
Леспинас М., II – 159
Летников Ф.А., II – 54

- Лобацкая Р.М., I – 70, II – 267
 Ловчиков А.В., II – 143
 Лукк А.А., I – 115
 Лукьянов И.В., II – 282
 Лунева М.Н., II – 284
 Лунина О.В., I – 261 II – 296
 Лухнев А.В., I – 264
 Лыскова Е.Л., II – 214, 327
 Лю Личиань, I – 73, 76
 Лю Пэйшун, I – 73, 76
 Лю Тианчань, I – 73
 Ма Сэнли, I – 73
 Ма Цзинь, I – 73, 76
 Ма Шаопэнь, I – 76
 Макаров А.Б., II – 146
 Макаров П.В., I – 78
 Маковчук И.В., II – 171
 Мансуров В.А., II – 146
 Маринин А.В., I – 267, 303
 Мартышко П.С., II – 151, 311, 314
 Марчук А.Н., I – 270
 Марчук Н.А., I – 270
 Медведев А.Е., I – 97
 Меллорс Р., I – 258
 Мельников Н.Н., II – 154
 Мельникова В.И., II – 287
 Меркулова Т.В., II – 225
 Милановский С.Ю., I – 81
 Милеев В.С., I – 271
 Милюков В.К., II – 279
 Миренков В.Е., II – 137
 Мирошниченко А.И., I – 264
 Михайлова А.В., I – 145, 148, 163, 167
 Молчанов А.Е., I – 152
 Мординова В.В., II – 290
 Мордвинцев О.П., I – 206
 Морозов Ю.А., II – 157
 Мострюков А.О., I – 274, 290
 Муровская А.В., I – 26
 Мусаев И., II – 208
 Мычак С.В., I – 26
 Назаревич А.В., I – 277, II – 293
 Назаревич Л.Е., I – 277
 Нао–Цу Чу, I – 200, 203
 Насимов Р.М., II – 159, 168
 Неведрова Н.Н., I – 261, II – 296
 Некрасов А.И., II – 162
 Никитин В.М., II – 349
 Нико Э., I – 200, 203
 Николаевский В.Н., I – 81
 Никонов А.А., II – 299, 302
 Никонов А.И., II – 140
 Новоселов О.Н., II – 243
 Нью Анфу, I – 274
 Оленченко В.В., II – 43
 Опарин В.Н., II – 165
 Осипова Н.А., II – 205
 Осокина Д.Н., I – 82, 155
 Павленкова Н.И., II – 57
 Павлов И.О., I – 240, 280
 Панасьян Л.Л., I – 283, II – 34
 Панин В.И., II – 154
 Парфеевец А.В., I – 287
 Парфенюк О.И., I – 160
 Патонин А.В., II – 72
 Першин С.М., II – 208
 Петров Вик.А., I – 274, 290
 Петров Вл.А., II – 159, 168
 Пикулин В.А., II – 157
 Плашенка Д., II – 305, 308
 Погорелов В.В., I – 163
 Подурушин В.Ф., I – 86
 Полец А.Ю., II – 255
 Полешко Н.Н., I – 294
 Полуэктов В.В., II – 159, 168
 Пономарев А.В., II – 330, 340
 Пономарев В.С., I – 89
 Попов С.А., II – 60
 Потехина И.А., II – 171
 Потокин М.И., II – 184
 Прилепин М.Т., I – 297
 Прокопьев А.В., I – 324

- Псахье С.Г., I – 192
Пупков О.М., I – 209
Пьянков В.А., II – 151, 311, 314
Радзиминович Н.А., II – 317
Радченко А.В., I – 97
Расцветаев Л.М., I – 299, 303
Ребецкий Ю.Л., I – 91, 148, 163, II – 63
Ревуженко А.Ф., I – 97
Родкин М.В., II – 53, 320
Романок Т.В., I – 167
Ружич В.В., I – 192, II – 66
Ру-Фей Чен, I – 200, 203
Ручьев А.М., I – 94, II – 69
Рыбин А.К., II – 15, 21
Рыбин В.В., II – 124
Савченко С.Н., I – 35, 50
Садыкова А.Б., I – 294, II – 323
Салтыковский А.Я., II – 72
Санников К.Ю., II – 214, 327
Санчаа А.М., II – 296
Саньков В.А., I – 264, 287, 306
Сапчук И.П., II – 174
Сасорова Е.В., II – 53, 279
Сашурин А.Д., II – 165
Седусов Р.Г., I – 315
Сейнто А., I – 267
Семенова И.Э., II – 176
Семинский К.Ж., II – 43, 75, 78
Серафимова Ю.К., II – 263, 365
Сибиряков Б.П., I – 97
Сибиряков Е.Б., I – 97
Сим Л.А., I – 100, 233, II – 179, 199
Смагина Ю.Г., II – 46
Смирнов В.Б., I – 274, II – 330, 340
Смирнов В.Н., I – 171
Смутьская А.И., II – 157
Соболев Г.А., II – 157
Соколова Ю.Ф., II – 81
Спивак А.А., II – 84
Старостин В.И., I – 283
Стеблов Г.М., II – 331
Степанов В.В., II – 334, 337
Стефанов Ю.П., I – 174
Стефансон Р., II – 5, 9
Строгонова С.М., II – 340
Стром А.Л., I – 103
Суворов В.Д., II – 341
Судо Р.М., II – 131
Суетнова Е.И., I – 177
Сулейманов М.О., I – 183
Сыдыков А., I – 294
Сычев В.Н., I – 309, II – 21, 29
Сычева Н.А., I – 309, II – 21
Тарадаева Т.В., I – 327
Тверитинова Т.Ю., I – 303, 312
Тимофеев В.Ю., I – 180, 315
Тимурзиев А.И., I – 106, II – 120
Тимуш А.В., I – 294, 327
Томилини Н.Г., I – 143, II – 246, 344, 347
Травин В.В., II – 87
Траскин В.Ю., II – 88
Трофименко С.В., II – 349
Трубицын В.П., I – 111
Турапов М.К., I – 183, II – 182
У Сюцжан, I – 73
Умурзаков Р.А., I – 318, 321
Урядов В.П., II – 208
Устюгов М.Б., I – 59
Уткин В.И., II – 351
Фатхуллаев Ш.Д., I – 321
Федотов П.И., II – 105
Федотова Ю.В., II – 184
Филатова В.Т., I – 186
Фомичев В.В., II – 208
Фролов Д.И., II – 331
Фролова Н.С., II – 91
Хазан Я.М., II – 187
Хаммер, II – 159, 168
Хачикян Г.Я., I – 294
Ходжиметов А.И., II – 190
Хромов А.А., II – 280
Худолей А.К., I – 324

Цельмович В.А., II – 157
Чанг–Пай Чанг, I – 200, 203
Чаньшев А.И., II – 193, 196
Червов В.В., II – 231
Черемных А.В., I – 189, II – 78
Чиков Б.М., II – 94
Чирков Е.Б., II – 359, 356
Шабалин И.И., I – 97
Шаров Н.В., II – 362
Шацлов В.И., I – 294, 327
Шевченко В.И., I – 115
Шейкин И.Б., I – 171
Шенькман Б.М., I – 220
Шенькман И.Б., I – 220
Шерман С.И., I – 118
Шилько Е.В., I – 192
Широков В.А., II – 365
Широков И.А., I – 330
Шпаченко А.К., II – 124
Штирц В.А., II – 105
Щукин С.И., II – 168
Щукин Ю.К., I – 123, II – 369
Юдахин Ф.Н., I – 126
Юрков А.К., II – 351
Юрченко О.С., II – 199
Яворович Л.В., II – 105
Яковицкая Г.Е., II – 114
Яковлев Ф.Л., I – 82, 129, 332
Яроцкий Г.П., II – 372

Указатель организаций

Россия

п. Айхал (Якутия)

Айхальский ГОК, АК АЛРОСА ЗАО

1 Маковчук Игорь Валентинович

г. Апатиты

Геологический институт Кольского НЦ РАН

2 Глазнев Виктор Николаевич glaznev@geoksc.apatity.ru
3 Горбачевич Феликс Феликсович gorich@geoksc.apatity.ru
4 Жиров Дмитрий Вадимович zhirov@geoksc.apatity.ru
5 Жирова Анжела Максимовна. anzhelaz@geoksc.apatity.ru
6 Ильченко Вадим Леонидович vadim@geoksc.apatity.ru
7 Козлова Николай Евгеньевич kozlova@afmgtu.apatity.ru
8 Филатова Валентина Тимофеевна filatova@geoksc.apatity.ru
9 Шпаченко Аркадий Кузмич

Горный институт Кольского НЦ РАН

10 Козырев Анатолий Александрович kozar@goi.kolasc.net.ru
11 Каспарян Эдуард Варужанович kasp@goi.kolasc.net.ru
12 Ловчиков Александр Васильевич vocson@goi.kolasc.net.ru
13 Мельников Николай Николаевич trout@goi.kolasc.net.ru
14 Панин Виктор Иванович
15 Потокин М.И.
16 Рыбин В.В. rybin@goi.kolasc.net.ru
17 Савченко Степан Николаевич gorich@geoksc.apatity.ru
18 Семенова Инна Эриковна innas@goi.kolasc.net.ru
19 Смагина Ю.Г.
20 Федотова Юлия Викторовна julia@goi.kolasc.net.ru

г. Архангельск

Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН

21 Юдахин Феликс Николаевич arhsc@mail.ru

г. Екатеринбург

Институт геофизики УрО РАН

22 Виноградов Альберт Михайлович gopm@mail.ru
23 Колтышева Елена Степановна dir@igeoph.mplik.ru
24 Мартышко Петр Сергеевич

- 25 Пьянков Валентин Александрович v_pyankov@mail.ru
26 Уткин Владимир Иванович voutkin@mail.ru
27 Юрков Анатолий Константинович
28 Сашурин Анатолий Дмитриевич sashour@igd.uran.ru

г. Иркутск

Байкальский филиал ГС СО РАН

- 29 Гилева Н.А. nagileva@crust.irk.ru
30 Гоць М.Ф. goc@crust.irk.ru
31 Козьмин Б.М. b.m.kozmin@diamond.ysn.ru

Институт земной коры СО РАН

- 32 Ананьин Л.В.
33 Ашурков С.В.
34 Бобров Александр Анатольевич alexbob@crust.irk.ru
35 Борняков Сергей Александрович bornyak@crust.irk.ru
36 Гладков Андрей Станиславович gladkov@crust.irk.ru
37 Горбунова Екатерина Алексеевна smallwizard@mail.ru
38 Демьянович Нина Ивановна vmdem@mail.ru
39 Добрынина Анна Александровна dobrynina@crust.irk.ru
40 Злогодухова Ольга Геннадьевна Olga_zlogoduhova@mail.ru
41 Имаев Валерий Сулейманович imaev@crust.irk.ru
42 Имаева Людмила Петровна, imaev@crust.irk.ru
43 Кустов Юрий Иннокентьевич kustov@crust.irk.ru
44 Лебедева Марина Анатольевна lebedeva@crust.irk.ru
45 Леви Кирилл Георгиевич levi@crust.irk.ru
46 Летников Феликс Артемьевич letnikov@crust.irk.ru
47 Лунина Оксана Викторовна lounina@crust.irk.ru
48 Лухнев Андрей Викторович loukhnev@crust.irk.ru
49 Мельникова Валентина Ивановна, vimel@crust.irk.ru
50 Мирошниченко Андрей Иванович
51 Мордвинова Валентина Владимировна mordv@crust.irk.ru
52 Парфеевец Анна Владимировна aparf@crust.irk.ru
53 Потехина Инна Александровна ip@crust.irk.ru
54 Радзиминович Наталья Анатольевна nradzim@crust.irk.ru
55 Ружич Валерий Васильевич Ruzhich@crust.irk.ru
56 Саньков Владимир Анатольевич sankov@crust.irk.ru
57 Семинский Константин Жанович Seminsky@crust.irk.ru
58 Черемных Александр Викторович Cherem@crust.irk.ru
59 Шенькман Б.М.
60 Шенькман И.Б.

- 61 Шерман Семен Иойнович ssherman@crust.irk.ru
Иркутское электроразведочное предприятие «ИЭРП»
 62 Агафонов Юрий Александрович aua@ierp.ru
Лимнологический институт СО РАН
 63 Гранин Николай Григорьевич
 64 Астафуров С.В.
 65 Димаки А.В.
 66 Шилько Евгений Викторович shilko@ispms.tsc.ru
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
 67 Неведрова Нина Николаевна NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru
 68 Санчаа А.М.
ГОУ ВПО Иркутский государственный технический университет
 69 Лобацкая Раиса Моисеевна lob@istu.edu

г. Краснокаменск

ОАО Приаргунское производственное горно-химическое объединение «ППГХО»

- 70 Щукин С.И. geol@krasnokamensk.ru

г. Красноярск

НП «Экологический центр рационального освоения природных ресурсов»

- 71 Краснораменская Татьяна Геннадьевна krasnoramenskaya@ecropr.ru

г. Москва

ООО Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий «ВНИИГАЗ»

- 72 Астафьев Дмитрий Александрович d_astafiev@vniiغاز.gazprom.ru

Государственный астрономический институт им. П.К. Штейнберга МГУ

- 73 Милюков Вадим Константинович milyukov@sai.msu.ru

Геологический факультет МГУ

- 74 Барыкина Ольга Сергеевна korona@tsr.ru
 75 Гончаров Михаил Адрианович m.a.gonch@mail.ru
 76 Калинин Эрнест Валентинович kalinin@sumail.ru
 77 Курдин Николай Николаевич tvertat@geol.msu.ru
 78 Милеев Владислав Сергеевич mileev@geol.msu.ru
 79 Панасьян Лейли Леоновна liyli@zmail.ru
 80 Расцветаев Леонид Михайлович rascv@mail.ru
 81 Тверитинова Татьяна Юрьевна tvertat@geol.msu.ru
 82 Фролова Наталья Сергеевна frolova@dynamo.geol.msu.ru

Московский государственный университет Физический факультет МГУ

- 83 Ладыгин В.М.
84 Смирнов Владимир Борисович vs60@phys.msu.ru
Музей землеведения МГУ
- 85 Грохольский Андрей Львович
86 Дубинин Евгений Павлович edubinin08@rambler.ru
**Лаборатория физико-химической механики твердых тел,
Химический факультет МГУ**
- 87 Траскин Владимир Юрьевич traskine@yahoo.com
ООО Центр геодинамических исследований
- 88 Грошев М.Е. m-groshev@yandex.ru
Геологический институт РАН
- 89 Колесниченко Алексей Александрович kolesn_al@ginras.ru
90 Копп Михаил Львович kopp@ginras.ru
91 Кузнецов Николай Борисович kouznikbor@mail.ru
92 Леонов Михаил Георгиевич m_leonov@ginras.ru
93 Пономарев Виталий Стефанович
**Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН**
- 94 Петров Владислав Александрович vlad@igem.ru
95 Полуэктов В.В.
Российский государственный геологоразведочный университет
- 96 Васильев Никита Юрьевич
Геофизический центр РАН
- 97 Родкин Михаил Владимирович rodkin@wpcb.ru
Институт геохимии и аналитической химии РАН
- 98 Лебедев Евгений Борисович leb@geokhi.ru
Московский государственный горный университет
- 99 Батугин Андриан Сергеевич as-bat@mail.ru
Институт динамики геосфер РАН
- 100 Кочарян Геворг Грантович gevorgk@idg.chph.ras.ru
101 Спивак Александр Александрович spivak@idg.chph.ras.ru
102 Стром Александр Леонидович a.strom@g23.relcom.ru
103 Щукин Юрий Константинович schuk@idg.chph.ras.ru
Институт проблем нефти и газа РАН
- 104 Судо Роман Михайлович roman rf @ mail.ru
105 Кузин Алексей Михайлович amkouzin@ya.ru
106 Казанкова Эльвира Ромуальдовна kazankova@IPNG.ru
107 Корнилова Наталья Вячеславовна
108 Никонов Александр Иванович nik@ipng.ru
Институт океанологии РАН
- 109 Вержбицкий В.Е. torsek1@rambler.ru
110 Сасорова Елена Владимировна

Институт физики Земли РАН

111	Анохина Клавдия Михайловна	
112	Арефьев Сергей Сергеевич	sserg@ifz.ru
113	Баженова Галина Николаевна	
114	Борисова Лидия Евгеньевна	
115	Геншафт Юрий Семенович	ugen@ifz.ru
116	Грекова Татьяна Анатольевна	
117	Гусева Тамара Вениаминовна	guseva@ifz.ru
118	Гуфельд Иосиф Липович	igufeld@korolev-net.ru
119	Добровольский Игорь Петрович	shevch@ifz.ru
120	Зверев Сергей Митрофанович	zverev@ifz.ru
121	Ирисова Елена Леонидовна	
122	Кармалева Римма Михайловна	kuzmin@ifz.ru
123	Киреевкова Светлана Михайловна	
124	Киссин Иснау Гаврилович	Kissin@ifz.ru
125	Кузьмин Юрий Олегович	kuzmin@ifz.ru
126	Лагова Наталья Алексеевна	lagova@ifz.ru
127	Латынина Людмила Александровна	lat@ifzru
128	Лементуева Рита Ануфриевна	leto@ifz.ru
129	Лукк Альберт Артурович	lukk@ifz.ru
130	Лукьянов Илья Владимирович	Lukyanov@bk.ru
131	Маринин Антон Витальевич	marinin@yandex.ru
132	Марчук Алексей Николаевич	
133	Марчук Наталья Алексеевна	
134	Милановский Святослав Юрьевич	victor@ifz.ru
135	Михайлова Анастасия Всеволодовна	reb@ifz.ru, mikh@ifz.ru
136	Молчанов Александр Евгеньевич	galagan@ifz.ru
137	Морозов Юрий Алексеевич	morozov@ifz.ru
138	Насимов Рашит Музагитович	nasimov@ifz.ru
139	Николаев Алексей Всеволодович	
140	Николаевский Виктор Николаевич	victor@ifz.ru
141	Никонов Андрей Алексеевич	nikonov@ifz.ru
142	Осокина Дариана Николаевна	kvasov144@sumail.ru
143	Павленкова Нинель Ивановна	ninapav@ifz.ru
144	Парфенюк Ольга Ивановна	oparfenuk@ifz.ru
145	Пономарев Александр Вениаминович	
146	Прилепин Михаил Тихонович	prilepin@ifz.ru
147	Родкин Михаил Владимирович	rodkin@wdcb.ru
148	Ребецкий Юрий Леонидович	reb@ifz.ru
149	Романюк Татьяна Валентиновна	t.romanyuk@mail.ru
150	Салтыковский Артур Яковлевич	saltyk@ifz.ru
151	Сим Лидия Андреевна	sim@ifz.ru
153	Смульская Анна Игоревна	

- 154 Соболев Геннадий Александрович
155 Соколова Юлия Федоровна
156 Стеблов Григорий Михайлович steblov@ifz.ru
157 Строганова Светлана М.
158 Суетнова Елена Ивановна elena_suetnova@mail.ru
159 Трубицын Валерий Петрович trub@ifz.ru
160 Хромов Анатолий Алексеевич
161 Цельмович Владимир Анатольевич
162 Чирков Евгений Борисович ye_chirkov@list.ru
163 Шевченко Владимир Иванович shevch@ifz.ru
164 Широков Игорь Александрович shirokov@ifz.ru
165 Яковлев Федор Леонидович yak@ifz.ru

Обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, пос. Борок Ярославская обл.

- 166 Виноградов Ю.К.
167 Мострюков Александр Олегович
168 Патонин А.В.
169 Петров Виктор Анатольевич petrov@borok.adm.yar.ru

Научно-технический центр по ядерной и радиационной безопасности

- 170 Бугаев Евгений Геннадиевич bugaev-eg@yandex.ru

Объединенный институт высоких температур РАН

- 171 Авагимов Арбен Аванесович arben@ihed.ras.ru
172 Зейгарник Владимир Альбертович zeigarnik@ihed.ras.ru

ОАО Инж. Центр ЭЭС

- 173 Степанов Владимир Васильевич stepanov-vv@yandex.ru

ОАО Центральная Геофизическая Экспедиция «ЦГЭ»

- 174 Гогоненков Георгий Николаевич cge@cge.ru
175 Тимурзиев Ахмет Иссакович ait@cge.ru

ФГУП «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов»

- 176 Задорожный Дмитрий Николаевич blagmet@tsnigri.ru

Московская обл., Ленинский р-н, пос. Развилка

ООО ВНИИГАЗ

- 177 Подурушин Владимир Федорович vfp53@mail.ru

г. Мытищи,

ФЭСТ, Московский государственный университет леса

- 178 Корольков А.В. korolkov@mgul.ac.ru
179 Новоселов О.Н. onn@mgul.ac.ru

г. Нерюнгри (Якутия)

Технический институт (филиал) ГОУ ВПО «Якутский государственный

университет»

- 180 Гриб Н.Н.
181 Никитин В.М.
182 Трофименко Сергей Владимирович urovsky@yandex.ru

г. Новокузнецк

ОАО «Восточный научно-исследовательский горнорудный институт»

- 183 Веселов Александр Иванович vostnigri@mail.ru
184 Джунь Т.М.

г. Новосибирск

Алтае-Саянский филиал ГС СО РАН

- 185 Еманов А.Ф. emanov@gs.nsc.ru

Институт геологии и минералогии СО РАН

- 186 Чиков Борис Маркович bmchikov@mail.ru

Институт горного дела СО РАН

- 187 Белоусова Ольга Евгеньевна belousova_o@ngs.ru
188 Игонина Евгения Алексеевна igonina@gorodok.net
189 Коврижных Александр Михайлович amkovr@mail.ru
190 Красновский Андрей Анатольевич mirenkov@misd.nsc.ru
191 Кулаков Геннадий Иванович admin@misd.nsc.ru
192 Лавриков С.В.
193 Леонтьев Аркадий Васильевич
194 Миренков Валерий Егорович mirenkov@misd.nsc.ru
195 Опарин Виктор Николаевич
196 Ревуженко А.Ф.
197 Чанышев Анвар Исмагилович igonina@gorodok.net
198 Яковицкая Галина Евгеньевна yge@ngs.ru

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

- 199 Антонов Д.Г. AntonovEY@ipgg.nsc.ru
200 Ардюков Д.Г.
201 Бобров Александр Анатольевич
202 Бойко Е.В.
203 Бушенкова Наталья Анатольевна BushenkovaNA@ipgg.nsc.ru
204 Деев Евгений Викторович deev@uiggm.nsc.ru,
205 Дядьков Петр Георгиевич djad@uiggm.nsc.ru
206 Беспалько Анатолий Алексеевич
207 Кожевников Николай Олегович kozhevnikovno@ipgg.nsc.ru
208 Кузнецова Юлия М.
209 Кучай Ольга Анатольевна kuchayOA@ipgg.nsc.ru
210 Седусов Р.Г.
211 Сибириakovbp@ipgg.nsc.ru

- 212 Сибиряков Евгений Борисович
213 Суворов Владимир Дмитриевич
214 Тимофеев Владимир Юрьевич
215 Червов В.В.
Новосибирский государственный технический университет
216 Вострецов А.Г.
Сибирская Государственная Геодезическая Академия
217 Устюгов Михаил Борисович
Институт теории и прикладной механики СО РАН
218 Медведев А.Е.
219 Шабалин И.И.

г. Обнинск (Калужская область)

Геофизическая служба РАН

- 220 Болтышев Григорий Юниевич

г. Петропавловск-Камчатский

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

- 221 Акманова Д.Р.
222 Викулин Александр Васильевич
223 Гаврилов Валерий Александрович
224 Осипова Наталия Анатольевна.
225 Широков Владимир Алексеевич
226 Яроцкий Георгий Павлович

Камчатский филиал Геофизической службы РАН

- 227 Копылова Галина Николаевна
228 Серафимова Юлия Константиновна

г. Петрозаводск

Институт геологии Карельского НЦ РАН

- 229 Ручьёв Андрей Михайлович
230 Травин Вениамин Вениаминович
231 Шаров Николай Владимирович

г. Санкт-Петербург

НЦ РФ Арктический и Антарктический НИИ

- 232 Смирнов Виктор Николаевич
233 Шейкин И.Б.

Санкт-Петербургский государственный Университет

- 234 Барулева Ольга Андреевна,
235 Войтенко Вячеслав Николаевич

- 236 Пупков Олег Михайлович barul@inbox.ru
237 Худoley Андрей Константинович khudoley@ah3549.spb.edu
238 Ашмарина Юлия Борисовна ashju@mail.ru
239 Лыскова Е.Л. lyskova@paloma.spbu.ru
240 Санников Константин Юрьевич Sannikov_kyu@mail.ru

Физико-технический институт РАН

- 241 Веттегрень В.И.
242 Дамаскинская Екатерина Евгеньевна kat.dama@mail.ioffe.ru
243 Кулик В.Б.
244 Пикулин В.А.
245 Томилин Никита Георгиевич nikita.tomilin@mail.ioffe.ru
246 Фролов Д.И.

ФГУП «ВСЕГЕИ»

- 247 Кашубин Сергей Николаевич sergey_kashubin@vsegei.ru
СПбФ Института земного магнетизма и ионосферы РАН
248 Благовещенская Елена Эллиевна Galina@gh5667.spb.ed

г. Сыктывкар

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,

- 249 Вахнин Михаил Геллерович oilkominc@mail.ru

г. Таштагол, Кемеровской обл

Таштагольский филиал «Евразруда»

- 250 Штирц В.А.

г. Тверь

ООО «Славнефть–НПЦ

- 251 Юрченко Оксана Станиславна sparrow@yandex.ru

г. Томск

Томский политехнический университет

- 252 Беспалько Анатолий Алексеевич
253 Виитман Е.В.
254 Федотов П.И.
255 Яворович Людмила Васильевна Lusi@tpu.ru
Институт физики прочности и материаловедения СО РАН
256 Астафуров С.В.
257 Димаки А.В.
258 Макаров Павел Васильевич pvm@ispms.tsc.ru
259 Псахье Сергей Георгиевич.
260 Радченко В.
261 Стефанов Юрий Павлович yu_st@rambler.ru
390

262 Шилько Евгений Викторович

г. Тюмень

ООО «Научно-производственное предприятие геологического моделирования «ГЕОСЕ С»

263 Некрасов Александр Иванович nekr_ai@geoseis.ru

ООО «Лаборатория новых технологий в нефтяной геологии «Петрограф»

264 Сапчук Ирина Петровна sap_ip@geoseis.ru

г. Хабаровск

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН

265 Бормотов Владимир Александрович

266 Лунева Маргарита Николаевна margo@itig.as.khb.ru

267 Меркулова Т.В.

г. Чита

Читинский Государственный университет

268 Авгулевич Д.Л. a_dan@mail.chita.ru

269 Оленченко В.В. vv751@yandex.ru

г. Южно-Сахалинск

Институт морской геологии и геофизики ДВО

270 Василенко Н.Ф.

271 Злобин Тимофей константинович t.zlobin@mail.ru

272 Левин Борис Вульфович lbw@imgg.ru

273 Прытков А.С.

Сахалинский государственный университет

274 Полец Анастасия Юрьевна

г. Якутск

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

275 Прокопьев Андрей Владимирович prokopiev@diamond.ysn.ru

Ближнее зарубежье

г. Тбилиси, Грузия

Институт геологии

276 Гиоргобиани Тамаз Варламович geolog@gw.acnet.ge

г. Алматы, Казахстан

Институт сейсмологии

- 277 Курскеев А.К.
278 Садыкова Алла Байсымаковна aluadin@mail.ru
279 Сыдыков А. seismolog@topmail.kz
280 Тарадаева Т.В.
281 Тимуш А.В. seismolog@topmail.kz
282 Хачикян Г.Я. seismolog@topmail.kz
283 Шациллов Владимир Иванович shatsilov@yandex.ru
Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция, г. Алматы
284 Полешко Наталья Николаевна mexanizm-some@mail.ru

г. Жезказган, Казахстан

Kazakhmys Co LTD

- 285 Герасименко В.И.
286 Макаров А.Б.
287 Мансуров Владимир Аглеевич rud@kazakhmys.kz

г. Бишкек, Киргизстан

Институт физики и механики горных пород НАН КР

- 290 Айтматов Ильгиз Торокулович ifmgp@yandex.ru
291 Казакбаева Г.О. ifmgp@yandex.ru

Научная станция РАН Бишкек

- 292 Баталёва Елена Анатольевна bataleva@gdirc.ru
293 Баталев В.Ю. bataleva@gdirc.ru
294 Богомолов Леонид Михайлович enelya@gdirc.ru
leonidb@gdirc.ru
295 Костюк А.Д.
296 Кузиков Сергей Иванович ksi@gdirc.ru
297 Рыбин А.К.
298 Сычев В.Н. sychev@gdirc.ru
299 Сычева Найля Абдуллоевна nelya@gdirc.ru

г. Ташкент, Узбекистан

Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии Республики Узбекистан

- 300 Дулабова Нафиса Юсуповна. n.dulabova@mail.ru
301 Сулейманов М.О. mineral@cu.uz
302 Турапов Мирали Камалович mineral@cu.uz

ГП «Геологический музей» Госкомгеологии РУз

- 303 Фатхуллаев Шавкат Джунайдуллаевич umrah@mail.ru

ОАО «ИГиРНИГМ»,

- 304 Ходжиметов Алиназар Ирисметович hodjimetov@rambler.ru

ОАО «Узбекгеофизика»

- 305 Бабаджанов Ташпулат Лепесович
306 Мордвинцев Олег Петрович oleg-p-m@yandex.ru
Институт сейсмологии АН РУз
307 Умурзаков Рахимжан Абдуразакович umrah@mail.ru

г. Днепропетровск, Украина

- Национальный горный университет,**
308 Довбнич Михаил Михайлович dovbnichm@nmu.org.ua

г. Донецк, Украина

- Донецкий национальный технический университет МОН Украины**
309 Алехин Виктор Иванович vikalex07@rambler.ru
310 Корчемагин Виктор Александрович geolog@dgtu.donetsk.ua
311 Павлов Игорь Олегович geolog@dgtu.donetsk.ua
312 Уколов Владимир Дметревич geolog@dgtu.donetsk.ua

г. Киев, Украина

- Институт геофизики НАН Украины**
313 Гинтов Олег Борисович gintov@igph.kiev.ua
314 Гончар Виктор Владимирович gonchar@igph.kiev.ua
315 Муровская А.В.
316 Мычак С.В.
317 Хазан Яков Моисеевич, ykhazan@gmail.com

MND, г. Львов, Украина

- 318 Бубняк Андрей Николаевич andrewibubniak@yahoo.com

Киевский Национальный университет, Украина

- 319 Заманская Марина Юрьевна Zamanskaja@ukr.net
320 Попов Сергей Анатольевич spopov@univ.kiev.ua,

г. Львов, Украина

- Карпатское отделение Института геофизики НАН Украины**
321 Бокун Александр Николаевич EDidyk@mts.com.ua
322 Назаревич Андрей Владимирович nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua

Отдел сейсмичности Карпатского региона Института геофизики НАН Украины

- 323 Назаревич Л.Е.
Львовский Национальный университет, Украина
324 Бубняк Игорь Николаевич ibubniak@yahoo.com

Дальнее Зарубежье

г. Ганновер, Германия

Федеральное ведомство по геонаукам (БГР)

325 Хаммер . j.hammer@bgr.de

г. Рейкьявик, Исландия

Исландское Метеорологическое Бюро,

326 Рагнар Стефансон

г. Пекин, Китай

**Государственная главная лаборатория сейсмодинамики Института геологии
Сейсмологического бюро Китая**

327 Лю Личиань

328 Лю Пэйшунь

329 Лю Тианчань

330 Ма Сэнли

331 Ма Цзинь

majin@ies.ac.cn

332 У Сюцжан

Институт Наук о Землетрясениях, КАЗ

333 Нью Анфу

Политехнический институт Пекина

334 Ма Шаопэнь

г. Тронхейм, Норвегия

Геологическая служба Норвегии

335 Сейнто Алина aline.saintot@ngu.no

г. Братислава, Словакия

Департамент геологии и палеонтологии, Университета им. Коммениуса

336 Плашенка Душан plasienska@fns.uniba.sk

Институт Геофизики

337 Бримих Л.

г. Сан-Диего, США

Государственный университет Сан-Диего,

338 Меллорс Р.

West Lafayette, Indiana, США

339 **Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University**
Кале Э. ecalais@purdue.edu

г. Тайбэй, Тайвань

340 **Национальный Технологический Тайбэйский Университет**
Куо-Жен Чанг

Институт наук о Земле, Академия Наук

341 Жиан-Ченг Ли

342 Ру-Фей Чен

Центральная Геологическая Служба

343 Хао-Цу Чу

г. Чунгли, Тайвань

344 **Центральный Национальный Университет**
Чанг-Пай Чанг

г. Виллефранс-Сюр-Мер, Франция

Геосайенс Ажур и Океанологическая Лаборатория Виллефранса
Унив. П. и М. Кюри

345 Анжелье Жак angelier@geoazur.obs-vlfr.fr

г. Нанси, Франция

Университет Нанси-1

346 Леспинас М. marc.lespinasse@g2r.uhp-nancy.fr

г. Париж, Франция

Университет П. и М. Кюри

347 Бержерат Франсуаза

348 Нико Элизабет

Парижский Институт физики Земли

349 Бернар П.

г. Плузана, Франция

350 **Отделение океанологии, Академия наук Франции**
Девершер Ж. jacdev@univ-brest.fr

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел IV. Разлом как особое геологическое и физическое тело

<i>Анжелье Ж., Бержерат Ф., Стефансон Р.</i> Как анализ напряженного состояния может подчеркивать развитие и механическое поведение сложных разрывных структур? Пример Исландии	5
<i>Angelier J. Bergerat F., Stefansson R.</i> How does stress analysis highlight the development and mechanical behaviour of complex brittle structures ? an example from Iceland	9
<i>Барыкина О.С.</i> Вещественно-морфологические особенности разрывных тектонических структур	12
<i>Баталёва Е.А. , Баталёв В.Ю., Рыбин А.К.</i> Поведение разломных структур на различных глубинных уровнях земной коры по результатам МТЗ	15
<i>Бобров А.А.</i> Отражение некоторых особенностей разломных зон Приольхонья и южного Приангарья в эманациях радона	18
<i>Богомолов Л.М., Кузиков С.И., Костюк А.Д., Рыбин А.К., Сычев В.Н., Сычева Н.А.</i> Особенности разломных зон и их взаимодействие с внешними физическими полями	21
<i>Геншафт Ю.С., Баженова Г.Н.</i> Роль сдвиговых напряжений в минеральных преобразованиях	24
<i>Гусева Т.В.</i> Современные движения и деформации в зоне активного разлома	26
<i>Гуфельд И.Л., Сычев В.Н.</i> К вопросу о естественном и искусственном регулировании сейсмического процесса	29
<i>Зверев С.М.</i> Активные разломы в зоне конвергенции: внутреннее строение (по данным ГСЗ и ОГТ), сейсмичность	32
<i>Калинин Э.В., Панасьян Л. Барыкина О.С.</i> Характеристика напряженного состояния в зоне влияния тектонического разлома	34

<i>Киссин И.Г.</i> Роль флюидов в формировании сдвиговых нарушений. . .	37
<i>Кожевников Н.О., Агафонов Ю.А., Антонов Е.Ю.</i> Структура Приольхонья и Приморского разлома по геофизическим данным	40
<i>Кожевников Н.О., Семинский К.Ж., Бобров А.А., Авгулевич Д.Л., Оленченко В.В.</i> Первые результаты применения геофизических методов для изучения современной тектоники Приольхонья	43
<i>Козырев А.А., Каспарьян Э.В., Жиров Д.В., Смагина Ю.Г.</i> Саамский разлом (Хибины) – аномальный характер современных деформаций. . .	46
<i>Кузин А.М.</i> О внутреннем строении зон разрывных нарушений по сейсмическим данным	49
<i>Лебедев Е.Б.</i> Железосульфидные капли в силикатном расплаве при деформации силикатного каркаса	52
<i>Левин Б.В., Сасорова Е.В., Родкин М.В.</i> Роль воды в подготовке и генерации коровых землетрясений	53
<i>Летников Ф.А.</i> Синергетика процессов в зонах глубинных разломов. . .	54
<i>Павленкова Н.И.</i> Типы зон разломов и глубоких нарушений континентальной литосферы по сейсмическим данным	57
<i>Попов С.А., Заманская М.Ю.</i> Структурно – вещественные преобразования в разломных зонах Среднего Побужья по данным магнитометрии . . .	60
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Напряжения, прочность, внутреннее строение и метаморфические преобразования в теле разлома	63
<i>Ружич В.В.</i> Сейсмоактивные разломы: режимы приразломных деформаций, взаимодействие с внешними физическими полями	66
<i>Ручьёв А.М.</i> Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита	69
<i>Салтыковский А.Я., Патонин А.В., Ладыгин В.М., Виноградов Ю.К.</i> О петромагнитных свойствах горных пород, испытавших структурно-деформационные изменения (на основе эксперимента)	72

<i>Семинский К.Ж.</i> Внутренняя структура разломных зон: прикладной аспект тектонофизических исследований	75
<i>Семинский К.Ж., Черемных А.В., Бобров А.А., Кожевников Н.О.</i> Разломные зоны Прибайкалья: внутренняя структура и геофизические поля	78
<i>Соколова Ю.Ф.</i> Роль сдвиговой деформации в формировании этажности континентальной земной коры	81
<i>Спивак А.А.</i> Тектонические разломы как зоны интенсивных межгеосферных взаимодействий	84
<i>Травин В.В., Козлова Н.Е.</i> Пластическая деформация как фактор эклогитизации на примере пластических зон сдвига района села Гридино, Беломорский подвижный пояс	87
<i>Траскин В.Ю.</i> Эффект Ребиндера в тектонофизике	88
<i>Фролова Н.С.</i> Генезис разрывов разного ранга, ориентированных по нормали к оси максимального сжатия	91
<i>Чиков Б.М.</i> Очаг землетрясения как деформационно-метаморфическая структура земной коры	94

Раздел V. Тектонофизика в решении проблем поиска и разработки месторождений полезных ископаемых

<i>Авагимов А.А., Зейгарник В.А.</i> Динамика АЭ и свойств модельного образца при внешнем энерговоздействии	99
<i>Батугин А.С.</i> Опыт тектонофизических исследований на рудных, угольных, нефтяных месторождениях: тектонические поля напряжений, строение геодинамически опасных зон, условия проявления техногенных землетрясений	102
<i>Беспалько А.А., Яворович Л.В., Федотов П.И., Вилтман Е.В., Штирц В.А.</i> Механоэлектрические преобразования при деформационных процессах горных породах	105

<i>Вахнин М.Г.</i> Влияние разломов на формирование локальных структур и нефтегазоносность региона на примере севера Предуральяского прогиба	108
<i>Веселов А.И., Джунь Т.М.</i> Геодинамические модели обрабатываемых железорудных месторождений для диагностики НДС массива	110
<i>Виноградов А.М.</i> О дзъюнктивных и инъективных дислокациях разломных структур Урало-Западно-Сибирской тектоно-магматической системы	111
<i>Вострецов А.Г., Яковичкая Г.Е.</i> Диагностика и контроль разрушения образцов горных пород и массивов по структуре и параметрам сигналов электромагнитного излучения	114
<i>Гладков А.С.</i> Сдвиговые разломы Сибирской платформы и кимберлитовый магматизм	117
<i>Гогоненков Г.Н., Тимурзиев А.И.</i> Строение и генезис платформенной складчатости Западной Сибири в свете новых данных о региональном проявлении горизонтальных сдвигов фундамента	120
<i>Жиров Д.В., Рыбин В.В., Шпаченко А.К.</i> Эволюция хрупких деформаций массива пород Ньюркапхкского месторождения апатит-нефелино-вых руд по результатам документации и анализа трещиноватости	124
<i>Задорожный Д.Н.</i> Поля тектонических напряжений в структурах серебряных месторождений Верхоянья	128
<i>Казанкова Э. Р., Корнилова Н.В., Судо Р.М.</i> Геофлюидодинамика Восточно-Перевального месторождения	131
<i>Коврижных А.М.</i> Моделирование процессов ползучести и разрушения материалов в решении фундаментальных и прикладных задач геомеханики	134
<i>Красновский А.А., Миренков В.Е.</i> Численный эксперимент по деформированию пород в окрестности нефтеносного пласта	137

<i>Кузьмин Ю.О., Никонов А.И.</i> Тектонофизические особенности формирования нефтегазоносных платформенных структур (взаимосвязь "сейсмических" и "геологических" моделей)	140
<i>Ловчиков А.В.</i> Взаимосвязь техногенной сейсмичности и структурно-блокового строения массива на Ловозерском редкометальном месторождении	143
<i>Мансуров В.А., Герасименко В.И., Макаров А.Б.</i> Взаимосвязь техногенной сейсмичности и отработка наклонных залежей: Изученный случай крупного обрушения на рудниках Жезказганского месторождения.	146
<i>Мартышко П.С., Пьянков В.А.</i> Мезомеханический сценарий деформирования массива Денежкин камень и его проявление в магнитоакустических характеристиках горных пород	151
<i>Мельников Н.Н., Козырев А.А., Панин В.И.</i> Техногенная сейсмичность как отражение эволюции напряженно-деформированного состояния геологической среды в горнорудной природно-технической системе.	154
<i>Морозов Ю.А., Киреев С.М., Соболев Г.А., Смутьская А.И., Цельмович В.А., Веттегрень В.И., Кулик В.Б., Пикулин В.А.</i> Экспериментальное изучение наноструктур горных пород, подвергнутых квазигидростатическому сжатию	157
<i>Насимов Р.М., Петров В.А., Полуэктов В.В., Хаммер Й., Лестинас М.</i> Метод визуализации гидравлически активных дислокаций в керновых образцах кристаллических пород	159
<i>Некрасов А.И.</i> Новейшая сдвиговая тектоника Нижнего Прииртышья	162
<i>Опарин В.Н., Леонтьев А.В., Козырев А.А., Сапуриин А.Д., Еманов А.Ф.</i> Деструкция земной коры и процессы самоорганизации в областях сильного техногенного воздействия	165
<i>Петров В.А. Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Щукин С.И., Хаммер Й.</i> Природные и техногенные изменения напряженно-деформированного состояния пород на урановом месторождении в гранитах	168

<i>Потехина И.А., Маковчук И.В.</i> Тектонофизический анализ разломной сети месторождения “трубка Юбилейная”	171
<i>Сапчук И.П.</i> Тектонофизическая интерпретация разрывных нарушений в чехле Западно-Сибирской геосинеклизы	174
<i>Семенова И.Э.</i> Учёт тектонических напряжений в экспертной оценке устойчивости горных выработок при подземной разработке рудных месторождений	176
<i>Сим Л.А.</i> Новейшие и современные сдвиги платформ северной Евразии	179
<i>Турапов М.К.</i> Моделирование тектонических напряжений в структурах Гузаксай Чадакского рудного поля	182
<i>Федотова Ю.В., Потокин М.И.</i> Тектонофизический анализ энергонасыщенных участков геологической среды	184
<i>Хазан Я.М.</i> Физические условия в источниках кимберлитовых магм. Модель происхождения кимберлитов	187
<i>Ходжиметов А.И.</i> Численные модели глубинных и крупных разломов в земной коре нефтегазоносных регионов Узбекистана	190
<i>Чанышев А.И., Белоусова О.Е.</i> Математическая модель запредельного деформирования горных пород и её применение в расчетах зональной дезинтеграции массива пород вокруг выработок	193
<i>Чанышев А.И., Игонина Е.А.</i> Устойчивость массива горных пород вокруг цилиндрической выработки в до и запредельной стадиях деформирования	196
<i>Юрченко О.С., Сим Л.А.</i> Сдвиговая тектоника Максимкинской и Аригольской площадей Александровского свода (Западная Сибирь)	199

Раздел VI. Региональная тектоника, геофизические и сейсмологические данные – тектонофизический аспект

<i>Акманова Д.Р., Викулин А.В., Осипова Н.А.</i> Миграция сейсмической и вулканической активности как тектонофизический процесс	205
<i>Алексеев В.А. Алексеева Н.Г., Даниялов М.Г., Мусаев И., Урядов В.П., Жигалин А.Д., Першин С.М., Фомичев В.В.</i> Снижение дегазации Земли и микросейсмичности при солнечном затмении: фумарольный выброс на Эльбрусе	208
<i>Арефьев С.С., Быкова В.В.</i> Алтайское землетрясение 2003 г: очаги афтершоки	211
<i>Ашмарина Ю.Б., Лыскова Е.Л., Санников К.Ю.</i> Особенности распределения источников типа CLVD в различных зонах субдукции	214
<i>Баранов А.А.</i> Новая трехслойная модель коры для Центральной и Южной Азии	217
<i>Батугин А.С.</i> Классификация участков земной коры по степени геодинамической опасности	221
<i>Благовещенская Е.Э.</i> Сезонные вариации региональной сейсмичности и гравитационного поля Земли	223
<i>Бормотов В.А., Меркулова Т.В.</i> Связь сейсмического режима Танлу-Охотской рифтовой системы с разломной тектоникой и прочностными свойствами литосферы	225
<i>Бугаев Е.Г.</i> Использование данных о современных и четвертичных движениях в активных разломах и геодинамических зонах для тектонофизических исследований в решении проблем оценки сейсмической опасности	228
<i>Бушенкова Н.А., Деев Е.В., Червов В.В.</i> Природа пермо-триассового магматизма Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы: сопоставление геолого-структурных данных с результатами 3D моделирования скоростной и тепловой структуры верхней мантии	231

<i>Гаврилов В.А.</i> Оценки некоторых результатов геофизических измерений на Камчатке на заключительной стадии подготовки сильнейших Симуширских землетрясений (15.11.2006 г, $M_w = 8.3$; 13.01.2007 г, $M_s = 8.2$)	235
<i>Глазнев В.Н., Жирова А.М.</i> Расчет упругих модулей Хибинского массива по данным сейсмогравиметрического моделирования	237
<i>Горбунова Е.А.</i> Графики повторяемости землетрясений как критерий опасных разломов Байкало-Монгольского сейсмического пояса	240
<i>Гуфельд И.Л., Гаврилов В.А., Корольков А.В., Новоселов</i> Отражение пространственных геодинамических процессов в локальном геоакустическом мониторинге: фактор дегазации Земли	243
<i>Дамаскинская Е.Е., Томилин Н.Г.</i> Кинетическая природа stick-slip: эксперимент и подготовка Симуширских землетрясений	246
<i>Добрынина А.А.</i> Скорости и направления в разрывов в очагах Прибайкальских землетрясений	249
<i>Дядьков П.Г., Кузнецова Ю.М.</i> Особенности состояния среды и аномалии сейсмического режима перед сильными землетрясениями Алтая	252
<i>Злобин Т.К., Полец А.Ю.</i> Сейсмодислокации и разломы земной коры в западной части Охотского моря по профилю Шантары-Северный Сахалин-Поднятие АН СССР	255
<i>Злогодухова О.Г.</i> Отражение деструкции литосферы в вариациях плотности активных разломов и локализация землетрясений (на примере Байкальской рифтовой системы).	258
<i>Колтышева Е.С.</i> Сводные геолого-геофизические разрезы и тектоническая унаследованность восточной части Восточно-Европейской платформ и Урала	261
<i>Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К.</i> Особенности сейсмического режима и деформаций земной коры Восточной Камчатки на стадиях подготовки сильных землетрясений	263

<i>Краснораменская Т.Г., Лобацкая Р.М.</i> Объемная неотектоническая разломно-блоковая модель Алтае-Саянской складчатой области и сейсмический процесс	267
<i>Кучай О.А., Бушенкова Н.А.</i> Особенности распределения сейсмичности и характера подвижек в очагах в зависимости от глубинного строения среды Центральной Азии	270
<i>Латынина Л.А., Гусева Т.В.</i> Косейсмические процессы по данным деформационных и сейсмических измерений	273
<i>Латынина Л.А., Милоков В.К., Курскеев А.А., Бримих Л.</i> Возмущения деформаций земной коры вдали от очага в период землетрясения на Суматре 26.12.2004	276
<i>Левин Б.В., Сасорова Е.В.</i> Особенности широтного распределения количества землетрясений в Тихоокеанском сегменте, как проявление глобальной сейсмичности.	279
<i>Лементуева Р.А., Хромов А.А., Ирисова Е.Л., Борисова Л.Е.</i> Общие закономерности естественных электрических полей и их связь с геологическими структурами (Камчатка)	280
<i>Лукьянов И.В.</i> Возможности мониторинга напряженного состояния геосреды на примере региона о. Новой Ирландии	282
<i>Лунева М.Н.</i> Распределение сейсмической анизотропии в зонах субдукции Камчатки и Хоккайдо.	284
<i>Мельникова В.И., Гилеева Н.А.</i> Динамические характеристики волнового поля и блоковая делимость центрального сегмента Байкальской рифтовой зоны	287
<i>Мордвинова В.В. Ананьин Л.В., Гоць М.Ф.</i> Байкальская рифтовая зона: скоростная структура коры и верхов мантии по результатам метода приемной функции	290
<i>Назаревич А.В.</i> Современная геомеханика литосферы Украинского Закарпатья и некоторые характерные сценарии и механизмы местных землетрясений и особенности проявления их геофизических предвестников.	293

<i>Неведрова Н.Н., Лунина О.В., Санчаа А.М.</i> Геоэлектрическое строение тектонических впадин Прибайкалья и Горного Алтая с привлечением геолого-структурных данных.	296
<i>Никонов А.А.</i> О дальнодействии предвестниковых явлений деформационного типа при сильных, $M \geq 7$, коровых землетрясениях	299
<i>Никонов А.А.</i> Региональные волны деформации и сейсмичность Фенноскандинавско-Балтийского региона.	302
<i>Плашенко Д.</i> Тектоника Пьенинского Пояса Утесов (Западные Карпаты): комбинация надвигов мелкого заложения и сдвиговых перемещений по глубинному разлому	305
<i>Plašienka D.</i> Tectonics of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): a combination of shallow thrusting and deep-seated wrench fault movement	308
<i>Пьянков В.А., Мартышко П.С.</i> Вариации магнитных параметров платиноносных дунитов массива Кондер и их связь с локализацией пластических деформаций на разных иерархических уровнях.	311
<i>Пьянков В.А., Мартышко П.С.</i> Пространственно-временные особенности вековых вариаций геомагнитного поля как инструмент сейсмического районирования.	314
<i>Радзиминович Н.А.</i> Пример активизации поперечной структуры при землетрясении с $M_w=5.8$ в Байкальской рифтовой зоне.	317
<i>Родкин М.В.</i> О процессах разупрочнения в окрестности сильных землетрясений и в зонах фазовых превращений в верхней мантии.	320
<i>Садыкова А.Б.</i> О сейсмическом режиме Тянь-Шаня.	323
<i>Санников К.Ю., Лыскова Е.Л.</i> Исследование свойств длиннопериодного сейсмического шума на станциях «Пулково» и «Гарту» («Васула»).	327
<i>Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П.</i> Моделирование переходных режимов сейсмического процесса.	330

<i>Стеблов Г.М., Грекова Т.А., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И.</i> Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS.	331
<i>Степанов В.В.</i> Анализ кинематических типов смещений в очагах землетрясений Земли	334
<i>Степанов В.В.</i> Направления и величины смещений в очагах землетрясений.	337
<i>Строганова С.М., Пономарев А.В., Смирнов В.Б.</i> Фазы синхронизации в модели разломной зоны.	340
<i>Суворов В.Д.</i> Сейсмическая структура, вещественный состав и напряженно-деформированное состояние земной коры Байкальской рифтовой зоны.	341
<i>Томилин Н.Г.</i> Область подготовки парных землетрясений Курильской дуги.	344
<i>Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е.</i> Особенности сейсмического режима на стыке тектонических разломов Тихоокеанской плиты	347
<i>Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М.</i> Динамика сейсмического режима Олекмо – Становой сейсмической зоны (ОСЗ)	349
<i>Уткин В.И., Юрков А.К.</i> Тектонические землетрясения и солнечно-земные связи	351
<i>Чирков Е.Б.</i> Метаалгоритмический подход к геодинамическому мониторингу геоэлектрического разреза	356
<i>Чирков Е.Б., Лагова Н.А.</i> Метаалгоритмический аспект параметризации кинематики процесса в очаге землетрясения.	359
<i>Шаров Н.В.</i> Геофизические данные о строении кристаллической коры в свете новых перспективных задач тектонофизики	362
<i>Широков В.А., Серафимова Ю.К.</i> Сильные землетрясения Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектонических поясов и извержения вулканов: влияние солнечной активности и земных приливов, прогноз событий до 2030 г.	365

<i>Щукин Ю.К.</i> Геодинамика, среда и сейсмичность.	369
<i>Яроцкий Г.П.</i> Сейсмичность и разломная тектоника юго-запада Корякского нагорья.	372
Авторский указатель.	377
Указатель организаций	382
Содержание.	397

Научное издание

**ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ
ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ.
К 40-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ М.В. ГЗОВСКИМ
ЛАБОРАТОРИИ ТЕКТОНОФИЗИКИ
В ИФЗ РАН**

Том 2

*Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта*

Усл. печ. л. 25.13

Тираж 250 экз.